Universidad Austral de Chile

Facultad de Ciencias
Escuela de Geología

PROFESOR PATROCINANTE:
DR. DANIEL MELNICK D'ETIGNY
INSTITUTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
FACULTAD DE CIENCIAS

GEOMORFOLOGÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LOS DERRUMBES DEL CAUCE SUPERIOR DEL RÍO SAN PEDRO, REGIÓN DE LOS RÍOS, CHILE

Trabajo presentado como parte de los requisitos para optar al Título de Geóloga

FABIOLA DENISSE ANDREA GALLEGUILLOS CANALES

VALDIVIA-CHILE
2023

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

PROFESOR PATROCINANTE:

DR. DANIEL MELNICK D'ETIGNY
Instituto de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad Austral de Chile

PROFESOR INFORMANTE

DRA. ANA MARÍA ABARZÚA VÁSQUEZ
Instituto de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad Austral de Chile

PROFESOR INFORMANTE:

DR. MARIO PINO QUIVIRA
Instituto de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad Austral de Chile

AGRADECIMIENTOS

Este Trabajo de Titulación fue financiado por el Núcleo Milenio "CYCLO: The Seismic Cycle Along Subduction Zones", cuyo investigador responsable es el Dr. Daniel Melnick. Gracias por la confianza y apoyo. Estoy agradecida de todas las personas que han participado en mi trayecto por la universidad y en el desarrollo de esta tesis. A mis profesores guía, Patrocinante e Informantes, gracias por la paciencia y disposición a enseñar; a mis profesores de pregrado, funcionarias/os, compañeras/os de u, gracias luquitas, runi, tía Ida y a todas las personas del gg que regalaron algún abrazo, sonrisa y siempre la buena onda…Gracias a la bianquita, jota, leo, por ayudarme con mucho cariño en mis avances, gracias dani, barbarita, chiquillas del lab por tanta buena onda y momentos compartidos. Especiales menciones al pipe, mis abuelos valdivianos Don Sergio y la Sra Sylvia, sofi, tami, caro, javix, ale, fran… gracias por estar para mi durante todos estos años que pasaron, son y se vendrán. Gracias a mi familia por su incondicional apoyo y amor. Gracias al "VAMOS CHILEE!!" por levantarme el ánimo cada vez que fue necesario.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN **1**

ABSTRACT **2**

1. INTRODUCCIÓN **3**

2. ÁREA DE ESTUDIO **15**

3. MATERIALES Y MÉTODOS **16**

Trabajo en terreno 17

Trabajo en laboratorio 20

Datación de los testigos 21

Trabajo digital 22

Historia sísmica 25

4. RESULTADOS **26**

Estratigrafía del Taco Sur 28

Análisis de sedimentos 32

Geocronología del Taco Sur 35

Geomorfometría del Taco Sur 38

5. DISCUSIÓN **42**

Estratigrafía y geomorfología del Taco Sur según los datos macroscópicos y microscópicos 42

Relación ente el Taco Sur y los tacos mapeados 45

Edad del Taco Sur y su relación con antiguos terremotos 47

Correlación con la historia sísmica 48

Implicancias y sugerencias a futuro 52

6. CONCLUSIONES **54**

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS **55**

8. ANEXOS **63**

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de la Zona de Lagos chilenos (ZLc). 5

Figura 2. Modelo esquemático de típico deslizamiento de tierra *rotational deep-seated landslide*. Modificado de Yamagishi y Bhandary, (2017). 9

Figura 3. Imagen satelital del cauce superior del rio San Pedro mostrando los movimientos en masa reconocidos por Davis y Karzulovic, (1963). 14

Figura 4. Vista aérea del Taco Sur y los lagos mencionados. Las fotografías fueron tomadas por un drón en enero de 2023 por Roberto Larregla. 16

Figura 5. Vista satelital de la ubicación de los cuerpos de agua analizados. 16

Figura 6. Esquema de la disposición de los bloques multirotacionales y la hipótesis que se esperaba cumplir en terreno. 18

Figura 7. Esquema del trabajo realizado en terreno. 19

Figura 8. Se muestra la materia orgánica enviada a datar. 22

Figura 9. Mapa de las unidades morfoestructurales del Taco 3. 24

Figura 10. DTM de la Laguna Los Bajos indicando área usada para interpolar la topografía al lago y calcular la profundidad del basamento. 25

Figura 11. Vista aérea del Taco Sur y Taco 3 capturada por un dron en enero de 2023. 26

Figura 12. Remociones mapeadas en la zona de estudio. 27

Figura 13. Punto de muestreo "estrella roja" ubicado fuera de la remoción. 29

Figura 14. Punto de muestreo representado por una estrella amarilla en el mapa de la figura 12. 31

Figura 15. Fotografías de minerales, materia orgánica y estructuras encontradas en los testigos. 34

Figura 16. A Edad calibrada en años antes del presente de los testigos PT2201 y PT2203. 36

Figura 17. Esquema resumen presentado como una columna estratigráfica de los testigos obtenidos. 37

Figura 18. DTM LiDAR sombreado y distribución de tacos, cabeceras y crestas identificadas en el presente estudio. 38

Figura 19. Relación entre el tamaño de la ventana móvil usada para calcular rugosidad y la rugosidad mediana de cada taco. 38

Figura 20. Distribución de rugosidad calculada para el área de cada taco mapeado en la figura 18, usando una ventana móvil de 19x19 m^2. 39

Figura 21. Relación entre parámetros de diferencia de azimut entre ridges y cabeceras cercanas. 40

Figura 22. Estimación de la profunidad del basamento del lago. 41

Figura 23. Mapa de la red de drenaje de la cuenca de la laguna Los Bajos. 42

Figura 24. Estratigrafía del Taco Sur en correlación con los valores de la rugosidad media estudiada en esta tesis y el registro sísmico planteado por Moernaut et al., (2018) y Fontjin et al., (2016). 51

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Dataciones realizadas para el lago Los Bajos. 35

INDICE DE ANEXOS

Anexo 1. Configuración de los deslizamientos según Yamagishi & Bhandary, 2017.

Anexo 2. Puntos de muestreo en terreno, al interior de los lagos.

Anexo 3. Detalle de las metodologías utilizadas en esta tesis.

Anexo 4. Resultados de los análisis radiocarbónicos enviados a datar en los laboratorios DirectAMS y ETH Zurich.

Anexo 5. Tabla que muestra la profundad de muestreo con su año correspondiente en años AP generada a partir de 'rbacon'.

Anexo 6. Columna cronoestratigráfica realizada en terreno y comparada con la de Davis y Karzúlovic (1963).

RESUMEN

El Taco Sur corresponde a una remoción en masa ubicada en la ribera sur del río San Pedro, cuyo cauce comienza en el lago Riñihue, Región de los Ríos, Chile. Este trabajo presenta un análisis sedimentológico, geomorfológico y geocronológico de estos depósitos. Esta remoción fue identificada por Davis y Karzulovic (1961), quienes estimaron una edad de formación reciente relacionándola con el terremoto de 1575, en base a su comparación con el "Taco 3, originado durante el terremoto de 1960". Para investigar la edad de formación del Taco Sur, se mapeó la geomorfología y geología utilizando topografía LiDAR, observaciones de terreno y se extrajeron testigos sedimentarios de un pequeño lago presente en la zona (Los Bajos). Los testigos se analizaron utilizando radiografías y estudios de microscopía de luz polarizada, se cuantificó la materia orgánica presente, y se extrajeron macrorestos orgánicos y carbonosos para su datación. El análisis geomorfométrico permitió caracterizar el escarpe principal de la remoción en masa, identificando los bloques internos mediante la presencia de crestas o ridges. Estos fueron analizados según su orientación y rugosidad. Los resultados obtenidos revelaron que los testigos de sedimento registran una tasa de sedimentación constante en el tiempo de 0,16 cm/año, durante los últimos 2.000 años mediante la integración de geomorfología y la edad de los sedimentos en la Laguna Los Bajos.

Se propone que el Taco Sur constituye una remoción poligénica multirotacional, producto de al menos 5 sismos ocurridos en los últimos 2000 años cal AP. Finalmente, los hallazgos de esta investigación aportan información relevante para la identificación y cuantificación de riesgos geológicos.

ABSTRACT

The Taco Sur corresponds to a landslide located on the south bank of the San Pedro river, whose channel begins in the Riñihue lake, Los Ríos Region, Chile. This work presents a sedimentological, geomorphological and geochronological analysis of these deposits. This removal was identified by Davis and Karzulovic (1961), who estimated a recent formation age relating it to the 1575 earthquake, based on its comparison with "Taco 3, originated during the 1960 earthquake". To investigate the formation age of Taco Sur, the geomorphology and geology were mapped using LiDAR topography, field observations and sedimentary cores were extracted from a small lake in the area (Los Bajos). The cores were analyzed using radiographs and polarized light microscopy studies, the organic matter present was quantified, and organic and carbonaceous macrofossils were extracted for dating. Geomorphometric analysis allowed us to characterize the main landslide scarp, identifying the internal blocks by the presence of ridges. These were analyzed according to their orientation and roughness. The results obtained revealed that the sediment cores record a constant sedimentation rate in time of 0.16 cm/year during the last 2,000 years by integrating geomorphology and sediment age in Laguna Los Bajos.

It is proposed that the Taco Sur is a polygenic removal, product of at least 4 earthquakes that occurred in the last 2000 years. Finally, the findings of this research provide relevant information for the identification and quantification of geological hazards.

1. INTRODUCCIÓN

La geomorfología del sur de Chile es el resultado de varios periodos de glaciación e interglaciación que se suceden durante el Cuaternario, sumado a actividad tectónica y volcánica, provocada por el margen de subducción colindante (Barrientos, 2007). En esta configuración, muchas geoformas tienen su origen en una mezcla de procesos traslapados, sin embargo, su comprensión y caracterización contribuyen de manera significativa al conocimiento de la historia geológica del territorio y por ende, a la protección de las personas que lo habitan. Laugenie (1971,1982), describió los rasgos geográficos distintivos de los Andes Templados del Sur, resaltando entre otras cosas, la descripción del piedemonte del sur de Chile. Este autor atribuye que este tipo de geoformas pertenecen a la categoría de los grandes piedemontes glaciares al interior de los cuales se registran las huellas de tres glaciaciones. Estas se diferencian por su morfología, la meteorización de sus depósitos y principalmente, por la potencia y antigüedad de los suelos volcánicos que los recubren.

La última glaciación en los Andes Templados del Sur se desarrolló como en otras partes del mundo durante el Pleistoceno tardío; Heusser (1974) la denominó Llanquihue y el nombre y extensión es ampliamente aceptada (i.e. Clapperton, 1990 y Porter, 1981), incluyendo el Último Máximo Glacial (UMG). En el sur de la Patagonia, los glaciares cubrieron hasta 200 km al este del frente montañoso, abarcando desde la plataforma continental del Atlántico hasta la plataforma del Pacífico sur (43°S) (Clapperton, 1990). Según diversos autores (e.g Clapperton, 1990; Mercer, 1975) se formó una capa de hielo montañoso continuo a lo largo de los Andes australes, la cual se transformó en inmensos glaciares de piedemonte formados tempranamente desde el Plioceno. Laugenie (1982) afirma que, al retirarse los glaciares, dejaron depresiones de sobreexavamiento frontal que se hacían más profundas hacia el sur, originando incluso criptodepresiones. En su descenso, los glaciares colisionaron con los macizos del basamento metamórfico, por lo que sus aguas proglaciares difluyeron en los valles del macizo. Actualmente, estas depresiones están ocupadas en la Región de los Ríos por los lagos Calafquén, Panguipulli

y Riñihue (formados detrás de anfiteatros morrénicos). Es entonces que por última vez los sedimentos glaciofluviales comenzaron a ser parte de la composición del sedimento patagónico (Mercer, 1975). Variados estudios de datos cronológicos como lo son las dataciones radiocarbónicas en plantas y/o polen (e.g Ashworth et al., 1991; Denton et al., 1999; Villagrán et al., 1998), dataciones 40Ar/39Ar y K/Ar en morrenas y secuencias volcánicas (Singer et al., 2000, 2004) y datación con varves (Bendle et al., 2019) entre otros, resolvieron patrones de fluctuación en el desarrollo del UMG a nivel global en la Patagonia. La datación y dinámica del comportamiento de capas de paleolagos, se interpreta en la glaciación Llanquihue con tres avances y retrocesos glaciales, hace 35, 20 – 18 (UMG) y 13-11 ka A.P (Singer et al., 2004).

La cronología glaciar en el área ha sido reconstruida principalmente a partir del antiguo lóbulo de Llanquihue a ~41º S (Laugenie, 1982), sin embargo, existen controversias al respecto. Porter (1981), se refiere a las morrenas finales pertenecientes a esta zona como cuatro drifts glaciares diferentes, denominadas de la más antigua a la más joven, Caracol, Río Llico, Santa María y Llanquihue, siguiendo la nomenclatura oficial del SERNAGEOMIN (2020). De estas, se ha demostrado que sólo Llanquihue pertenece al Pleistoceno tardío. Según Vega et al., (2018) los tres avances glaciales más antiguos están mezclados entre sí, por lo que sus productos estarían enterrados unos dentro de otros, por lo que la delimitación y datación de las glaciaciones sigue siendo un desafío. Para el caso del registro glaciar en el lago Riñihue, se han mencionado al menos tres avances diferentes: en la antepenúltima glaciación II (Paskoff, 1977), como Nochaco y Río Frío; en la penúltima glaciación, como Hudif, Casma y Colegual. Finalmente, en la última glaciación, como en morrenas del lago Riñihue (e.g Illies, 1960; Jara-Muñoz et al., 2015; Laugenie, 1982; Mercer, 1975). Es importante destacar que (Porter, 1989) manifiesta como "análisis simplista" considerar las épocas glaciares como una sucesión de culminaciones glaciares e interglaciares en donde la extensión y el volumen de hielo alcanzó un desarrollo máximo o un mínimo.

Un ejemplo de glaciar de piedemonte es el glaciar de Riñihue que, entre otros, reúne diversos desafíos científicos en el estudio de piedemontes, i.e. glaciológicos, estructurales, volcánicos y neotectónicos (Laugenie, 1982). En la actualidad, el lago Riñihue, ubicado en la

Región de Los Ríos, ocupa una depresión sobrexcavada por los distintos avances glaciales del Pleistoceno, así como la que ocupan la mayor parte de los lagos del sur de Chile denominado internacionalmente como *Chilean Lake District* (*CLD,* 39–41° S, 73° W) (Veblen, 1988; Davies et al., 2020; Denton et al., 1999; García, 2012) (Fig. 1). Los lagos son represados por el relieve morrénico asociado a la última expansión de los glaciares de piedemonte (Davies et al., 2020; Denton et al., 1999; Laugenie, 1982).

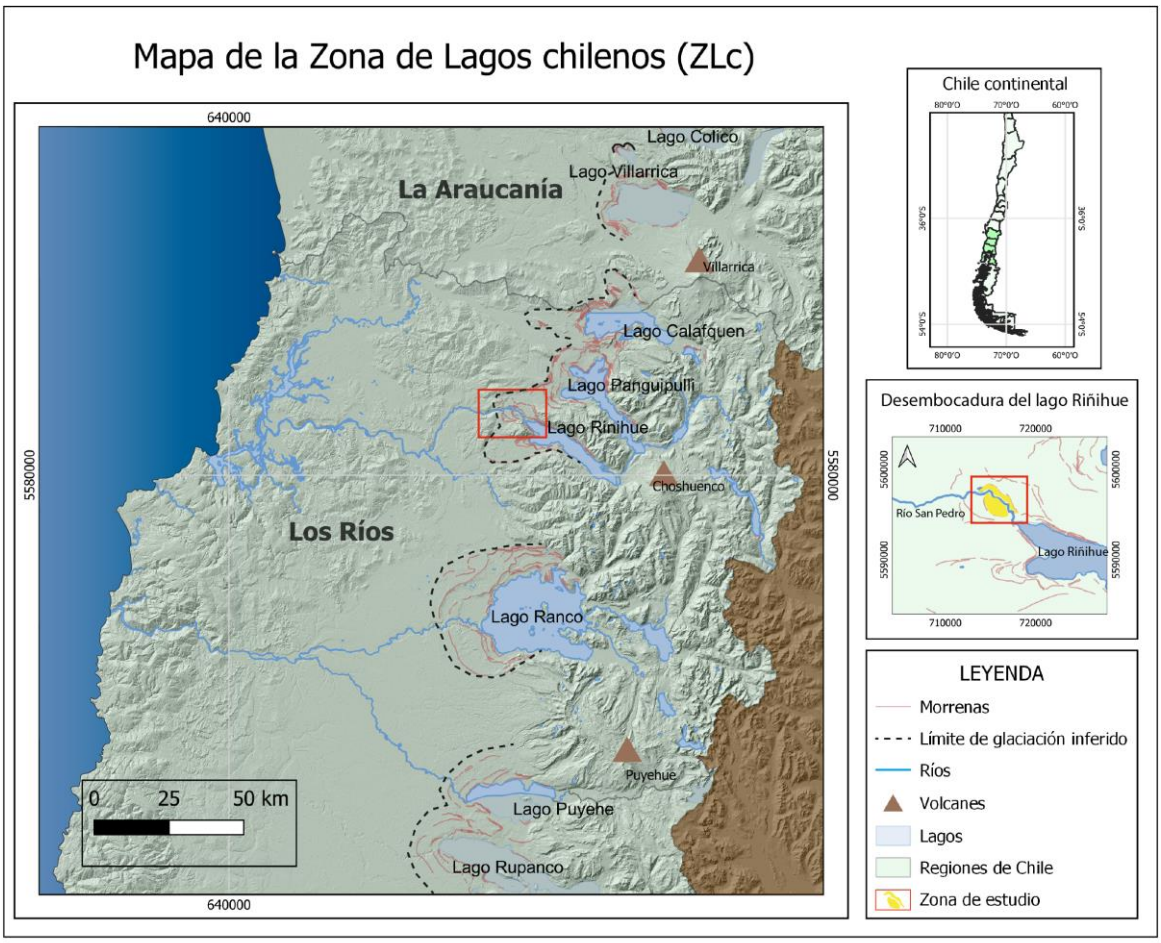


Figura 1. Mapa de la Zona de Lagos chilenos. Se observan las regiones de Chile involucradas. Se destacan las morrenas asociadas a cada lago según (Davies et al., 2020); los volcanes aledaños, la red hídrica principal y la zona de estudio.

Antes del Cuaternario la segmentación tectónica de los Andes de Chile y Argentina se caracteriza por las diferencias en la evolución geológica y en el estilo estructural, cambios en la

naturaleza de las cuencas del tras-arco y el comportamiento del arco magmático relacionado entre segmentos tectónicos (Mpodozis y Ramos, 1989). Actualmente, la subducción ocurre en un ángulo de 68° con respecto al margen entre la placa oceánica de Nazca y la placa de Sudamérica (Wang, 2016). Converge a una velocidad de 7,9 cm/año en dirección N79° (Lavenu y Cembrano, 1999), dinámica que se considera constante desde los últimos 5 a 10 Ma (Wang, 2016). Por otra parte, la zona de falla Liquiñe Ofqui (ZFLO) es un sistema de cizalle activo regional de intra-arco, con un ancho de ~100 km y una extensión longitudinal de ~1.200 km (Melnick y Echtler, 2006; Wang et al., 2007). El segmento de Valdivia (SV) es uno de los elementos estructurales principales en la ZFLO (Wang et al., 2007), que cuenta con evidencia de ruptura de al menos cuatro eventos mayores con una recurrencia promedio de ~128 años en 1575, 1737, 1837 y 1960 (Cisternas et al., 2005; Lomnitz, 1970; Moernaut et al., 2014). En esta configuración, entre los 39°–40°S, se destacan de este a oeste las unidades morfotectónicas Cordillera Principal (cuyo arco magmático se extiende a lo largo de su eje y alimenta a volcanes del Cuaternario), Cordillera de la Costa, plataforma continental y talud continental (Jara-Muñoz et al., 2015; Melnick y Echtler, 2006). Las rocas presentes corresponden mayoritariamente a granitoides del Cretácico al Mioceno, rocas volcánicas y volcanoclásticas del Paleogeno–Neógeno, rocas volcánicas máficas del Oligoceno–Mioceno y sedimentos del Plioceno–Cuaternario (mayoritariamente depósitos fluvioglaciales con intercalaciones volcánicas) (Glodny et al., 2006).

Chile está situado sobre una de las zonas de subducción más activas del mundo (Lomnitz, 2004), en donde los movimientos tectónicos dan lugar a una acumulación constante y lenta de tensión elástica en ciertas partes de la corteza (Ohnaka, 1975). Cuando esta tensión alcanza el nivel máximo posible, se produce un rebote elástico (un sismo) que libera la energía de deformación acumulada de manera repentina, acompañado de una dislocación de cizallamiento en un plano de falla, lo cual genera un deslizamiento lento (que representa el bloqueo de falla y acumulación tensional) (Ohnaka, 1975). Ambos procesos constituyen un ciclo sísmico de subducción (Wang, 2016). Tal ciclo se describe como una secuencia repetitiva de fenómenos de deformación de la corteza terrestre, que consiste en tres etapas principales: la acumulación de tensión durante el período intersísmico, la liberación de la tensión por un terremoto durante la

etapa co-sísmica y el período post-sísmico, caracterizado por complejos procesos transitorios en los años o décadas posteriores al terremoto (Jara-Muñoz et al., 2015; Wang, 2016). En general, los terremotos producidos en el cordón andino son megaterremotos de poca profundidad (0-50 km), sismos tensionales y compresionales de entre 70 a 100 km de profundidad provocados dentro de la placa de Nazca, y también, sismos someros (0-20 km) (Glasser et al., 2008). La zona de ruptura de los megaterremotos ocurre en la yuxtaposición entre las placas de Nazca y Sudamérica, cuya extensión es de aproximadamente 43-53 km de profundidad y mayor a 1000 km de longitud en sentido del rumbo (Barrientos, 2007).

Históricamente, el megasismo más grande registrado hasta el momento ocurrió en la ciudad de Valdivia (39°48'51"S – 73°14'45"O) el día 22 de mayo de 1960 con epicentro en la costa del sur de Chile (38,16°S – 72,20°W), (Cifuentes, 1989; Barrientos, 2007). Este, se caracterizó por el hundimiento a lo largo de la costa y el levantamiento de la plataforma continental, así como de las islas del litoral, calculándose un área de ruptura de 900 km de largo y 150 km de ancho. El desplazamiento, concentrado en la zona entre la fosa y la costa fue de un máximo de 40 m y alcanzó una profundidad de 80 - 110 km (Cisternas et al., 2017); en la superficie, provocó un desnivel vertical de 1 a 2 m, profundizó los cauces en los cursos inferiores de los ríos costeros y originó riberas bajas y de aguas someras que, actualmente, constituyen humedales (e.g. los ríos Cruces, Angachilla, Guacamayo y Canteras), entre otros (Rojas, 2018). Como se mencionó anteriormente, otros registros afirman que esta megaruptura se habría registrado también en los años 1575, 1737 y 1837. De manera general, estos terremotos tuvieron su epicentro mar afuera, registraron una intensidad estimada >VII1/2 – VIII, y todos, excepto el de 1737, han desencadenado tsunamis (Lomnitz, 1970; Rojas, 2018).

Cisternas y colaboradores (2005) proponen que un análogo al terremoto de 1960 en magnitud, intensidad y zona de ruptura del SV fue el terremoto de 1575. Este, es el primer terremoto bien documentado luego de la invasión española. Su magnitud de momento (Mw) estimada fue de 8.8, alcanzó una intensidad máxima de X-XI y la longitud de la zona de ruptura habría sido de 300 km. Se estima que el epicentro ocurrió en los 37°S-73,5°W.

Sismos de esta magnitud producen con frecuencia deslizamientos de tierra. Estos han tenido variadas clasificaciones a lo largo de la historia (e.g. Eckel et al., 1958; Highland y Bobrowsky, 2008). En el anexo 1, se presenta la clasificación según Yamagishi y Bhandary, (2017) y una descripción de los tipos de deslizamientos. En esta investigación se conservan los términos en inglés para un mejor empleo de estos.

La identificación de los deslizamientos tipo *deep-seated* (desplazamiento en profundidad) contribuye al desarrollo de mapas de riesgo geológico ya que tienden a presentar condiciones de mayor inestabilidad en comparación con los deslizamientos tipo *shallow landslides —slope failures* (desplazamiento superficial —fallas de taludes) (Yamagishi y Bhandary, 2017). Las principales características de los de tipo *deep-seated* incluyen 1) escarpes principales y secundarios, 2) grietas, 3) crestas o *ridges*, 4) huecos y lagunas, y 5) alteraciones o meandros en el sistema de drenaje. El escarpe principal puede tener variadas formas, como, por ejemplo, forma de anfiteatro para un deslizamiento rotacional o una superficie de falla recta y plana para un deslizamiento planar. En la figura 2 se observa la forma típica de un *rotational deep-seated landslide*. Cabe destacar que Davis y Karzulovic (1963) se refieren al término "bloque" a las masas individuales que pueden fracturarse, pero no se han separado durante el movimiento (Vernes, 1958). En esta tesis se empleará el término "ridge" como sinónimo a bloque y crestas.

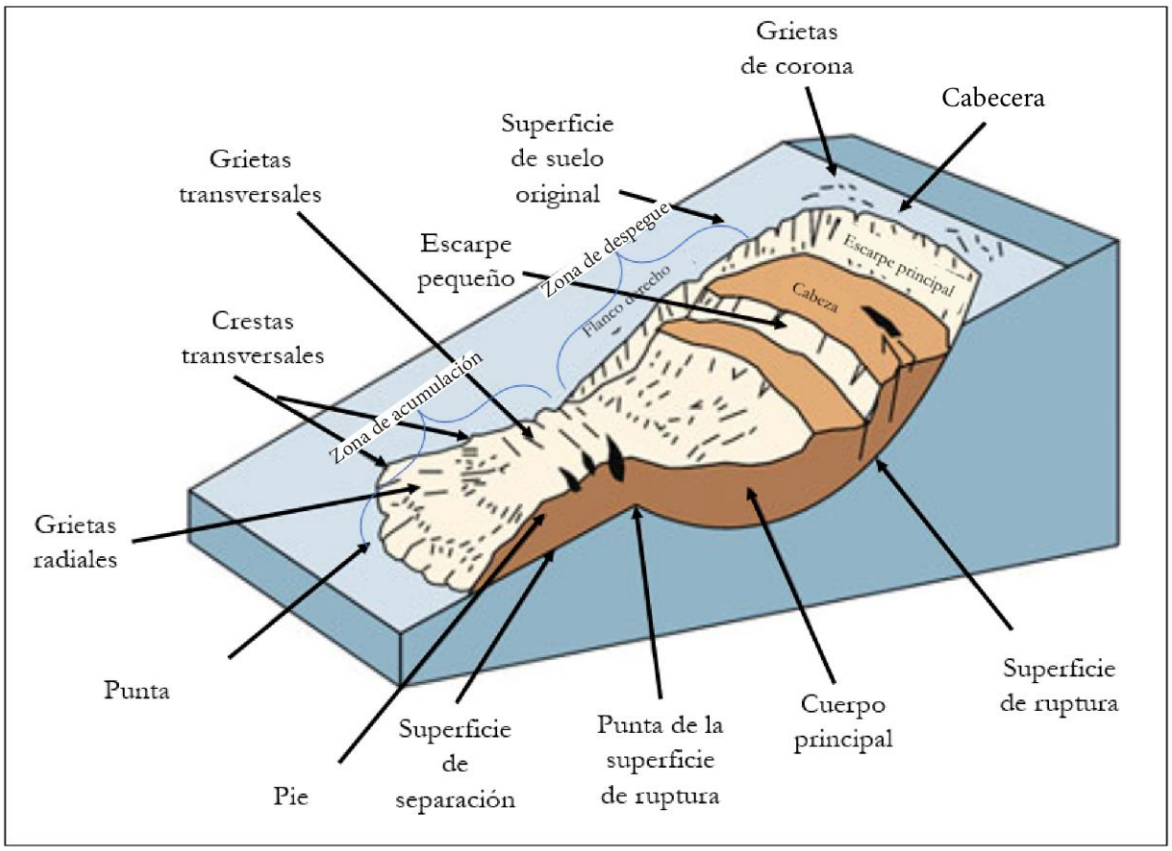


Figura 2. Modelo esquemático de típico deslizamiento de tierra *rotational deep-seated landslide*. Modificado de Yamagishi y Bhandary, (2017).

En la cuenca alta del río San Pedro, se pueden observar diferentes registros de desprendimiento en masa, caracterizadas primeramente por Davis y Karzulovic (1961) cuando ocurrió el evento de 1960 (Kanamori, 1977). Este megaterremoto tuvo repercusiones a nivel geomorfológico, geográfico, social e incluso cultural. La consecuencia geomorfológica más notable fue la obstrucción del drenaje lacustre debido al bloqueo por deslizamientos en el desagüe del lago Riñihue hacia el río San Pedro, formando tres tacos principales (Fig. 3). Esto provocó una acumulación en el nivel de las aguas desde el evento sísmico y, en consecuencia, un eminente rompimiento de la obstrucción lacustre. A este suceso se le conoce coloquialmente como el Riñihuazo. Gracias a los registros históricos, se asoció este evento a las repercusiones del megaterremoto de 1575, en donde el violento rompimiento de la obstrucción lacustre arrasó aguas abajo. En el caso de 1960, se estimó que el "Taco 3" de 24 m de altura, tendría más de

4.800 x10^6 m^3 que bajarían por el río San Pedro con un caudal de más de 3.000 m^3s^{-1} (siendo sus crecidas normales de 400 m^3/s), destruyendo todos los pueblos en su ribera en menos de 5 horas (Rojas, 2018). Fue entonces que luego del terremoto de 1960, diversos batallones del Ejército de Chile y cientos de obreros y constructores de ENDESA Chile, CORFO y el Ministerio de Obras Públicas contribuyeron en la recuperación y reinserción de las y los habitantes, principalmente de la ciudad de Valdivia. Más aún, habitantes de la localidad de Los Lagos, liberaron los tacos utilizando palas (a los obreros de esta acción, se les conoce hoy en día como "los paleros"), para mitigar la salida violenta del caudal en caso de que la obstrucción colapsare. El día 24 de julio de 1961, ocurrieron deshielos en la cordillera y fuertes precipitaciones (Rojas, 2018). Esto, se manifestó en un colapso de las murallas naturales del lago Riñihue y también, en un desagüe y avalancha a través del río San Pedro. Producto de esto, fueron inundadas desde la localidad de Los Lagos, con una ola de 8 m hasta la ciudad de Valdivia, con una ola de 2 m ([1]Ochoa, 2020; Araya et al., 2014; Contreras et al., 2016; Lomnitz, 1970). El honorable y valiente trabajo realizado por los paleros, y mujeres que apoyaron con comida en plena estación invernal, salvó la vida de cientos de personas. Por su parte, en diciembre de 1575, algo similar habría ocurrido, *sic* "en el que la fuerza del sismo fue tan grande que un derrumbe cerró el desaguadero del lago Riñihue, dique que cedió en abril del año siguiente, inundando en forma desastrosa una extensa región" ([2]Sánchez, 2002).

Davis y Karzulovic (1961 y 1963) documentaron a través de fotografías aéreas tres deslizamientos de tierra producidos como consecuencia del terremoto de 1960, denominados Taco 1, 2, y 3 (Fig. 3). Los autores recién mencionados y Albornoz et al., (2013), describieron al deslizamiento Taco 3 con un escarpe medio de 40 m de alto y que el cuerpo del deslizamiento

[1]Ochoa, C., 2020. 'A 62 años del Riñihuazo: Memoria y Actualidad [video]. Youtube. Disponible en: https://www.youtube.com/watch?v=P-xbR5IBj4Q&t=10s

[2]Sánchez, V., 2002. Historia de Osorno. https://www.cervantesvirtual.com/nd/ark:/59851/bmc9c6w6 (consultado 22.1.2023)

estaba compuesto por escombros; una serie de bloques fallados, en su mayoría inclinados; un gran bloque unitario; pliegues, montículos alargados puntiagudos y de una zona terminal correspondiente al frente de propagación (zona actualmente erosionada por el río). En particular, los estudios de imágenes satelitales describen una tipología de movimiento multirotacional para el Taco 3 (Araya-Cornejo et al., 2020; Albornoz et al., 2013; Hauser, 2000). Los cambios geomorfológicos en toda la desembocadura del lago Riñihue, sumados a una elevada precipitación y escasa vegetación, propició la aparición de vertientes que surgieron de los distintos sedimentos porosos, cuya agua se acumuló dentro de algunos cuerpos del deslizamiento, situación que aportó a la erosión y a la alimentación de pequeños lagos y corrientes superficiales (Albornoz et al., 2013).

La cuenca del río Valdivia se origina en el lago Lacar, Argentina, extendiéndose hasta el lago Riñihue. En el lóbulo norte del lago Riñihue, la red hídrica drena por el río San Pedro (Laugenie, 1982), el cual se propaga por 40 km hacia y a lo largo de la ciudad de Valdivia. En su confluencia con el río Quinchilca (39°51'S; 72°27'W), cambia de nombre a río Calle-Calle y luego, al juntarse con el río Cruces, se denomina río Valdivia hasta desembocar en el Océano Pacífico (Cifuentes et al., 2012).

El CLD está representando aquí a los lagos Calafquén, Panguipulli, Riñihue, Ranco, Puyehue, Rupanco y Llanquihue, de los cuales, los lagos Calafquén, Panguipulli y Riñihue presentan algunas peculiaridades debido a su interconexión glacial (Davis & Karsulovic, 1961). Su drenaje está interconectado, es decir, el lago más septentrional (el Calafquén) alimenta a través de un cauce fluvial al lago Pullinque el cual a su vez drena hacia el Panguipulli por el noreste, y este a su vez, está conectado con el lago más austral (el Riñihue) a través del río Enco. Todos ellos presentan una forma estrecha en su extremo oriental y ancha en el extremo occidental. Este ensanchamiento correspondería a cordones de morrenas terminales (Davis & Karsulovic, 1961; Laugenie, 1982). Pino et al., (2004) propusieron que durante el Holoceno y hasta una fecha aún no determinada estos tres lagos constituyeron el paleolago Fütalafquén.

Rodríguez et al., (1999) describieron en la zona de este estudio, una remoción en masa compuesta por depósitos deltaicos mal seleccionados, clastos soportados, con clastos angulosos a subangulosos y tamaños que varían desde bloques a gravas, sin estratificación pero con matriz arenosa. Incluye tanto materiales rocosos como bloques de sedimentos no consolidados. Presenta formas lobulares, con cordones de lomas orientados en forma subparalela a un escarpe. Estos autores los describen como deslizamientos multirotacionales generados por movimientos sísmicos ubicados el valle del río San Pedro, al oeste del desagüe del lago Riñihue. Presentan morfología acordonada y pequeños lagos, en algunos sectores con drenaje obstruido. Estos depósitos se habrían originado en varios deslizamientos multirotacionales que correspondieron, aproximadamente, a un volumen de material de $100x10^6$ m^3.

El desarrollo tecnológico ha permitido obtener imágenes utilizando la altimetría láser que es un grupo de técnicas de teledetección activa para la realización de mapas modernos. En términos generales, un altímetro láser emite pulsos láser, que se reflejan en la superficie del suelo; parte de la radiación reflejada regresa y es detectada por el instrumento; entonces, la distancia desde la superficie del suelo puede calcularse considerando la velocidad de la luz (Florinsky, 2017). Por ejemplo, la altimetría láser con LiDAR, es el estudio aéreo de detección y alcance de luz (acrónimo del inglés *Light Detection and Ranging*) que puede registrar datos con alta velocidad, alcance y precisión a partir de una eficiente recogida de datos, aun cuando la vegetación es un obstáculo en el análisis del terreno (Florinsky, 2017; Fowler et al., 2010). Estos últimos autores proponen que un mapeo geomorfométrico consiste una integración representativa de la geomorfología, además, de una interpretación a diferentes escalas, basada en datos digitales obtenidos por teledetección. Dentro de los parámetros analizados en la geomorfometría está el índice de rugosidad (Florinsky, 2017). Este es un concepto matemático que se refiere al grado de irregularidad o variación en la superficie del terreno y se calcula utilizando variables morfométricas como la pendiente y la orientación. Para su estimación, se utiliza la desviación estándar de la curvatura total dentro de una ventana cuadrada de tamaño variable en píxeles (tamaño del kernel), que determina la resolución espacial del cálculo empleando datos LiDAR (Korzeniowska et al., 2015). Por su parte, un mapa geomorfométrico puede presentarse usando un Sistema de Información Geográfica (SIG) y/o Modelos de Elevación Digital (DEM) a color,

lo cual facilita la interpretación de la cartografía del paisaje. No obstante, la interpretación basada en observaciones en terreno es primordial para interpretar relieves. Es entonces que la aplicación del mapeo geomorfométrico contribuye en la evaluación y gestión del paisaje, el medio ambiente y los recursos (Smith & Griffiths 2011). Por su parte, si a un mapa geomorfométrico se le agregan datos cronológicos regionales de deslizamientos de tierra, originaría un avance considerable en el reconocimiento y evaluación del riesgo geológico presente en los territorios (LaHusen et al., 2016).

Ahora bien, existe una zona del deslizamiento ubicada en la ribera sur del río San Pedro (Fig. 4), que no ha sido caracterizada en detalle. Es posible que esta geoforma (denominada de ahora en adelante Taco Sur) sea producto de uno o mas terremotos antiguos, de similares características a las del ocurrido en 1960, cuya datación y caracterización geomorfométrica podrían arrojar información acerca los impactos de este tipo de sismos en la cuenca superior del Rio San Pedro. Es importante destacar que el poder aplicar este tipo de interpretación a otras zonas donde existan condiciones de formación similar, permitiría registrar antiguos sismos en complejos morrénicos asociados a desagües de lagos represados, desde los lagos Calafquén al Llanquihue (e.g. Clapperton, 1990; Denton et al., 1999; Laugenie, 1982; Veit, 1994;). El caracterizar, datar y analizar la evolución del Taco Sur, contribuiría a robustecer la base de datos de la zona de estudio, contribuiría a la planificación territorial de instituciones nacionales, y podría aportar en el estudio de terremotos e incluso del ciclo sísmico en Chile.

En esta investigación se hipotetiza que, si el sismo de 1960 originó deslizamientos y represas naturales en las nacientes del río San Pedro, los sismos del pasado similares en intensidad podrían también haber formado geoformas del mismo tipo. Para probar las consecuencias de esta hipótesis se han diseñado los siguientes objetivos:

El objetivo general es determinar la edad de formación del Taco Sur y su posible relación con uno o más eventos sísmicos que han afectado a la Región de Los Ríos. Los objetivos específicos son:

a) Caracterizar el Taco Sur a través de índices geomorfométricos y edades absolutas y/o relativas.
b) Discutir la edad mínima de formación del Taco Sur.
c) Determinar si el taco en estudio fue causado por uno o más eventos.
d) Discutir, a partir de registro histórico de terremotos regionales, la relación entre el evento que le dio origen al Taco Sur con algún evento sísmico registrado.

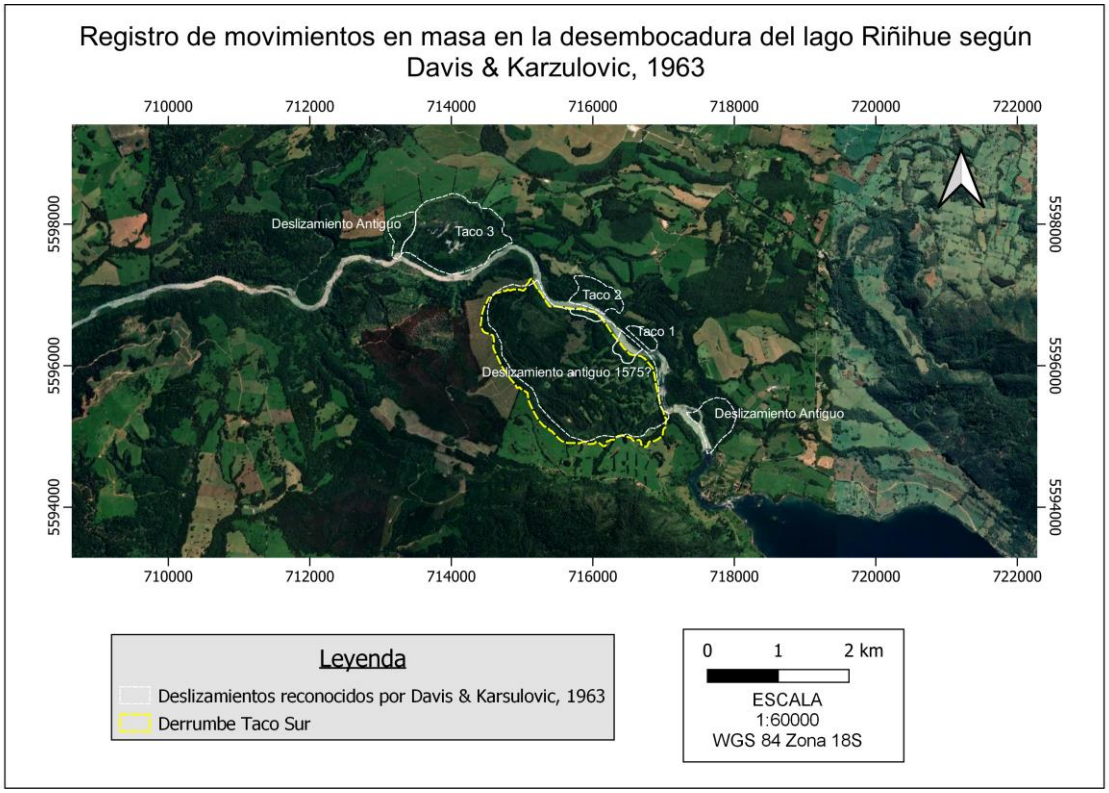


Figura 3. Imagen satelital del cauce superior del rio San Pedro mostrando los movimientos en masa reconocidos por Davis y Karzulovic, (1963). En blanco, se destacan los Tacos 1, 2 y 3, un gran desprendimiento en masa de edad incierta y dos deslizamientos antiguos de menor tamaño. El Taco 3 es el de mayor envergadura. Según los autores, el volumen de sedimento desprendido por los deslizamientos correspondería a 2; 6 y 30 millones de metros cúbicos para los Tacos 1, 2 y 3, respectivamente. En amarillo, se destaca el deslizamiento Taco Sur. Modificado de Davis y Karzulovic, (1963).

2. ÁREA DE ESTUDIO

La zona sur-centro de Chile incluye a las regiones de La Araucanía, Los Ríos, y Los Lagos, presenta un clima predominantemente templado y algo de tundra, con alturas que apenas superan los 2000 m de altitud (Sarricolea et al., 2016). Se ha clasificado como un clima oceánico típico Cfb (Köppen, 1900), presentando un carácter submediterráneo. La intensidad de las lluvias y la oscilación térmica anual relativamente constante permite el desarrollo de grandes extensiones de bosques (Luebert y Pliscoff, 2006), aunque en la actualidad muchos de ellos han sido talados o quemados para producir cultivos agrícolas.

La estratigrafía en el valle del curso superior del río San Pedro está formada por depósitos originados en ambientes glacio-lacustres y glacio-fluviales, heredados de los periodos glaciares e interglaciares, y del actual postglacial. Rodríguez et al., (1999) indican que en esta zona, los depósitos de till se intercalan con sedimentos glacio-fluviales y limos laminados glacio-deformados, lo que también fue observado tanto por Davis y Karzulovic (1961) y refrendado por D. Melnick (com. pers. 2022). La estratigrafía del sitio de estudio no solo está formada por productos sedimentarios de glaciares, sino que también por productos de actividad ígnea extrusiva asociada a volcanes que se ubican en la zona del CLD de la cordillera de los Andes (Fontjin et al., 2016).

El Taco Sur (Fig. 4) se ubica en la ribera sur del río San Pedro, contiguo a la desembocadura del lago Riñihue, dentro del Fundo Los Bajos. Este fundo está a 23 kilómetros del poblado de Riñihue y se accede mediante la ruta de ripio Los Bajos T-415, desde la localidad de Los Lagos. En el área de estudio se observan dos cuerpos de agua que son clave para esclarecer uno de los objetivos de esta tesis. El primero, es un pequeño lago en donde predomina la vegetación de juncos y raíces denominada "laguna San Pedro" cuya superficie es de 0,19 ha, (39°45'37"S y 72°29'07"W). El segundo, es otro pequeño lago denominado "laguna Los Bajos" con una superficie de 1,01 ha y un volumen de 50.000 m^3 aproximadamente (39°45'33"S y 72°28'54"W) (Fig. 5).

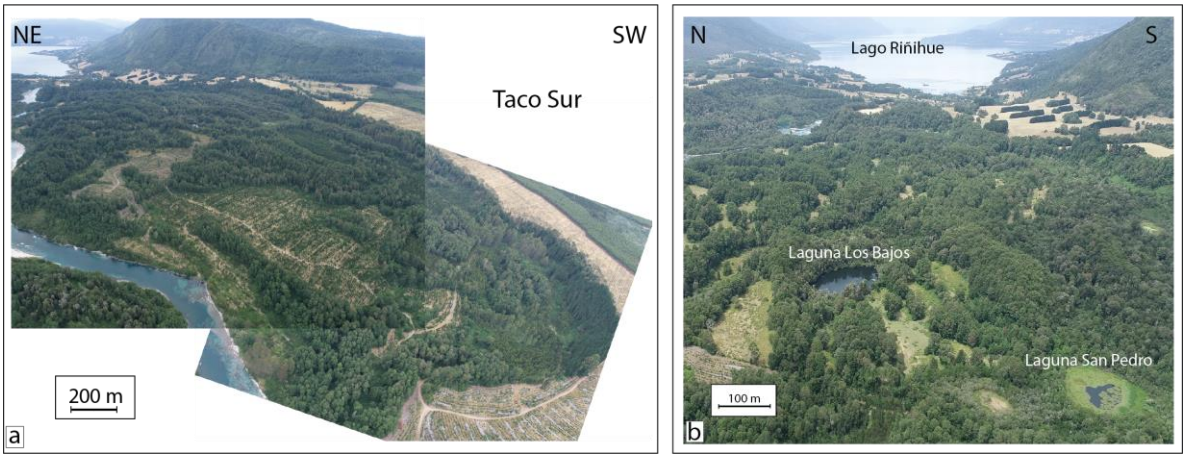


Figura 4. Vista aérea del Taco Sur y los lagos mencionados. Las fotografías fueron tomadas por un drón en enero de 2023 por Roberto Larregla.

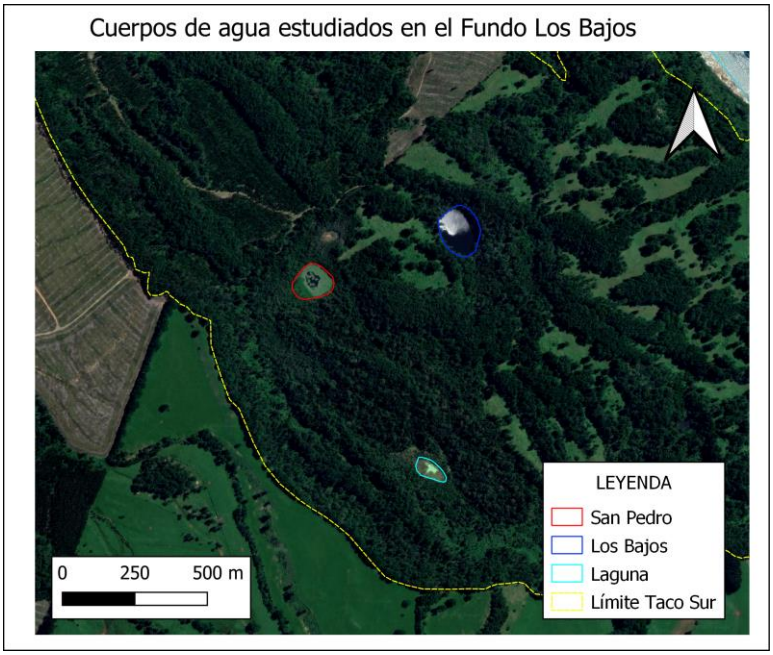


Figura 5. Vista satelital de la ubicación de los cuerpos de agua analizados. En rojo, la laguna San Pedro, y en azul la laguna Los Bajos. En celeste, un pequeño lago no estudiado.

3. MATERIALES Y MÉTODOS

El Taco Sur fue estudiado principalmente mediante el análisis sedimentológico y geomorfométrico. A continuación, se detallan los procesamientos realizados, comenzando con el trabajo en terreno y de sedimentos, continuando con el análisis geomorfométrico, en el que

se trabajó con un DTM LiDAR para observar y delimitar el Taco Sur. Se usó programación en MatLab y el geoprocesador QGIS versión 3.30 para observar, calcular y plotear parámetros sugeridos por LaHusen et al., (2016). Finalmente, se presentan eventos históricos que pudieran relacionarse con la formación del Taco Sur.

Trabajo en terreno

Primeramente, el Taco Sur fue analizado con datos de detección y alcance de la luz (LiDAR) de 1 m de resolución adquiridos por Forestal Arauco y brindados por el proyecto CYCLO. También, se realizaron actividades en terreno en septiembre de 2021, en enero de 2022 y enero de 2023. En la primera salida, se viajó al Taco Sur y se observaron ambas lagunas. En la laguna San Pedro, se logró extraer un testigo utilizando un barreno "ruso" Edelman de la orilla de la laguna, alcanzando una profundidad de 3,5 m. La segunda salida fue a la laguna Los Bajos, en donde se extrajeron, del centro y borde de la laguna, tres testigos de sedimento utilizando un barreno de pistón Livingstone, obteniendo testigos de sedimento de 1,5 a 3,20 m de largo. En la tercera salida, se recorrió el Taco Sur para mapearlo y fotografiarlo con un drón.

Barrenaje laguna San Pedro y laguna Los Bajos

El barreno Edelman, de fácil manipulación y transporte, fue utilizado en las orillas de la laguna San Pedro, en donde se forma una "plataforma natural" de juncos y raíces (anexo 2). Se obtuvo un testigo semicilíndrico de 2 cm de radio. Los testigos de esta laguna contienen, en su mayoría turba (sedimento orgánico, fino, carbonoso y reducido) e intercalaciones de capas de ceniza color gris grafito. El código designado para estos testigos fue SP1TX (X = número de segmento del testigo). En terreno, no se logró percibir un cambio litológico al insertar el barreno en su máximo alcance. Una vez extraídos, los testigos fueron rotulados y refrigerados a 4°C de manera horizontal en el laboratorio de Paleontología de la Universidad Austral de Chile (UACh). De este testigo, se envió materia orgánica a datar (anexo 4). Debido a la gran cantidad de materia orgánica presente que provocó inestabilidad al extraer los testigos, se decidió no incluirlos en este estudio.

Para la laguna Los Bajos, manipuló un barreno de pistón Livingstone modificado, el cual fue colocado sobre una plataforma de barrenaje diseñada y montada en una balsa zodiac para brindar estabilidad durante la extracción. Anclado a tres puntos de la orilla del lago, el barreno fue introducido en el fondo lacustre mediante caída libre, con el objetivo de perforar hasta llegar a la base de la cuenca del lago (Fig. 6). Los tres testigos extraídos, se rotularon como PT220XTY (X= número de testigo; Y = segmento del testigo). El testigo PT2201 se compone de 4 secciones, y mide 3,20 m de largo; el testigo PT2202 se compone de tres secciones y mide 1,84 m de largo. Finalmente, el testigo PT2203 se compone de tres secciones y mide 1,51 m. Este último, fue el único testigo en que en su base se encontró arena muy gruesa a grava. Todos los testigos tuvieron una circunferencia de 6 cm de diámetro. Los puntos de extracción fueron determinados según un estudio rápido de batimetría realizado en terreno por la Dra. Ana Abarzúa con una ecosonda paramétrica. Según sus resultados, se extrajo el material de la zona más profunda de la cuenca (a los 6 m en la zona central) y en los bordes, a los 3,5 m de profundidad (Fig. 7). Los testigos se componen de abundante turba, y en general su color varía entre marrón, pardo amarillento, oliva y gris pardo (anexo 2). Una vez extraídos, los testigos fueron cuidadosamente rotulados y refrigerados a -1°C de manera horizontal en el laboratorio de Paleontología de UACh.

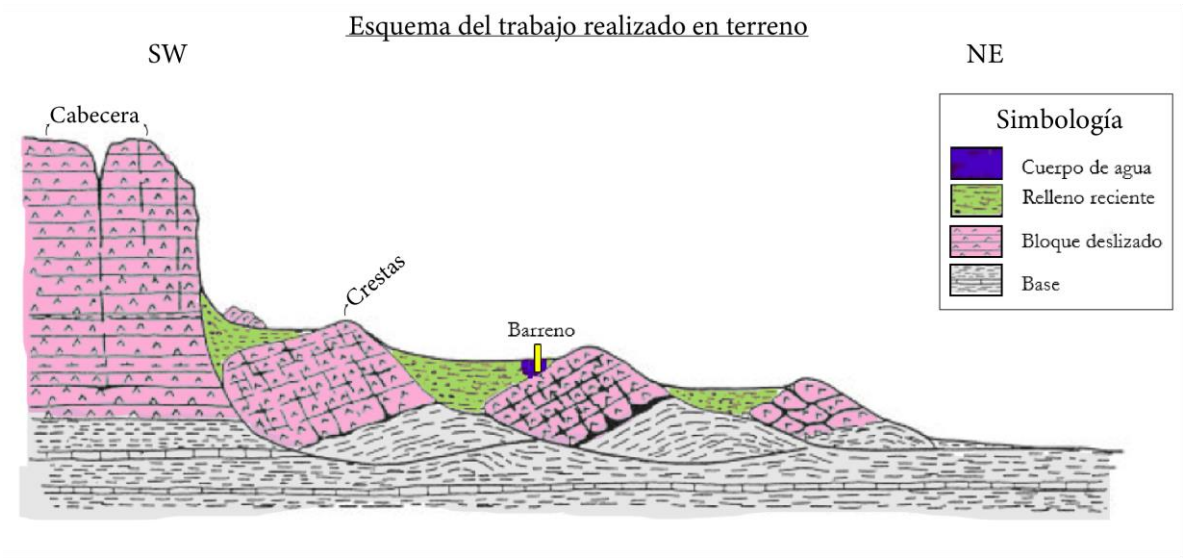


Figura 6. Esquema de la disposición de los bloques multirotacionales y la hipótesis que se esperaba cumplir en terreno. Idealmente, el barreno utilizado alcanza y perfora la base del cuerpo de agua. Modificado de Gutiérrez, (2008).

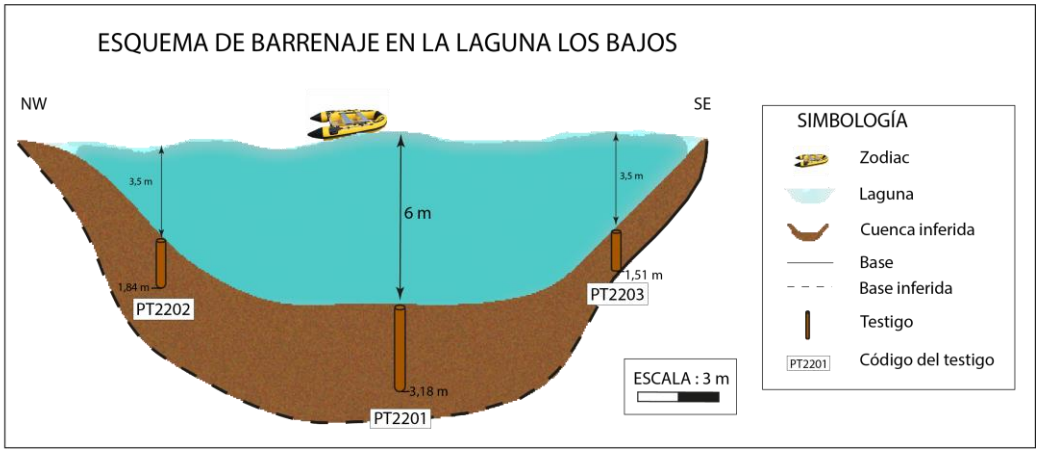


Figura 7. Esquema del trabajo realizado en terreno. Se observa la laguna Los Bajos, y el alcance del barreno utilizado. Debido a que en terreno se encontró grava en la base del testigo PT2203, se interpreta como la base de la cuenca.

Mapeo del Taco Sur

En un vehículo 4x4, se recorrió tanto dentro como fuera el Taco Sur con el objetivo de mapear su litología y obtener un registro fotográfico actualizado de la zona de estudio mediante el uso de un drón. Durante el recorrido se encontraron dos excavaciones ubicadas fuera del taco, las cuales fueron fotografiadas y descritas en columnas estratigráficas. También, se logró examinar la composición de los ridges transversales identificados mediante el DTM LiDAR. Se priorizó la visita a aquellas áreas que cumplían con dos criterios simultáneamente: encontrarse en una ruta accesible para vehículos y estar situadas en un ridge (Fig. 12).

Trabajo en laboratorio

Análisis de sedimentos

Se trabajó con los testigos PT2201 y PT2203 obtenidos de la laguna Los Bajos. Estos fueron analizados y fotografiados en los Laboratorios de Sedimentología, de Paleontología y de Observación y Documentación (L.O.D.O) de la Universidad Austral de Chile, además de ser radiografiados en el Hospital Veterinario de la misma institución. Cabe destacar que las fotos obtenidas con la cámara Canon EOS 70D, fueron trabajadas en el programa Adobe Photoshop 2021 v22.0.0.35 © (prueba gratis de 7 días) para su ensamble y ajuste. En el presente trabajo se muestran las imágenes procesadas con el propósito de presentar adecuadamente los resultados. Para elaborar las figuras y la estratigrafía de los testigos, se utilizó el programa Adobe Illustrator 2020 v24.0 © (prueba gratis de 7 días).

Se prosiguió a seccionar los testigos en base a una observación visual, textural y utilizando las imágenes de rayos x, que proporcionaron información valiosa sobre las estructuras internas de las capas**.** Con ello, se elaboró material para un análisis mineralógico, granulométrico y cuantificación de materia orgánica. Para cada sección elegida, se tomó 1 ml de sedimento, el cual fue dispersado en un vaso precipitado de 50 ml con agua destilada. Cada muestra, fue sometida a un baño de ultrasonido para eliminar la floculación de los sedimentos por materia orgánica, obteniéndose material para elaborar tres productos. El primer producto consistió en una preparación de grano suelto, el segundo fue una muestra para cuantificar la materia orgánica y el tercero, se consideró para un análisis futuro de materia orgánica. Para masar la materia orgánica, se realizaron tres procesos: (1) se masó el vaso precipitado con la muestra cuando fue extraída y se agregaron 2 ml de HCl (10%) (masa del vaso), (2) se masó nuevamente después de secarse en una estufa a 60°C durante 24 horas (masa seca). En este momento, se aplicó peróxido de hidrógeno a las muestras y se esperó a que la materia orgánica reaccionara completamente con el H_2O_2. Finalmente, (3) las muestras se secaron nuevamente en la estufa a 60°C y se masaron (masa quemada). La diferencia entre las masas quemada y seca proporciona por diferencia la cantidad de materia orgánica presente en la muestra

La mineralogía de los sedimentos fue identificada mediante microscopía óptica de polarización. Se determinó principalmente la cantidad relativa de minerales terrígenos y se registró su granulometría. También se estimó la cantidad relativa de tefras y carbón vegetal. La metodología detallada para estos análisis, así como la descripción mineralógica y cuantificación de la materia orgánica, se encuentra en el apartado de anexo 3. Adicionalmente, se presenta en la figura 17, un resumen de todos los componentes encontrados. En esta figura, se extrapoló la composición y litología encontrada por muestra a lo largo del testigo según un análisis visual de las fotografías e imágenes de rayos x.

Datación de los testigos

Se envió a datar materia orgánica de los testigos PT2201T2, PT2201T4 y PT2203T2 de la laguna Los Bajos (Fig. 8). Se enviaron las muestras a los laboratorios DirectAMS, Washington, Estados Unidos y ETH Zurich, Suiza para datación radiocarbónica (ver anexo 4). Las fechas de radiocarbono proporcionadas por los laboratorios se calibraron utilizando el programa de calibración radiocarbónica CALIB REV8.2[1] y se expresaron en años antes del presente (AP). Para la calibración, se utilizó la curva de calibración shcal20.14c de Hogg et al., (2020) utilizando el paquete 'rbacon' en programación con lenguaje R para obtener el modelo de la profundidad de la edad con estadística bayesiana. Este paquete utiliza estadísticas bayesianas para reconstruir los historiales de acumulación de depósitos, mediante la combinación de radiocarbono y otras fechas con información previa (Blaauw et al., 2022). Según la estadística bayesiana, la distribución que el paquete utiliza para estimar el valor más probable del parámetro "edad" se representa mediante la moda o la mediana de la distribución. Esto, según el contexto específico y de la forma de la distribución. En este estudio se utilizó la distribución mediana como parámetro estadístico para hacer los análisis ya que la distribución es simétrica y estadísticamente representa al 50% de los datos (Blaauw et al., 2022).

Se desarrolló un modelo de edad representado por gráficos para los testigos PT2201 y PT2203 cuya interpolación lineal se ajustó entre las fechas calibradas y la profundidad de

[1]http://calib.org/calib/calib.html versión 8.20 consultada el 25 de mayo de 2023 a las 12:08

muestreo. En el anexo 5, se presenta la tabla 2 que contiene la profundad de muestreo con su año correspondiente en años AP generada a partir de 'rbacon'. En la figura 17, se presenta el lugar de muestreo realizado en cada testigo.

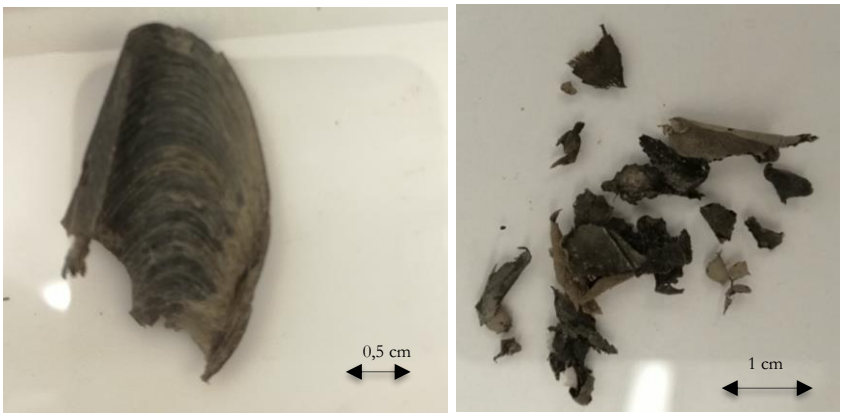


Figura 8. Se muestra la materia orgánica enviada a datar. En la imagen de la izquierda, se muestra un periostraco de *Diplodón chilensis patagónicus* encontrado en el testigo. A la derecha, una muestra de restos orgánicos, principalmente hojas, que se recolectaron de los testigos.

Trabajo digital

Análisis geomorfométrico

Para el cálculo de la rugosidad se escogió una ventana móvil de 19x19 m^2. Luego, el pixel central de esta ventana mide los valores de la pendiente y, tomando en cuenta los pixeles periféricos, se calculó la pendiente y la desviación estándar de la pendiente. Al multiplicarlos se obtuvo el valor de la rugosidad. Posteriormente, se llevó a cabo un análisis de la disposición interna del Taco Sur para estudiar la orientación de las crestas de los bloques rotados (Fig. 6). Para este estudio, se mapearon los escarpes principales (cabeceras) y los ridges que tuvieran una longitud mayor a 100 m utilizando polilíneas obteniendo su azimut. A cada polilínea mapeada se le calculó la distancia media y usando codificación en Matlab se buscó la distancia menor entre los escarpes y los ridges, obteniendo la diferencia de ángulo entre ellos (se aplicó una cláusula matemática para considerar solo valores de ángulos agudos menores a 90°). Finalmente, se calculó la diferencia entre todos los pares de azimuts. Con estos parámetros, se realizó un análisis cuantitativo de la rugosidad de la superficie para estimar la cronología y el tipo de movimiento

que tienen los deslizamientos a escala local, en donde una superficie con mayor rugosidad es más reciente. Esta metodología combina la datación por radiocarbono y la modelización numérica de la geomorfología del paisaje, extraídos de la propuesta de Lahusen et al. (2016).

Se mapearon a mano alzada variadas remociones identificadas tanto por Davis y Karzulovic (1963), Laugenie (1982), Rodríguez et al., (1999), y mediante el DTM LiDAR (Fig. 12). Para caracterizar la disposición interna del Taco Sur, se consideró como homólogo moderno al Taco 3 según el principio de uniformitarismo. Es el taco de mayor extensión y es geomorfológicamente similar la Taco Sur. Además, ha sido estudiado por algunos autores (e.g. Araya et al., 2014; Davis y Karzusulovic, 1961), quienes proponen la siguiente composición del Taco 3: (1) zona de grietas de corona (*crown carcks);* (2) escarpe principal; (3) bajadas de derrubios *(debris apron);* (4) bloques inclinados *(tilted blocks);* (5) grandes bloques fracturados y, (6) escombros de colinas *(rubbles hills)* (Fig. 9).

Finalmente, las remociones mapeadas fueron las del taco 1, 2, 3 correspondientes a 1960; la parte noroeste del taco 3; las del taco sur, y tres remociones al norte del taco sur, denominadas remociones TN1, TN2 y TN3 (Fig. 12).

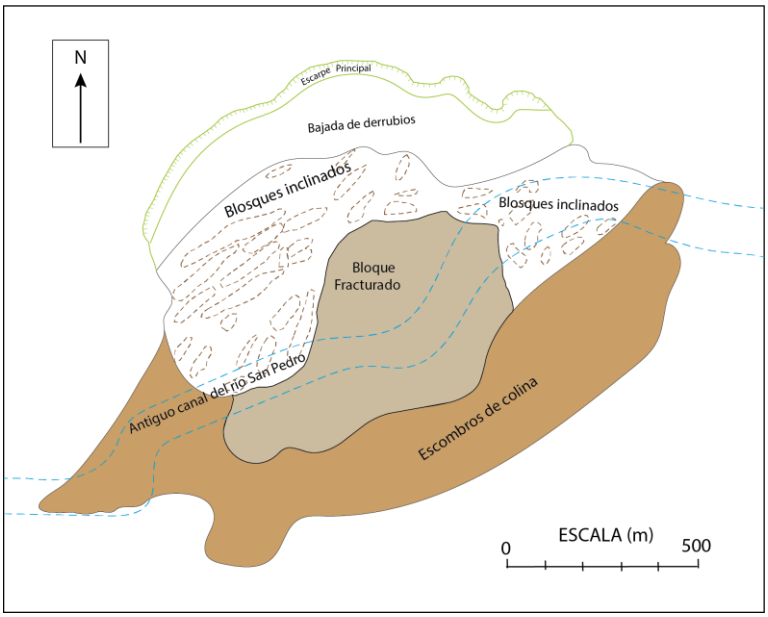


Figura 9. Mapa de las unidades morfoestructurales del Taco 3. Los bloques de deslizamiento rotacional más grandes se muestran con líneas punteadas en conjunto con los bloques inclinados. Modificado de Davis y Karzulovic (1963).

Base de la laguna Los Bajos y red de drenaje

Utilizando programación en Matlab, se estimó la profundidad de la cuenca de la laguna Los Bajos. Para lograr esto, se recortó la laguna Los Bajos en QGIS utilizando el DEM como referencia y se le aplicó un buffer. A esta nueva área, se le aplicó un ajuste de tipo polinomial de tercer orden en tres dimensiones. Luego, se calculó la diferencia entre el lago y el buffer ajustado, lo que permitió obtener las elevaciones del terreno dentro de la cuenca (Fig. 10). Para calcular el espesor de sedimentos se utilizaron las medidas de profundidad de agua obtenidas en terreno para generar una parábola que se ajustó al modelo de profundidad estimada del lago (Fig. 10). Es importante destacar que la forma en que se recorta el DEM resulta crucial para obtener valores representativos de las diferencias de altura dentro de la cuenca.

Además de esto, con los mismos softwares mencionados, se generó la red de drenaje de la cuenca de la laguna para comprender mejor su dinámica interna y entender la contribución de los detritos hacia el interior la cuenca.

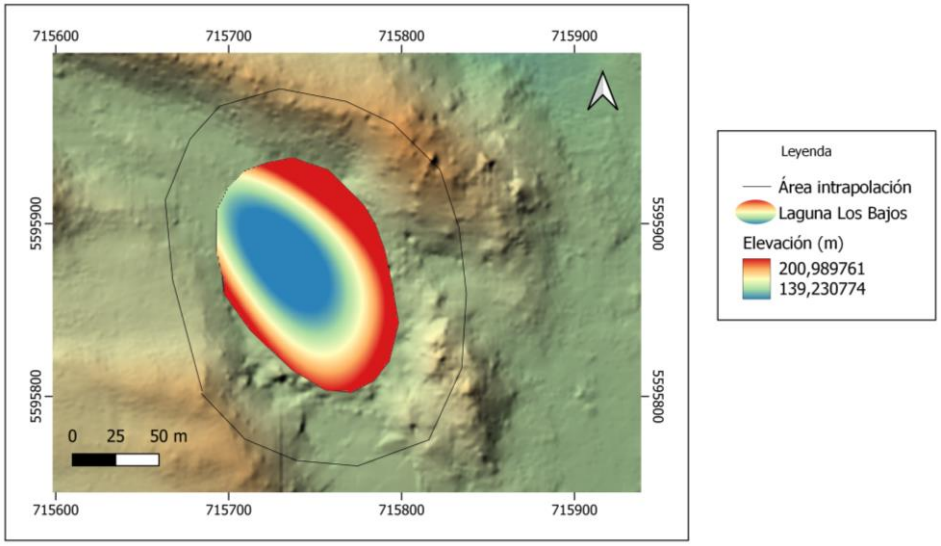


Figura 10. DTM de la Laguna Los Bajos indicando área usada para interpolar la topografía al lago y calcular la profundidad del basamento.

Historia sísmica

Para establecer una conexión entre el origen del Taco Sur y los eventos sísmicos registrados, se utilizaron los resultados de la edad de formación estimada (años cal AP) y se correlacionaron con crónicas e investigaciones científicas que mencionaban terremotos en el área de estudio. Se asumió que el Taco 3 es su análogo moderno y, por lo tanto, al igual que en el caso del terremoto de 1960, el Taco Sur podría haber sido producto de un megaterremoto. Específicamente, se utilizaron los estudios de Moernaut et al., (2018) y Fontjin et al., (2016) para relacionar las edades obtenidas en sus investigaciones paleosísmicas y tefrocronológicas con los datos de datación y tasa de sedimentación del testigo PT2201, estableciendo así una línea de tiempo cronoestratigráfico. Del estudio de Moernaut et al., (2018), se extrajeron las fechas datadas en años AD de terremotos históricos y prehistóricos, incluyendo los eventos de 1960, 1737, 1837, 1575, ~1495, ~1319, ~1127, y se ubicaron a lo largo del testigo PT2201 utilizando la tabla 2 (anexo 5). Dado que los testigos presentaban productos piroclásticos en su composición, se recurrió al estudio de Fontjin et al., (2016). De manera similar, utilizando los resultados de formación estimada (años cal AP) para el Taco Sur, se correlacionaron con las fechas de erupciones volcánicas cercanas en el rango de 1700 a 2000 años AP, permitiendo así asociar una

erupción a algún evento sísmico (Wang et al., 2007). Las fechas utilizadas se encuentran representadas en la figura 24, y se resume la información en la tabla 3 del anexo 5. También, se buscaron exhaustivamente imágenes aéreas de la zona de estudio antes del año 1960, con el fin de comparar la geomorfología antes y después del terremoto, sin embargo, esta información no pudo ser encontrada. Afortunadamente, se logró identificar bosque nativo maduro en algunos sectores de la zona de estudio, lo que supone una conservación del terreno.

4. RESULTADOS

La figura 11 presenta la vista aérea actualizada de las remociones en estudio. Se estudiaron nueve sitios en afloramientos como se muestra en el mapa de la figura 12. A continuación, se expone la composición litológica de los puntos de muestreo representativos realizados en terreno.

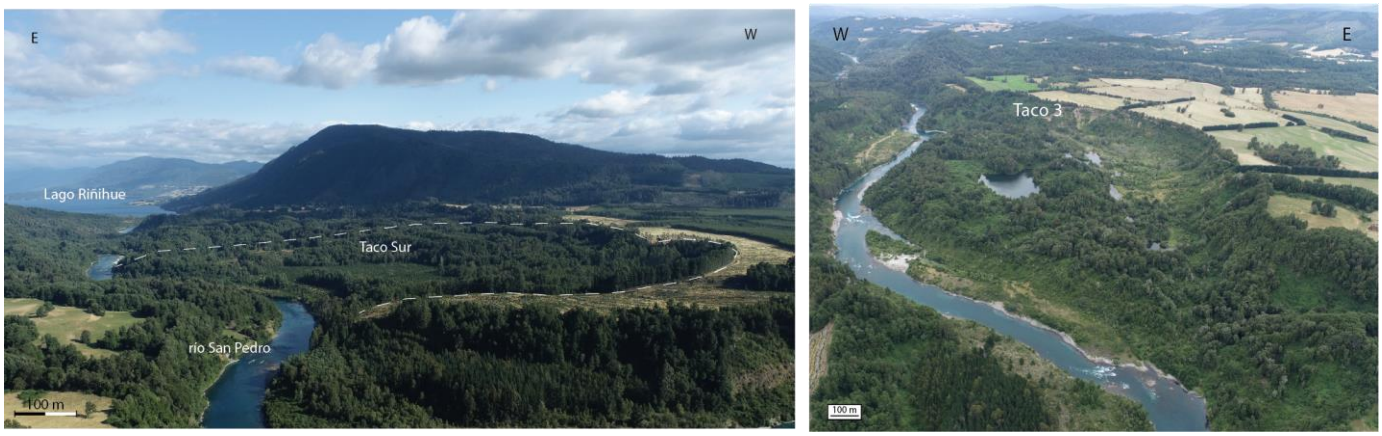


Figura 11. Vista aérea del Taco Sur y Taco 3 capturada por un dron en enero de 2023. Las fotografías fueron tomadas por Roberto Larregla.

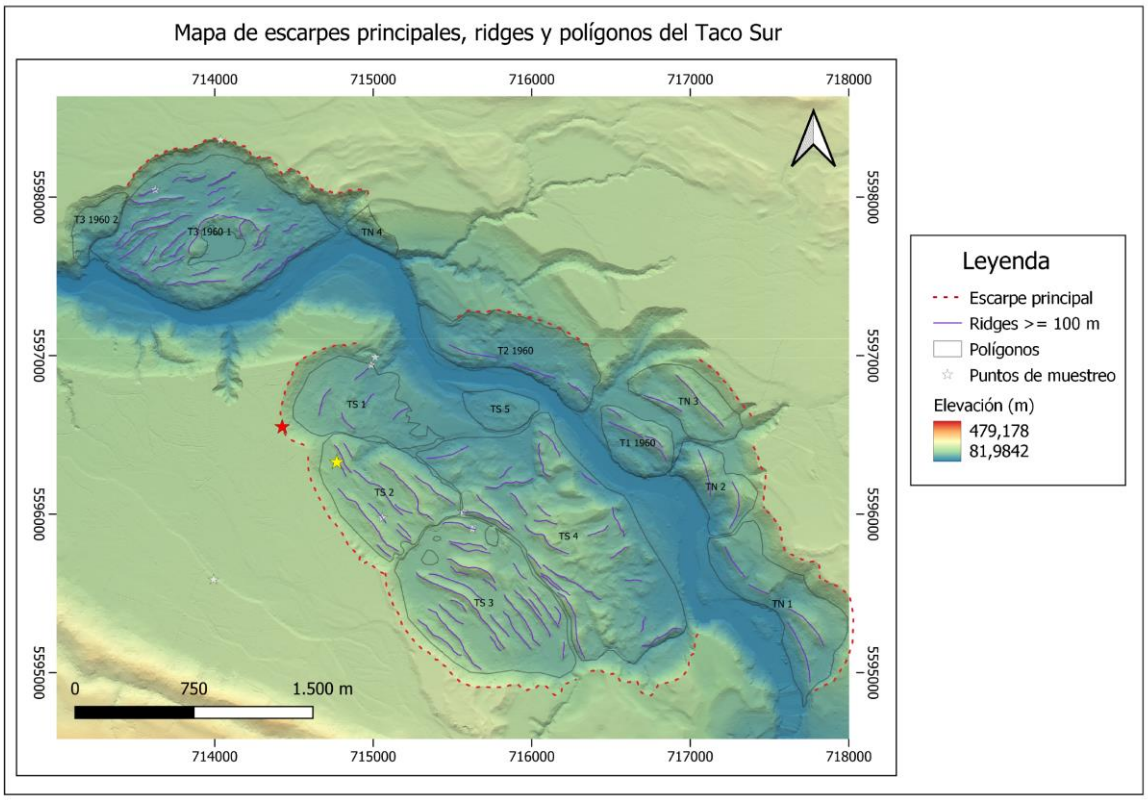


Figura 12. Remociones mapeadas en la zona de estudio: taco 1, 2, 3 (T1 1960, T2 1960 y T3 1960 1); parte noroeste del taco 3 (T3 NW1960 1) de Davis y Karzulovic (1963); el Taco Sur con subsecciones (TS 1, TS 2, TS 3, TS 4 y TS 5), y las remociones de la ribera norte TN1, TN2 y TN3. Se distingue el escarpe principal y los ridges internos. También se han destacado los puntos de muestreo durante el mapeo en terreno. Las estrellas roja y amarilla corresponden a los puntos de muestreo detallados en esta tesis (Figs. 13 y 14).

Estratigrafía del Taco Sur

El punto de muestreo representado por la estrella roja de la figura 12, corresponde a una secuencia rítmica de capas de arena y conglomerado con un espesor de 10 m de potencia (Fig. 13). A continuación, se detalla la composición de cada capa.

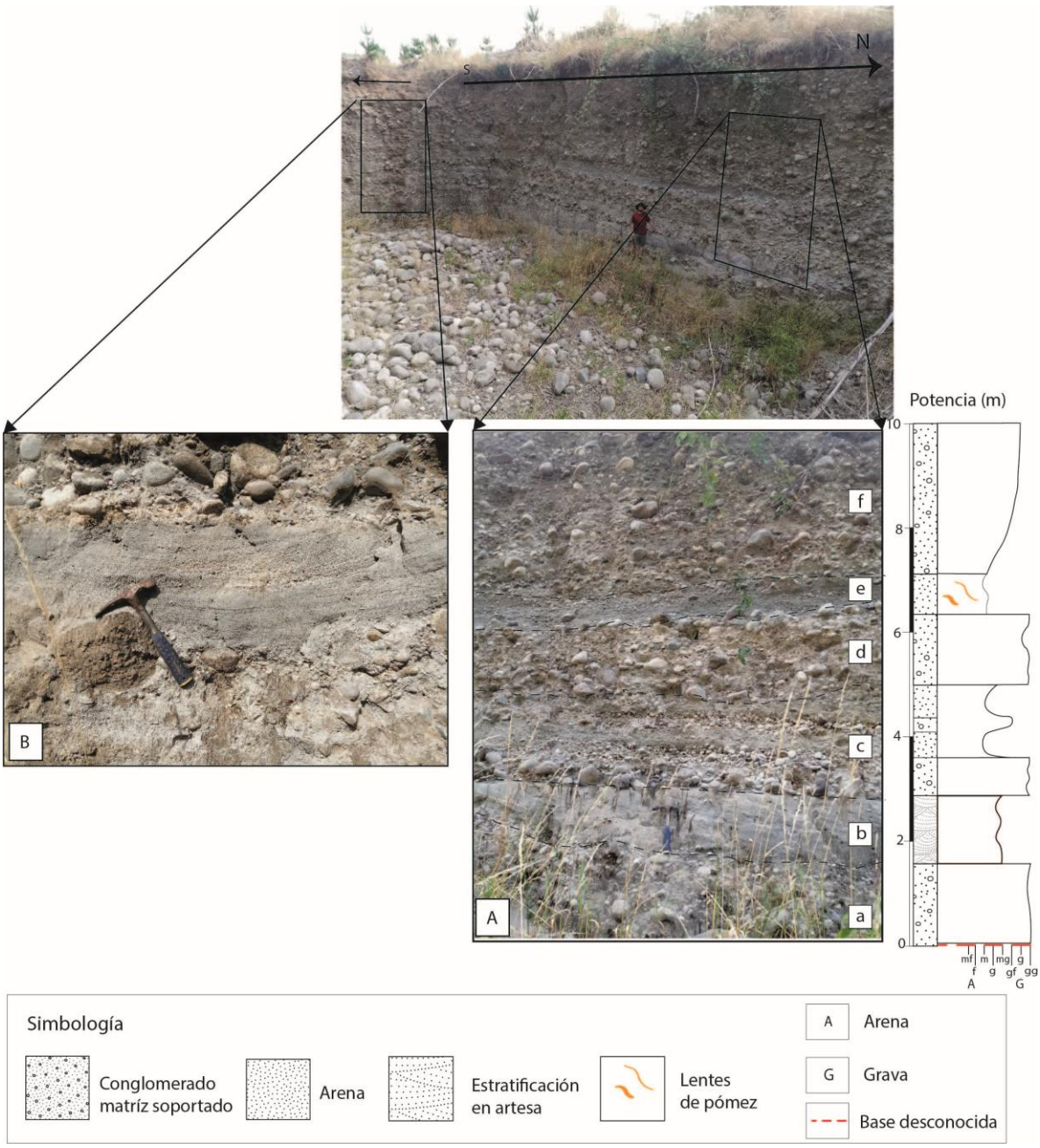


Figura 13. Punto de muestreo "estrella roja" ubicado fuera de la remoción. El corte hecho por una maquina dejó al descubierto dos secciones, representadas por las fotos A y B (longitudinal y transversal respectivamente). Este afloramiento corresponde a una estratificación en artesa. Se distinguieron 6 capas (de "a" a "f") en donde "a" es la capa más profunda.

Capa A: Es la capa inferior del afloramiento, tiene un espesor de 50 cm. Se compone de clastos de grava gruesa que varían entre 5 a 25 cm con un porcentaje de matriz <15%. Los clastos

exhiben un alto grado de esfericidad y varían en forma de subangulosos a subredondeados. La selección de los clastos es deficiente. Nombre: Ortoconglomerado de grava gruesa.

Capa B: Esta capa muestra estratificación en artesa y está compuesta por arena gruesa. Los clastos están bien seleccionados. Se observan lentes de conglomerados de tamaño arena gruesa a muy gruesa que siguen la estratificación. Nombre: Arena gruesa.

Capa C: Esta capa tiene aproximadamente 130 cm de espesor y muestra estratificación gradada normal. Comienza con una capa de conglomerados de 80 cm de espesor con clastos de tamaño mayor a 70 mm y alta esfericidad, que varían en forma de redondeada a bien redondeada. Luego, continúan 50 cm de capas de arena con tamaños variables, desde arena gruesa a fina. Nombre: Ortoconglomerados y arena fina.

Capa D: Con un espesor de 120 cm, esta capa contiene arena de granulometría media a gruesa y una capa de clastos de tamaño mayor a 70 mm. Los clastos son de alta esfericidad y tienen forma subredondeada a redondeada. Nombre: Arena gruesa y conglomerado.

Capa E: Esta capa tiene un espesor de 180 cm y se compone de arena media. Se observan lentes de pómez de color anaranjado que tienen un alto grado de esfericidad y forma bien redondeada. También se observa pómez dispersa de manera granular. Nombre: Arena con lentes de pómez.

Capa F: Es la capa más superficial del socavón. En su base, se observa una capa de 60 cm de espesor compuesta por una matriz de arena muy gruesa con clastos de grava entre 2 y 5 cm. Los clastos presentan un alto grado de esfericidad y varían en forma de subredondeada a redondeada. Culmina con una capa de 150 cm de espesor compuesta principalmente por clastos con un tamaño que varía entre 4 y 30 cm de diámetro. Estos clastos muestran alta esfericidad y su forma varía entre subangular y subredondeada. Nombre: Arena media y conglomerados.

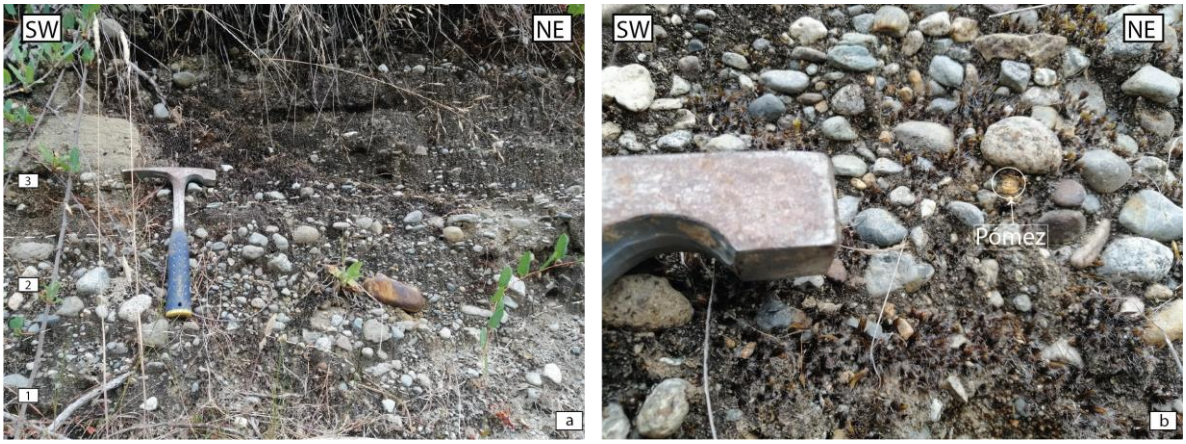


Figura 14. a y b. Punto de muestreo representado por una estrella amarilla en el mapa de la figura 12. Representa la litología recurrente de un ridge.

En general todos los afloramientos correspondientes a un ridge presentaron la misma litología, excepto porque algunos presentaron matriz de color anaranjado (Fig. 14c). En particular, la figura 14 corresponde a la parte longitudinal de un ridge. La figura 14a muestra un afloramiento de sedimento poco consolidado color marrón grisáceo, con matriz >15% compuesto por tres capas, siendo la primera, desde el suelo, sedimento tamaño arena gruesa de 30 cm de espesor con clastos de 2 a 40 cm, matriz soportada por arena, alto grado de esfericidad con clastos angulares a muy angulares. Selección pobre. La segunda capa: matriz de grava media de 30 cm de espesor, clasto soportado con clastos 5 a 15 cm alto grado de esfericidad angulosos a subangulosos. Composición clastos heterogénea. Mala selección. Tercera capa, matriz soportada de arena gruesa, de 40 cm de espesor, color grisáceo a marrón oscuro con clastos de 2 a 5 cm, mala selección, grado de esfericidad alto subangulosos a subredondeados. Es la capa que contiene el suelo orgánico actual. El estrato tiene una potencia de 110 cm. La figura 14b es una vista de detalle de la capa superior 3, en donde se pueden apreciar clastos tamaño grava media y pómez diseminada color naranja. Nombre: conglomerado de arena y pómez.

Figura 14.c Ridge de coloración anaranjada en contacto erosivo con arena media color gris.

La Figura 14 c, corresponde a un ridge. Se observa el contacto erosivo (enmarcado por líneas blancas) entre arena media color grisáceo oscuro y una capa de conglomerados matriz soportado por arena color anaranjado. Los clastos de la capa anaranjada son de tamaño grava fina, de alta esfericidad, subredondeados a redondeados, selección pobre. En esta capa, se encontraron inclusiones de pómez. Se muestra la dirección del rumbo y manteo que presenta la discordancia de erosión.

Análisis de sedimentos

Muestreo de testigos

Los testigos PT22AT01 y PT22AT03 se componen de 4 y 3 secciones respectivamente, y presentan una longitud total de 3,20 m y 1,57 m (Fig. 17). En general, los testigos presentan una textura y color homogéneos de tonos marrón y marrón amarillento, con una notable presencia de materia orgánica en toda su extensión. En algunos casos, se identificaron capas finas de color gris o marrón muy oscuro concordantes a la estratificación subhorizontal del sedimento, así como también, laminación. Por otro lado, algunas capas presentan discontinuidad en su disposición interna como también en la cantidad de materia orgánica. Hay zonas que contienen materia orgánica fina y en otras esta es gruesa. La textura al tacto a lo largo de los

testigos se siente suave, húmeda y elástica, con una buena capacidad de recuperación después de ser presionados.

Mineralogía, granulometría y color del sedimento

De manera general, se observan minerales terrígenos, tefras, componentes orgánicos y algunos compuestos indeterminados (Fig. 17, columna "composición"). Específicamente, se observa cuarzo, plagioclasa, olivinos y micas. Con respecto a las tefras, se logra diferenciar esquirlas de tres colores diferentes: color beige, oliváceo e incoloros ("transparentes"). Estas últimas mostraron un espesor más reducido que el resto y algunas presentaron vesículas. También se identifican cúmulos de microlitos vítreos compuesto por plagioclasas y cuarzos. La saturación de estos dentro del microlito, se reflejó en el grado de transparencia del cristal. Además, se observa carbón vegetal tamaño arena fina a limo, con forma subangulosa a subredondeada, detritos vegetales, quitina, granos de polen, células briofitas, tanto de hepática foliosa como musgo según la disposición de filidios (estructuras similares a las hojas; Barrera y Osorio, 2008), y variadas diatomeas. Las diatomeas observadas fueron "céntricas" y "pennadas". Particularmente, se lograron identificar los géneros *Aulacoseira, y Melosira undulata*, que son propias de ambientes plantónicos (Jarpa, 2020). Los compuestos indeterminados se describen como estructuras en descomposición de color amarillo a anaranjado con un relieve medio forma anhedral. La granulometría varía en tamaño de arena fina a limo, con una selección muy buena. Excepcionalmente se encontró en la base del testigo PT2203T3 grava.

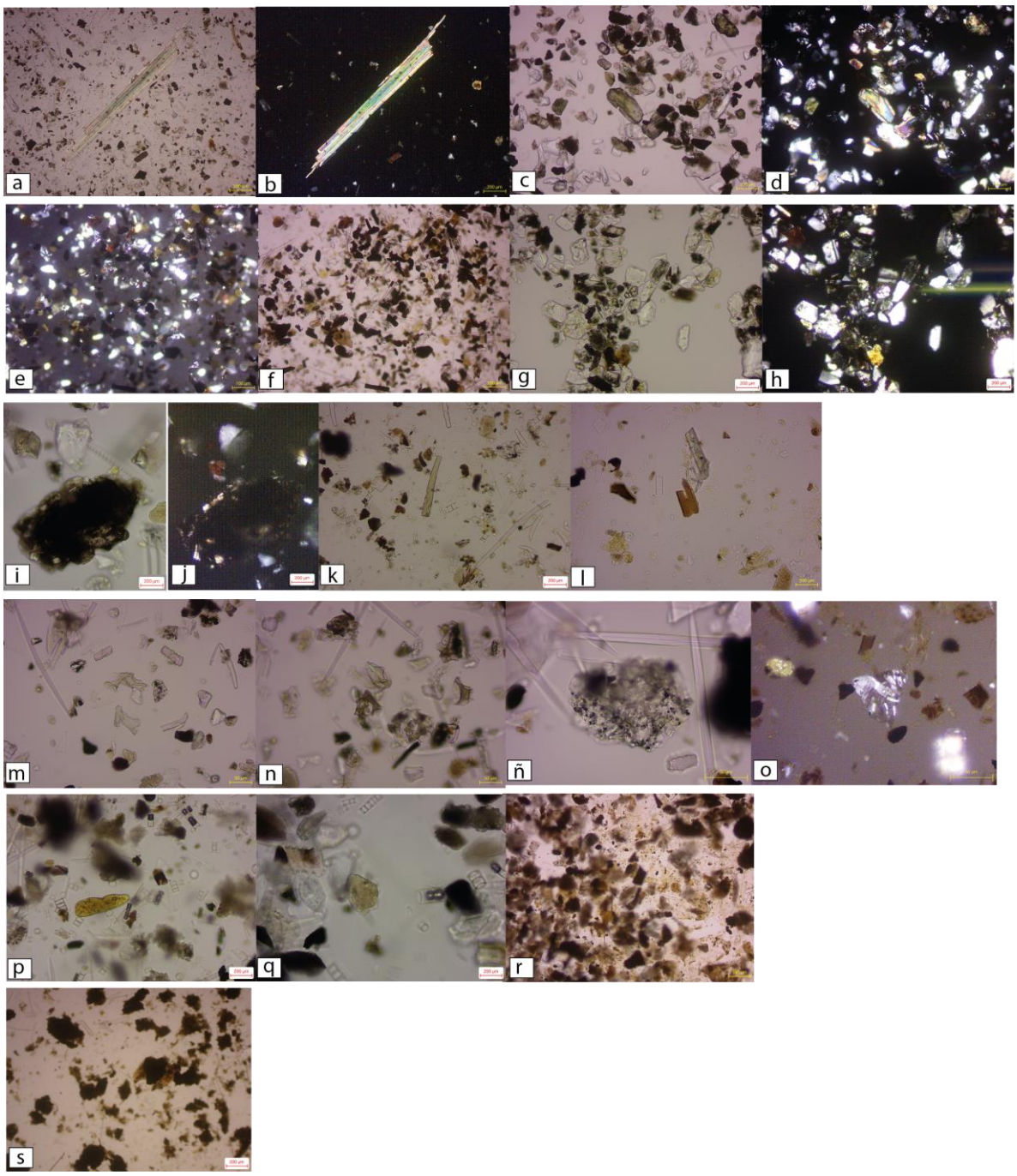


Figura 15. Fotografías de minerales, materia orgánica y estructuras encontradas en los testigos. a y b) Muscovita en nicoles paralelos y cruzados. c y d) Minerales de olivinos en nicoles paralelos y cruzados. e y f) Carbón vegetal. g y h) Minerales silicicoclásticos, cuarzo y plagioclasas en nicoles paralelos y cruzados. i y j) Cumulo de microlito con bordes transparentes y centro oscuro en nicoles paralelos y cruzados. k) Esquirla verde oliva en nicoles paralelos. l) Esquirla marrón en nicoles paralelos. m y n) Esquirlas transparentes en nicoles paralelos. ñ y o) Cumulo de microlitos de minerales silicicoclásticos en nicoles paralelos y cruzados. p, q y r) Compuestos amarillos no identificados en luz paralela. s) Turba. En todas las muestras se observan diferentes especies de diatomeas.

Contenido de materia orgánica carbonosa

En general, la materia orgánica carbonosa estuvo presente a lo largo de todos los testigos. Su abundancia relativa se encuentra la figura 17 (columna "proporción materia orgánica"). También se adjunta en el apartado de anexos n°3, la tabla que detalla la cantidad de materia orgánica presente.

Geocronología del Taco Sur

La tabla 1 muestra los resultados de datación de la materia orgánica analizada. La figura 16 (A y B) corresponde al modelo de edad representado por gráficos para los testigos PT2201 y PT2203 respectivamente. En el anexo 5, se presenta la tabla 2 que contiene la profundad de muestreo con su año correspondiente en años AP generada a partir de 'rbacon'. Debido a que los testigos fueron extraídos el año 2022, es que el tiempo cronológico de la tabla 2 del anexo 5, comienza en -72.

Tabla 1: detalle de las dataciones realizadas para el lago Los Bajos utilizando el programa de calibración radiocarbónica CALIB REV8.2. AP: Antes del Presente, se refiere al año calendario 1950.

Número	ID sección del testigo	Código del laboratorio	Profundidad de muestreo (cm)	Edad ^{14}C (años AP)	1σ error	Distribución de probabilidad	Rango 2σ	Edad mediana (años AP)
1	2201AT2	ETH-129675	120	873	21	0.737	716 - 770	736
2	2201AT2	ETH-129676	180	1133	21	0.454 0.461	957 - 993 1014 - 1055	988
3	2201AT4	D-AMS 045909	318	2024	22	1	1886 - 1999	1950
4	2203AT2	D-AMS 045910	116	1839	20	0.708	1698 - 1749	1720
5	2203AT2	ETH-129677	141	1983	21	0.921	1832 - 1930	1891

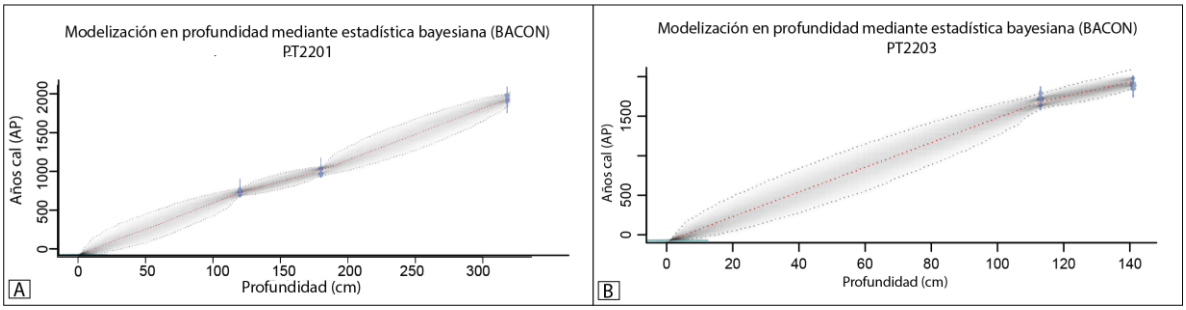


Figura 16. A Edad calibrada en años antes del presente para el testigo PT2201 utilizando el paquete 'rbacon'. La curva de calibración presenta un nivel de confianza del 95%, siguiendo una distribución simétrica. Se observa una tendencia lineal significativa de los datos. Se estima una tasa de sedimentación constante de 0,16 cm/año. B) Edad calibrada en años antes del presente para el testigo PT2203. No se observa una tendencia lineal significativa en los datos, lo que sugiere una certeza probabilística insuficiente para establecer una tasa de sedimentación.

Figura resumen sobre la investigación en los testigos PT2201 y PT2203

A continuación, se presentan en la figura 17 de manera integral, todos los resultados obtenidos, el ensamble de fotografías, las imágenes de rayos x (donde se puede observar los cambios de tonalidades marrón oscuro y marrón amarillento, así como también laminaciones y estructuras difusas, respectivamente). Es posible que, debido a la curvatura generada por la manipulación de los testigos, su longitud varíe en unos pocos milímetros. También se presenta el centímetro de muestreo con su número respectivo; la composición observada en el microscopio; la granulometría de los minerales; y algunas estructuras llamativas durante el muestreo. En las últimas columnas, se presentan macros vegetales enviados a datar, la cantidad relativa de materia orgánica y primeras apariciones de esquirlas (ver texto y anexo 5 tabla 3).

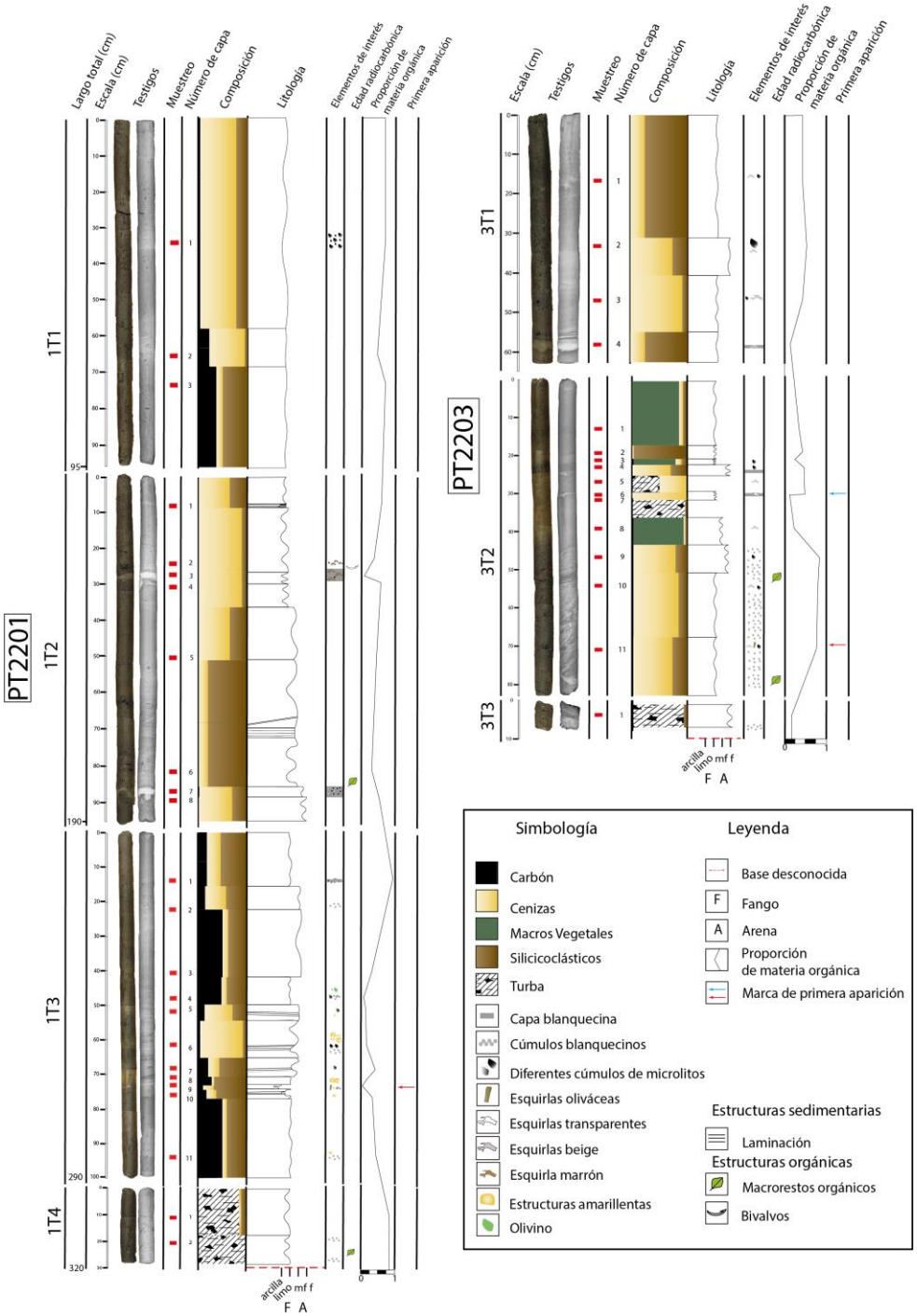


Figura 17. Esquema resumen presentado como una columna estratigráfica de los testigos obtenidos. Se puede observar los cambios de composición del testigo en conjunto a los cambios granulométricos comparándolos a su vez, con las imágenes fotográficas como con las de rayos x.

Geomorfometría del Taco Sur

Orientación y rugosidad de los ridges

A continuación, se presenta el trabajo realizado utilizando el DTM LiDAR.

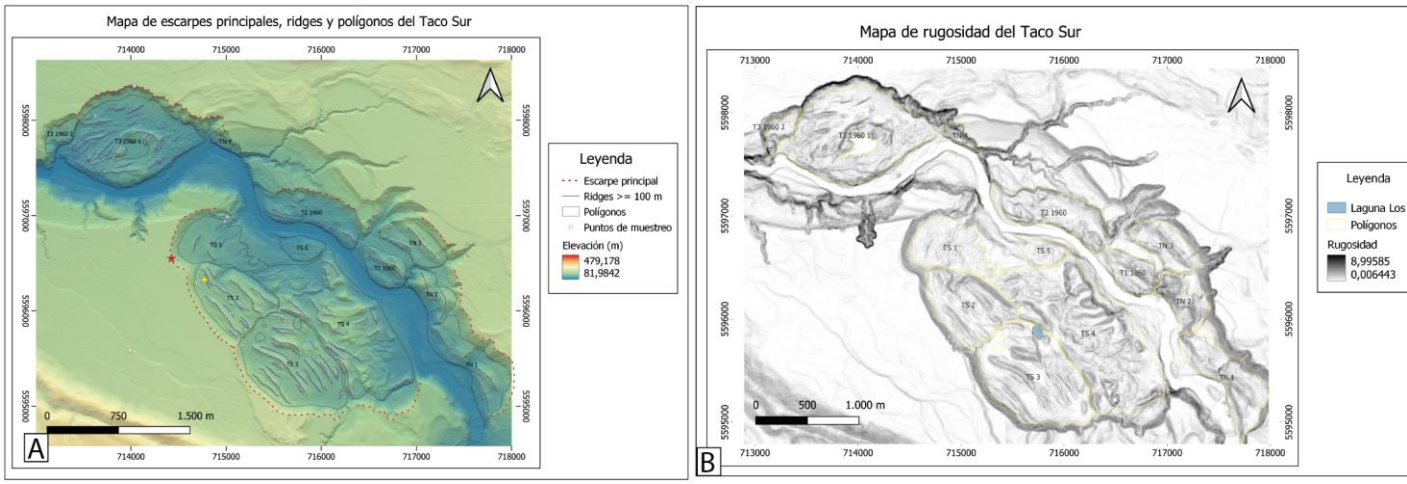


Figura 18. A.DTM LiDAR sombreado y distribución de tacos, cabeceras y crestas identificadas en el presente estudio. Se propone una subdivisión del Taco Sur en 5 tacos en base a relaciones entre cabeceras y orientación de ridges. B. DTM LiDAR de la rugosidad según los valores del percentil 75. Los sectores mas ennegrecidos representan mayor rugosidad.

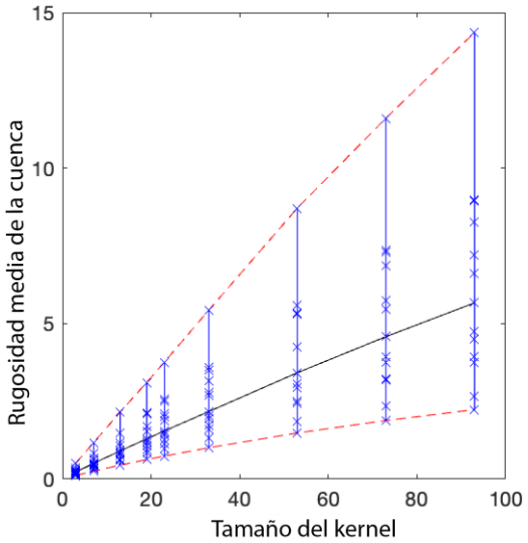


Figura 19. Relación entre el tamaño de la ventana móvil usada para calcular rugosidad y la rugosidad mediana de cada taco (representada por las cruces). La línea solida representa la mediana de todos los tacos. Nótese

el aumento monótono de la mediana con respecto al tamaño de la ventana, sugiriendo que no existe un punto inflexión en dicha dependencia.

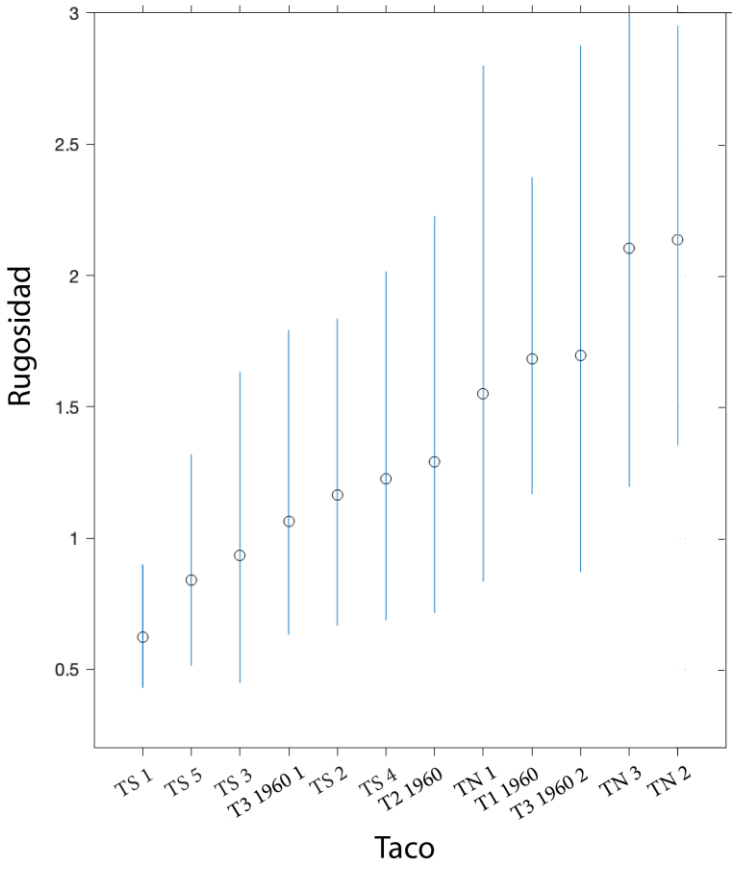


Figura 20. Distribución de rugosidad calculada para el área de cada taco mapeado en la figura 18, usando una ventana móvil de 19x19 m². Los círculos representan la mediana y las líneas azules el rango intercuartil (percentiles 25 y 75). Nótese que la rugosidad es más baja para los tacos del sur, a excepción del Taco 3 de 1960 que es interpretado como una reactivación de un taco más viejo, siguiendo lo propuesto por Davis y Karzulovic (1963).

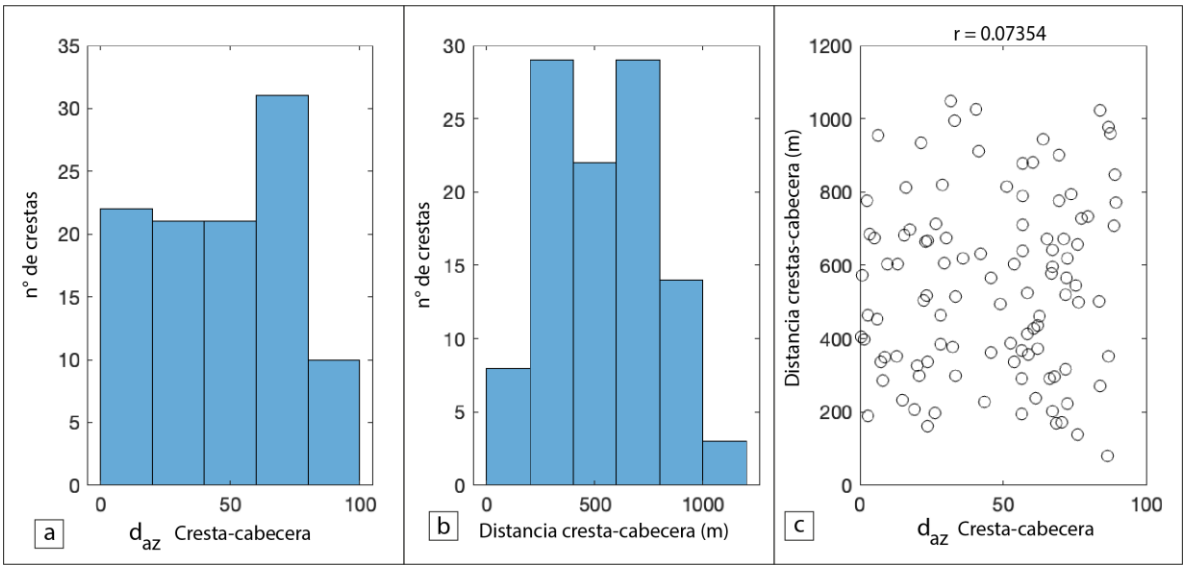


Figura 21. A) Histograma de la diferencia de azimut entre los ridges y la cabecera más cercana. (b) Distribución de distancias entre pares de cabeceras y crestas usada para el cálculo de azimuts. C) Relación entre diferencia de azimut y distancia. Nótese la ausencia de relación indicando que ambos parámetros no están correlacionados como es de esperarse para derrumbes rotacionales (Fig. 6). En (c) se plotean ambos parámetros: la distancia y diferencia de azimut entre polilíneas. Se muestra un coeficiente de relación < 1%. De estos gráficos se puede decir que, en su mayoría, los ridges tienen un rumbo entre 0 y 50°. Con respecto a su distancia al escarpe principal, tenemos una distancia modal entre 250 y 400 m. Finalmente, es posible advertir que no hay una relación entre el ángulo de los ridges y la distancia hasta las cabeceras.

Estimación de la profundidad del lago Los Bajos

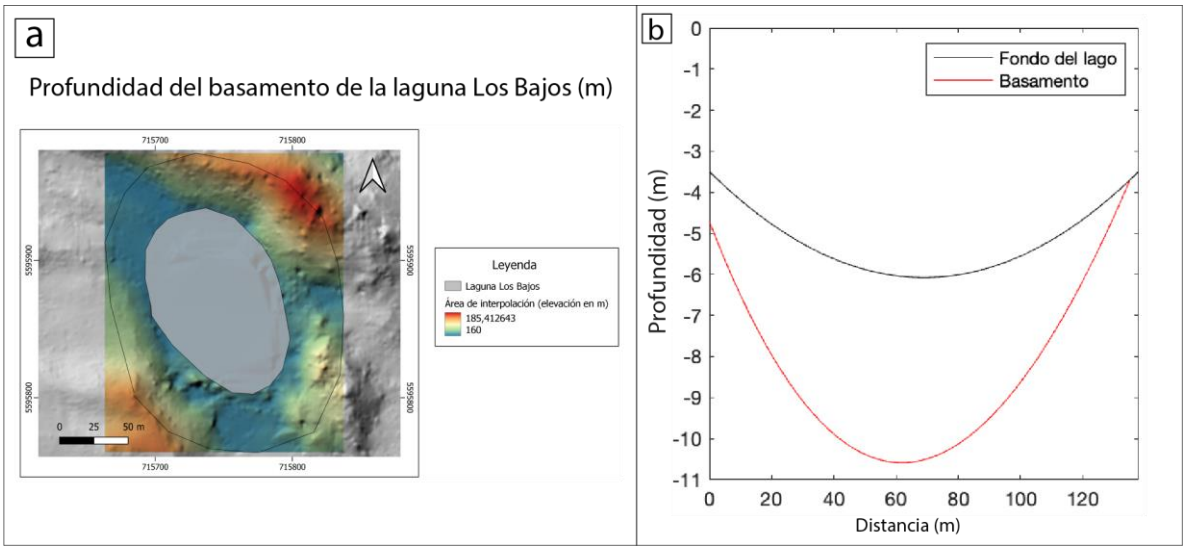


Figura 22. a) Mapa de la profundidad al basamento desde el fondo del lago Los Bajos obtenido mediante interpolación del área a su alrededor (ver Fig. 10), usando una función lowess (lineal local). b) Perfil del espesor de sedimentos de la laguna Los Bajos. La línea negra representa el límite del cuerpo de agua en profundidad. La roja, su basamento. Se observa que la laguna tiene un diámetro de 115 m aproximadamente.

Red de drenaje

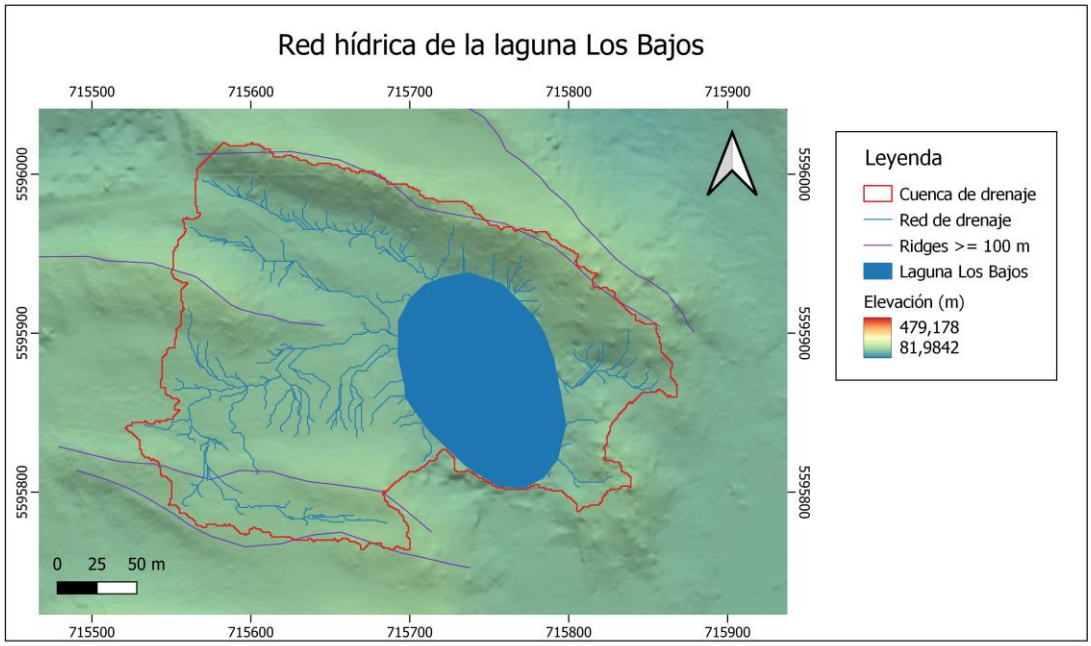


Figura 23. Mapa de la red de drenaje de la cuenca la laguna Los Bajos. Nótese la baja relación entre área de la cuenca (24.274.151.652 ha) y área del lago (10,3 ha).

5. DISCUSIÓN

Estratigrafía y geomorfología del Taco Sur según los datos macroscópicos y microscópicos

Basándonos en los resultados obtenidos en el terreno, se ha interpretado que los depósitos encontrados en el Taco Sur (figuras 13 y 14) corresponden a un ambiente característico de outwash (sandur), que se refiere a la sedimentación fluvial en el frente de grandes lóbulos glaciales. Los depósitos estratificados compuestos por gravas y arena, junto con la presencia de estratificación cruzada en artesa, también se han observado en la Formación Salto Chico, en el sitio arqueológico Monte Verde, Puerto Montt, según lo descrito por Pino (1988). Esta formación se caracteriza por depósitos de llanuras de aguas residuales en áreas planas formadas por sedimentos arrastrados por el agua de deshielo de un glaciar, donde los pequeños arroyos

trenzados cambian frecuentemente su curso, lo que resulta en la deposición de sedimentos en la llanura de desembocadura. Además, se ha encontrado abundante pómez en todos los puntos de muestreo, lo que sugiere que la matriz de los depósitos de outwash podría tener una composición mayoritaria de ceniza volcánica, lo que les confiere una coloración anaranjada-beige. Esta presencia de ceniza podría actuar como un "cemento" que estabiliza los escarpes y ridges internos del Taco Sur. En relación con la composición de los ridges, se ha observado en la figura 14 que están compuestos por conglomerados matriz soportada por arena fina a gruesa. Es importante destacar que el contenido de materia orgánica varía entre los puntos de muestreo y que el conglomerado presente no se asocia con un transporte de alta energía. Esto se concluye en base a la mineralogía y el grado de redondez de los minerales. Davis y Karzulovic (1963) describen la composición de los bloques (o ridges) según su tamaño, donde los bloques más grandes están compuestos por arcillas y sedimentos lacustres, mientras que los más pequeños están formados por conglomerados o una combinación de estos con sedimentos lacustres.

Las observaciones de terreno son consistentes con el hallazgo de grava en la base del testigo PT2203, que corresponde a la orilla del Taco Sur (Fig. 7). Esto respalda la interpretación del trabajo en terreno (Fig. 6) y sugiere que los resultados están cercanos a la realidad. Además, se observa en la figura 23 que la red de drenaje surge desde los ridges, lo que indica que los arroyos tributarios o afluentes de la laguna podrían recibir sedimentos transportados por precipitaciones pluviales y, por lo tanto, desde el outwash. También se deben considerar las corrientes subterráneas como recargas activas de la laguna.

Es posible correlacionar la estratigrafía registrada con la descrita por Davis y Karzulovic (1963). Se piensa que la capa de arena media de color negro encontrada en el terreno (Fig. 14c) podría correlacionarse con la capa de arena basáltica descrita en la estratigrafía del Taco 3 (ver anexo 6). En su descripción, se detalla que esta capa se encuentra sobre capas de limo y arcillas en la base de la columna, las cuales produjeron un plano de deslizamiento, desencadenando un derrumbe. Aunque no se observó litología del tipo arcilla en los terrenos del Taco Sur, se presume que estas capas podrían encontrarse a mayores profundidades de la remoción y haber sido las responsables del deslizamiento.

Por su parte, el estudio en microscopía reveló que la mineralogía de los sedimentos se encuentra bien preservada. Los sedimentos terrígenos no presentaron señales de meteorización ni transporte, lo cual se refleja en el estado de conservación del cuarzo y las plagioclasas. Con esto, se puede decir que la fuente que está incorporando material terrígeno a la laguna está muy cerca, como sería el outwash ya mencionado. Luego, la acción del viento explicaría la buena selección del material y la presencia de micas de mayor tamaño, siendo este el agente de transporte (Fig. 15 a y b). También, el viento es capaz de mantener turbulencias en el interior de la cuenca, lo que favorece la proliferación y el desarrollo de diversas especies de diatomeas, esto, en una cuenca de baja profundidad (Fig. 22 b)

En cuanto a las tefras encontradas, se observaron diferentes tipos en naturaleza y proporción a lo largo del testigo. Las capas de color blanquecino no mostraron una correlación clara con la proporción de tefra, lo que influiría en el análisis de la tasa de sedimentación y plantea incógnitas sobre su origen. Esto podría deberse a la incidencia de los rayos x sobre una superficie de vidrio volcánico o a la composición de las tefras. De acuerdo con lo registrado en la figura 17, se podría decir que las capas compuestas por esquirlas provocarían mayor absorción de rayos x, lo que se reflejaría en una intensidad blanquecina, como sucede para las muestras 2 de la sección 1T1; para las muestras 3 y 7 de la sección 1T2 y 6 de la sección 1T3. Para el caso del testigo PT2203, esto se evidencia en la muestra 3 de la sección 3T1, y en las muestras 4, 6 y 9 a 11 de la sección 3T2. De todas maneras, sería óptimo corroborar estas afirmaciones con estudios adicionales para investigar estas posibles causas. Es importante mencionar que la cuenca podría estar recibiendo aportes de ceniza no solo de la roca madre, sino también de las erupciones subaéreas a lo largo del tiempo. Se encontraron esquirlas de color verde oliváceo en la base de cada testigo. Se propone utilizar estas esquirlas como fósiles guías, ya que representan la primera aparición de rasgos mineralógicos distintivos en el registro estratigráfico (Fig. 17, columna "primera aparición"). También se encontraron esquirlas de color beige distintivas en la muestra 6 de la sección 3T2, pero no se encontró ninguna igual en el otro testigo. La composición de los cúmulos de microlitos sugiere una composición andesítica-dacítica, similar a la de algunos volcanes circundantes como el Cordón Caulle ([1]Sepúlveda-Sayen, 2006). Se concluye que el

espesor de las capas blanquecinas (<2 cm), no es suficiente para afectar significativamente la tasa de sedimentación de la cuenca.

La materia orgánica es abundante y diversa a lo largo de todo el testigo. La forma subangulosa a subredondeada del carbón vegetal indica un grado de retrabajo de las partículas. Según Whitlock y Larsen (2001), describen al carbón como fragmentos negros opacos, angulares y generalmente planos. Estos mismos autores argumentan que las partículas microscópicas de carbón vegetal pueden viajar largas distancias antes de depositarse, lo que sugiere que el carbón encontrado podría provenir de una fuente lejana. Sin embargo, esto no excluye la posibilidad de actividad de incendios en la zona de estudio. Cabe destacar que la base de ambos testigos se compone mayoritariamente por turba. Según Pino y Astorga, (2020), la turba es un tipo de suelo que se forma a partir de la acumulación de material vegetal parcialmente descompuesto en ambientes de humedales, lo que indica el ambiente de deposición.

Relación ente el Taco Sur y los tacos mapeados

Relación según la rugosidad

Los resultados presentados indican que este derrumbe ha experimentado diferentes episodios de movimiento, principalmente de carácter traslacional. Con esto y los valores de la rugosidad de la figura 20, se puede discutir si el Taco Sur es un derrumbe poligénico. Analizando la mediana de la rugosidad, se puede establecer que los tacos de la ribera norte, identificados como TN 2 y TN 3, tienen mayores valores de rugosidad y por ende, son los más jóvenes. Es posible que se hayan (re)activado en 1960 sin ser registrados en los trabajos de Davis y Karzulovic (1961 y 1963), como también, que se hayan generado durante terremotos "recientes", como los ocurridos en los años 1837 o 1737. Se observa que la rugosidad de la parte NW del Taco 3 (T3 1960 2) muestra

[1]Sepúlveda-Sayen, F., 2006. El Sistema geotérmico de cordón Caulle, sur de Chile: Caracterización geológica y geoquímica. https://repositorioslatinoamericanos.uchile.cl/handle/2250/1555099

valores elevados, similares a los del Taco 1 de 1960. Tanto los registros de Davis y Karzulovic (1963) como los actuales indican que la cubierta vegetal de bosque nativo maduro se mantiene intacta, lo que sugiere que no se derrumbó en 1960, sino que es una remoción anterior. Es interesante notar que todas las secciones del Taco Sur presentan baja rugosidad, lo que sugiere que son las más antiguas. Por otro lado, el Taco 3 (T3 1960 1) muestra una rugosidad similar a las secciones TS 1 y TS 3 del Taco Sur. Estas similitudes llevan a pensar que el Taco 3 corresponde a una remoción antigua que fue reactivada durante el terremoto de 1960. Además, Davis y Karzulovic (1963) se refieren a irregularidades topográficas tipo ondulaciones que se presumen que existían antes de la reactivación del Taco 3. También, se estima la cronología de eventos "homólogos" agrupando los tacos según su rugosidad. En primer lugar, habrían ocurrido los pares homólogos TN 2 y TN 3, seguidos por el par T3 1960 2 y T1 1960. A continuación, se encuentra el taco TN 1, seguido en orden descendente por los tacos T2 1960, TS 4, TS 2, T3 1960, TS 3, TS 5 y, finalmente, TS 1. Según este orden cronológico, se podría inferir que las masas de tierra se desprendieron en ese mismo orden. Sin embargo, dada la posibilidad de (re)activación de los derrumbes, pueden surgir contradicciones cronológicas. A pesar de ello, se puede deducir que el Taco 3 es similar al Taco Sur, lo que refuerza la comparación entre ambas remociones. Esta discusión, se presenta también en la figura 24.

Relación según la orientación de los ridges

En la figura 18, se puede observar que los ridges de las secciones TS 2 y TS 3 siguen principalmente, una orientación NE-SW, casi perpendicular al escarpe principal. Este contexto también ha sido mencionado por Davis y Karzulovic (1963), quienes atribuyeron a los ridges del Taco 3 un movimiento horizontal formando lagunas casi en sincronía al momento de la remoción (Davis y Karzulovic, 1961). Es posible confirmar este tipo de movimiento utilizando el histograma de la figura 21, en donde se muestra una predominancia de ángulos menores entre los ridges y los escarpes principales, lo que sugiere un desplazamiento dominado por una componente traslacional más que rotacional. Además, es importante destacar que ningún ridge, tanto dentro como fuera del Taco Sur, sigue una línea recta, sino que exhiben un leve basculamiento. Esta característica puede explicarse por su naturaleza rotacional y traslacional. Davis y Karzulovic (1963) afirman que los ridges del Tacos 3 se inclinaron debido al movimiento del derrumbe, lo que resultó en su deslizamiento y rotación a lo largo de la superficie. Por otro lado, se observa que algunas subsecciones del Taco Sur, como la TS 4, siguen un orden aleatorio en la orientación de los ridges, lo que sugiere diferentes momentos de (re)activación o episodios de movimiento, lo que sugiere un grado poligenético mayor que el resto de las remociones. Esto a su vez, indica la posibilidad de futuras reactivaciones y derrumbes.

Edad del Taco Sur y su relación con antiguos terremotos

Las edades radiocarbónicas que se obtuvieron son similares mas no idénticas. Debido a la precisión y estimación en profundidad, se trabajó para los análisis con 'rbacon', por lo que el Taco Sur tendría una edad de 1935 años cal AP (anexo 5, tabla 2). Por su parte, cada una de las cinco remociones mapeadas dentro del Taco Sur, podría estar asociada a un evento sísmico registrado, desde hace al menos 2000 años AP. Combinando el registro sísmico ocurridos hasta la fecha y observando la presencia de derrumbes más antiguos a 2000 años AP según su temporalidad en valores de rugosidad, es evidente que la cantidad de sismos es superior a la cantidad de remociones presente, por lo que un derrumbe estaría asociado a más de una ocurrencia sísmica, lo que reafirma la hipótesis de que el Taco Sur es un derrumbe poligénico.

El modelo de edad (Fig. 16 A) permite establecer una correlación entre la sedimentación del Taco Sur y eventos sísmicos históricos documentados científicamente. La tasa constante de sedimentación en el testigo PT2201 permite utilizarlo como una línea de tiempo, lo que facilita un análisis cronoestratigráfico de eventos ocurridos hasta el año 2022. En la figura 24, en la columna "registro sísmico (edad AD y AP)", se representan eventos sísmicos, tanto los generados por sismos como los de origen eruptivo, detallados en Moernaut et al., (2018) y Fontijn et al., (2016). El hecho de que existan dataciones científicas que permiten correlacionar un sismo o producto sísmico con el año 1935 años AP valida la hipótesis de que el Taco Sur fue afectado, al menos, por un sismo, y tal vez fue formado debido a uno. Dada la envergadura volumétrica del Taco Sur, casi tres veces más grande que el Taco 3, es que se piensa que el megaterremoto que provocó estas remociones fue de gran magnitud. Además, el trabajo cronoestratigráfico realizado en este estudio coincide con el registro de corrientes turbidíticas en el lago Riñihue y lago Calafquén (Moernaut et al., 2018), depósitos de tsunami en las costas de un lago (Kempf et al., 2017) y erupciones volcánicas registradas hace 2012 y 1930 años cal AP (Fontjin et al., 2016), las cuales son cercanas a la formación del Taco Sur, lo que sugiere un período de actividad sísmica.

Correlación con la historia sísmica

Se define como megaterremoto a aquellos sismos cuya magnitud de momento haya sido superior a 7,5 (Lomnitz, 1970; Plafker y Savage 1970). Varios estudios se refieren a megaterremotos predecesores al de 1960 (e.g. Cisternas et al., 2005; Lockridge, 1985; Lomnitz 1970, 2004; Plafker y Savage, 1970). Autores como Cisternas et al., (2005) y Laugenie (1982) destacan a los megaterremotos ocurridos los años 1837, 1737 y 1575. Los mismos autores, comparan en tamaño y extensión el megaterremoto de 1960 (Mw 9,5) con el ocurrido en 1575. Asimismo, Araya et al., (2013); Ely et al., (2014); Lomnitz, (1970, 2004) y Rojas (2018), coinciden en esta comparación con relatos que describen que el 16 de diciembre de 1575 alrededor de las 20:00 h, comenzó el terremoto, destruyendo a los cinco puestos fronterizos al sur de Bío Bío: Imperial, Valdivia, Villarrica, Osorno y Castro. Así como para el terremoto de 1960, se dice que se abrieron grietas y fisuras en el suelo durante el *mainshock* y réplicas mayores, y que fue

acompañado por un tsunami en Valdivia. De este modo, puede estimarse la magnitud de un sismo comparándola con la percepción y vivencia de otras personas que hayan vivido eventos sísmicos recientes (Lomnitz, 2004). La magnitud estimada para el terremoto de 1575 fue de 8,5 (Araya et al., 2013; Laugenie, 1982; Lomnitz, 1970). Por su parte, los autores Moernaut et al., (2014), estudian entre otras cosas, el registro histórico de grandes terremotos de interplaca analizando secuencias de turbiditas lacustres. Aseguran que el SV se caracteriza por un modo de ruptura variable durante los últimos 900 años, especificando a los terremotos de 1960 y 1575 como rupturas completas de Mw ~9,5.

Según los informes documentados, el terremoto de 1575 gatilló grandes deslizamientos de tierra que bloquearon la salida del lago Riñihue hasta finales de abril de 1576, resultando en un desbordamiento catastrófico y descontrolado que causó la muerte de 1200 personas (Araya et al., 2013; Lomnitz, 2004), aproximadamente la mitad de la población de Valdivia. Laugenie (1982) proporciona un relato detallado sobre el colapso del cerro conocido como "Llecue" en la cuenca alta del río San Pedro, el cual influyó en la formación de los depósitos visibles en la desembocadura del lago Riñihue. Según este autor, todos los depósitos observables, denominados "tacos", se encuentran dentro de tres escarpes principales cubiertos de vegetación. A través del examen de fotografías aéreas del lóbulo de Riñihue, pudo constatar que los depósitos correspondientes al evento de 1960 están encajados dentro de estos escarpes. En base a esto, se concluye que el deslizamiento de 1960 fue una repetición del ocurrido en 1575. Además, advierte que las condiciones actuales son propicias para la repetición de este proceso en el futuro en caso de un sismo.

Davis y Karzulovic (1961) realizaron una caracterización de los Tacos 1, 2 y 3, y sugirieron que el Taco Sur podría ser el desprendimiento asociado al megaterremoto de 1575, basándose en su notable similitud con los tacos mencionados. Sin embargo, Araya et al., (2013) presentan una caracterización diferente para el Taco Sur, cuestionando la propuesta de Davis y Karzulovic (1961). Según estos autores, el desprendimiento abarcaría geomorfológicamente parte de la ribera norte del río San Pedro, en lugar de limitarse únicamente a la ribera sur, como se planteó previamente por Davis y Karzulovic (1961).

Dado que el terremoto y el derrumbe ocurridos entre 1575 y 1576, parecen haberse repetido casi 400 años después con el evento de 1960 (Davis y Karzulovic 1993), es inevitable asociar la información de esta tesis a la teoría del ciclo sísmico en zonas de subducción, estudiado entre otros, por Moernaut et al., (2018). Según esta teoría, los megaterremotos ≥VII ½ tienen intervalos de recurrencia de 292±93 años (Moernaut et al., 2018). Con estos datos, sería interesante afirmar que han ocurrido 5 eventos de deslizamientos de tierra (o cinco "Riñihuazos") similares al Taco 3; al desprendimiento registrado en 1575 y al Taco Sur.

Para finalizar, se presenta en la figura 24, una propuesta de ocurrencias para las remociones estudiadas según los resultados radiocarbónicos y resultados de rugosidad de esta tesis, así como también el registro histórico. Con los resultados de la figura 22, sería correcto extrapolar el largo de los testigos de sedimento a 4,5 m, sin embargo, solo se ha abarcado hasta 3,6 m de profundidad dado el registro de Moernaut et al., (2018).

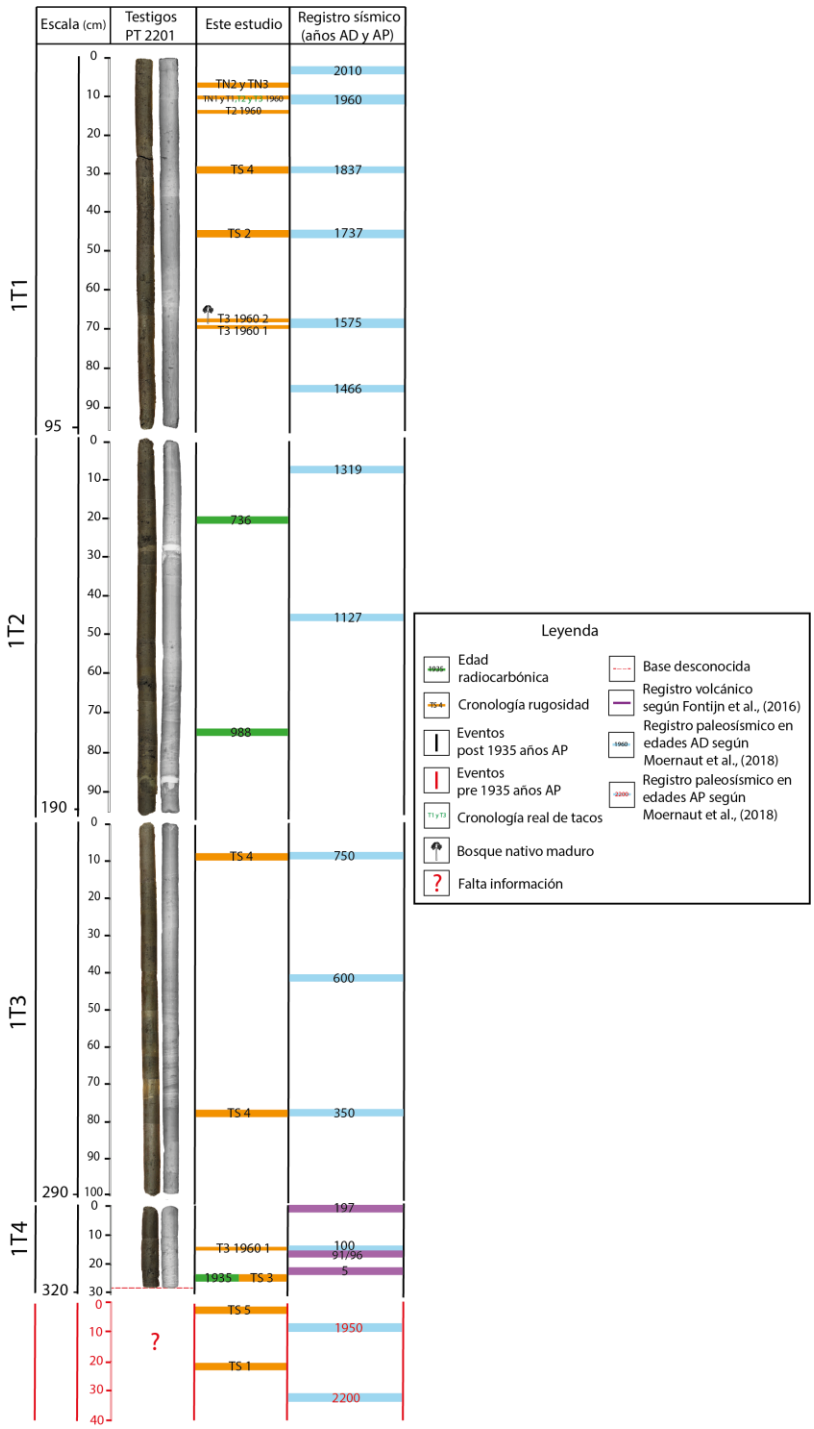


Figura 24. Estratigrafía del Taco Sur en correlación con los valores de la rugosidad media estudiada en esta tesis y el registro sísmico planteado por Moernaut et al., (2018) y Fontjin et al., (2016). Dentro de la columna "Esta tesis" se observan los registros de edades absolutas como relativas. De acuerdo a la figura 20, es posible observar que hay tacos que no cumplen con la ocurrencia registrada históricamente, entre otros, por Davis y Karzulovic

(1961 y 1963), por lo que se ha tomado la libertad de agregar aquellos eventos "reales" (ver leyenda) y agregar más de un evento de remoción para las subsecciones del Taco Sur, enfatizando así en su tipología poligénica.

Implicancias y sugerencias a futuro

Se propone un listado para mejorar y/o profundizar en los estudios aquí descritos y que podrían robustecer la información de la zona de estudio.

1. Prospección de lagunas similares a la laguna Los Bajos. La estimación de la profundidad del fondo de la cuenca en la laguna de la figura 22b arrojó un valor de 4,5 m, similar a la profundidad estimada en terreno. Si bien es posible que la profundidad de esta cuenca esté fuertemente influenciada por la geometría interna causada por la deformación del terreno, la presencia de estas cuencas podría estar arrojando la ubicación de remociones de origen sísmico. Por lo cual, se podrían identificar utilizando los cálculos geomorfométricos realizado en este estudio.
2. Realizar dataciones radiocarbónicas en las lagunas identificadas mejoraría considerablemente el modelo de rugosidad, generando una compilación de datos, como *big data,* que podría ser aplicable para esta zona de estudio y zonas aledañas pertenecientes al CLD.
3. Analizar la composición mineralógica de los productos volcánicos catalogados como "primera aparición" y asociarlos a la química y fecha de erupciones volcánicas registradas. Esto podría contribuir no solo en dilucidar mejor el origen del Taco Sur, sino que también en variados estudios volcanológicos.
4. Monitorear constantemente los tacos y protoderrumbes presentes para estudiar su movimiento traslacional, rotacional y vertical. Davis y Karzulovic (1963) observaron una componente de hundimiento en los ridges, lo que plantea la advertencia sobre las consecuencias hidrográficas que esto podría tener en las napas subterráneas. La necesidad de un monitoreo constante se respalda también por los valores de rugosidad. Se constató sobre la ocurrencia y reactivación de remociones en masa, y más aún, las condiciones pluviales de la zona también podrían influir en su (re)activación (Lacroix et al., (2020).

5. Reconstrucción de la paleogeomorfología de cada remoción según la menor distancia media entre el escarpe principal y un ridge, de tal manera que se pueda asignar un escarpe principal a una remoción. Para esto, se podría mejorar la digitalización del mapeo con un sistema automatizado, lo cual podría incidir sobre la interpretación de los resultados, como por ejemplo, en la rugosidad.
6. Realizar estudios dendrológicos, limnológicos y palinológicos para establecer una cronología de formación desde estas disciplinas dado la presencia de bosque nativo maduro, el volumen de materia orgánica y la naturaleza de los sedimentos. Por ejemplo, se podría evaluar la edad de los árboles más antiguos con los anillos de crecimiento (Winchester y Harrison, 2000). Por su parte, Abarzúa (2009), los depósitos de sedimentos en lagos y pantanos pueden proporcionar información a largo plazo y de alta resolución sobre la dinámica de los ecosistemas que rodean una cuenca. Estos depósitos se pueden analizar para observar los cambios ambientales asociados con la variabilidad climática y la influencia humana en la región (Abarzúa, 2009). Un ejemplo de ello podría ser sobre la ocupación colonial española en la zona. El registro histórico mayor a 1600 años sobre la vida humana en esta región es limitado (Pausas y Kelley 2018), por lo tanto, aplicar un enfoque multidisciplinario resultaría fundamental para enriquecer el conocimiento histórico del área.
7. Realizar mapas de riesgos geológicos con la tecnología LiDAR dispuestos al servicio de la comunidad. Como país sísmico, se torna urgente robustecer la información geográfica de los mapas de riesgo geológicos y con la tecnología LiDAR, se podría brindar a la población mapas de altísima calidad para visibilizar de una manera práctica que las amenazas ante remociones son eminentes, los deslizamientos de tierra son un fenómeno recurrente en la zona y podrían ser provocados y (re)activados por terremotos (Davis y Karzulovic, 1963).

Es importante mencionar que el aumento de densidad poblacional a lo largo de las últimas décadas, ha traído un sinfín de desafíos que ponen en jaque nuestra relación con la naturaleza. La necesidad de cambiar de manera urgente cómo se gestiona la planificación territorial en zonas de riesgo geológico debe ser una prioridad en el desarrollo político, económico, social y cultural

de cada región. Las Ciencias de la Tierra, e.g. la Geología, la Geografía y la Geomorfología aportan información empírica sobre riesgos y peligros presentes en el paisaje que pueden representarse en mapas. Estos, son aplicables en cualquier lugar, pueden ajustarse a diversas escalas según el área de investigación y son de fácil comprensión.

6. CONCLUSIONES

En conclusión, se pudo determinar exitosamente la edad de la formación del Taco Sur, correspondiendo a 1935 años cal AP, actualizando la información que se tenía de Davis y Karzulovic (1963). Se valida la hipótesis de que el Taco Sur fue originado al menos, por un terremoto y que ha sido reactivado a lo largo del tiempo. El Taco 3 funcionó como su análogo moderno y se pudo comparar exitosamente mediante el análisis en terreno, análisis de sedimentos en microscopio y análisis geomorfométrico. El respaldo científico que relaciona indirectamente la formación del Taco Sur a algún evento sísmico son los valores de rugosidad media, el Taco 3, y los registros sísmicos del trabajo de Moernaut et al., (2018) y erupciones volcánicas de Fontjin et al., (2016). Sin embargo, los valores de rugosidad *per se* son insuficientes para dilucidar una cronología de formación detallada para cada subsección del Taco Sur.

La caracterización geomorfométrica permitió atribuir al Taco Sur una tipología de deslizamiento multirotacional poligénico. Los valores de rugosidad permitieron dilucidar una cronología de (re)activación para los tacos mapeados, tanto antes como después de hace 1935 años AP.

El modelo de la edad mínima de formación se refuerza con el modelo bayesiano, cuya distribución estadística es lineal y permite establecer una tasa de sedimentación constante.

Como sugerencias a futuro, se podrían realizar nuevas prospecciones de lagos similares al Taco Sur para abarcar un registro de dataciones radiocarbónicas mayor y mejorar el modelo de rugosidad planteado. La cronología de sedimentación también podría estudiarse desde estudio palinológicos y limnológicos. Por otra parte, se destaca que la prospección de registro sedimentario en lagunas generadas por terremotos es confiable para utilizar como línea de tiempo, y por lo tanto, correlacionable con otros trabajos científicos afines a esta temática. Es

importante contribuir a la información sísmica del país de la manera más detallada posible. Finalmente se destaca la utilidad de las imágenes LiDAR, que, si pudieran ser de uso masivo, se podrían aplicar en los mapas de riesgo geológico de la zona, contribuyendo a mejorar la interpretación geográfica.

7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abarzúa, A. M., 2009. Respuestas ambientales a cambios climáticos y culturales en la Región de la Araucanía, Chile (Tesis doctoral no publicada) Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias Forestales, Valdivia, Chile.

Albornoz, C., Castro, F., Salgado, M., Molina, G., Rodríguez, A., 2013. Conocimiento local y percepción del riesgo volcánico de la población joven en la localidad de Chaitén (Chile). An. Soc. Chil. Ciencias Geográficas 17–23.

Araya, C. Cisternas, M. & Gorigoitía, N., 2013. Deslizamientos generados por el terremoto gigante de chile de 1960 en el río San Pedro, Región de Los Ríos: antecedentes históricos y datación geomorfológica de sus predecesores. *En*: Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas. XXXIV Congreso Nacional y XIX Internacional de Geografía. Universidad del Bío-Bío, Chillán (pp. 24-31).

Araya, C., Cisternas, M., González, F., 2014. Evolución morfológica del principal deslizamiento del "Riñihuazo", generado por el terremoto de 1960. Riesgos, vulnerabilidades y resiliencia socioambiental para enfrentar los cambios lobales. 11.

Ashworth, A.C., Markgraf, V., Villagran, C., 1991. Late Quaternary climatic history of the Chilean Channels based on fossil pollen and beetle analyses, with an analysis of the modern vegetation and pollen rain. J. Quat. Sci. 6, 279–291.

Barrera, E., y Osorio, F., 2008. Briófitas: Musgos, Hepáticas y Antocerotes. *Biodiversidad de Chile, patrimonio y desafíos. Santiago de Chile, Ocho Libros Editores Ltda*, 340-345.

Barrientos, S., 2007. "Earthquakes in Chile", The Geology of Chile, Teresa Moreno, Wes Gibbons. The Geological Society, London.

Bendle, J., Palmer, A., Thorndycraft, V., Matthews, I., 2019. Phased Patagonian Ice Sheet response to Southern Hemisphere atmospheric and oceanic warming between 18 and 17 ka. Sci. Rep. 9, 1–9.

Blaauw. M., Christen. A., Lopez. M., Vazquez. J., Gonzalez O., Belding. T., Theiler. J., Gough. B., Karney. C., 2022. Age-Depth Modelling using Bayesian Statistics. R package versión 2.5.8.

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, 404–407. https://doi.org/10.1038/nature03943

Cisternas, M. Garrett, E. Wesson, R. Dura, T. & Ely, L. L., 2017. Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunamis shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. *Marine Geology*, *385*, 101-113.

Cifuentes, I., 1989. The 1960 chilean earthquake. Journal of Geophysical Research 94, nro. B1: 665-80.

Cifuentes, R. González, J. Montoya, G. Jara, A. Ortiz, N. Piedra, P. & Habit, E., 2012. Relación longitud-peso y factor de condición de los peces nativos del río San Pedro (cuenca del río Valdivia, Chile). *Gayana (Concepción) 76*, 86-100.

Clapperton, C.M., 1990. Quaternary glaciations in the southern hemisphere: An overview. Quat. Sci. Rev. 9, 299–304.

Contreras, P., Concha, R., Correa, M., Guerreno, I., Vergara, F., 2016. Relatos de Paisaje y Toponimia en el Valle de los Ríos San Pedro y Calle Calle. Santiago de Chile: Ceibo Ediciones.

Davis, S. & Karzulovíc, K. J., 1961. Deslizamientos en el valle del río San Pedro Provincia de Valdivia, Chile. En Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. *Vol. 18*, (18), p. ág-47.

Davis, S. & Karzulovíc K, J., 1963. Landslides at Lago Riñihue, Chile. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(6), 1403-1414.

Davies, B. J. Darvill., C. M. Lovell., H. Bendle., J. M. Dowdeswell., J. A. Fabel., García J. L., Geiger A., Glasser, N. F., Gheorghiu, D. M., Harrison, S., Hein, A. S., Kaplan, M. R., Martin, J. R. V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, A., Sagredo, E. A., Smedley, R. K., Smellie, J. L., Thorndycraft, V. R., 2020. The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). Earth-Science Reviews, Volume 204, 103152.

Denton, G., Lowell, T., Heusser, C., Schlüchter, C., Andersen, B., Heusser, L., Moreno, P., Marchant, D., 1999. Geomorphology, Stratigraphy, and Radiocarbon Chronology of Llanquihue Drift in the Area of the Southern Lake District, Seno Reloncaví, and Isla Grande de Chiloé, Chile. Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr. 81, 167–229.

Ely, L., Cisternas, M., Wesson, R., & Dura, T., 2014. Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. Geology, 42(11), 995-998.

Florinsky, V., 2017. An illustrated introduction to general geomorphometry. Progress in Physical Geography, 41(6), 723-752.

Fowler, A. France, J. I. & Truong, M., 2010. Applications of advanced laser scanning technology in geology. Riegl USA. http://www. rieglusa. com/pdf/applications-ofadvanced-laser-scanning-technology-in-geology-ananda-fowler-final. pdf.

García, J.L., 2012. Late Pleistocene ice fluctuations and glacial geomorphology of the Archipielago de Chiloe, southern Chile. Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr. 94, 459–479.

Glasser, F., Jansson, N., Harrison, S., Kleman, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38°S and 56°S. Quat. Sci. Rev. 27, 365–390.

Glodny, J. Echtler, H. Figueroa, O. Franz, G. Gräfe, K. Kemnitz, H. & Seifert, W., 2006. Long-term geological evolution and mass-flow balance of the South-Central Andes. In The Andes (pp. 401-428). Springer, Berlin, Heidelberg.

Gutiérrez Elorza, M., 2008. Geomorfología. PEARSON EDUCACIÓN, S. A. Madrid.

Hauser, A., 2000. Remociones en masa en Chile [versión actualizada]. SERNAGEOMIN, Boletín (n. 59): 89 pp. il; fot.col, Santiago.

Highland, M., Bobrowsky, P., 2008. The landslide handbook-a guide to understanding Landslides. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Circular 1325, 129 p.

Hogg, A., Heaton, T., Hua, Q., Palmer, J., Turney, C., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P., Boswijk, G., Bronk Ramsey, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R., & Wacker, L., 2020. SHCal20 Southern Hemisphere calibration, 0–55,000 years cal BP. Radiocarbon, 62.

Illies, H., 1960. Geologie der Gegend von Valdivia, Chile. N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 1,30-110.

Jara-Muñoz, J. Melnick, D. Brill, D. & Strecker, M. R., 2015. Segmentation of the 2010 Maule Chile earthquake rupture from a joint analysis of uplifted marine terraces and seismic-cycle deformation patterns. Quaternary Science Reviews, 113, 171-192.

Jarpa, L., 2020. Ecología y distribución de diatomeas lacustres en el centro-sur de chile (37-39°S). Tesis de Magíster en Ciencias mención en Recursos Hídricos. Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

Kanamori, K., 1977. The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research, 82, 2981–2987.

Kempf, P., Moernaut, J., Van Daele, M., Vandoorne, W., Pino, M., Urrutia, R., De Batist, M., 2017. Coastal lake sediments reveal 5500 yr of tsunami history in south central Chile. Quat. Sci. Rev. 161, 99–116.

Köppen, W., 1900. Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt (Intento de clasificación climática en relación con las distribuciones vegetales.) Geogr. Zeitschrift, 6, 593-611, 657-679.

Korzeniowska, K., Pfeifer, N., Landtwing, S., 2015. Mapping gullies, dunes, lava fields, and landslides via surface roughness, Geomorphology 301, 53-67.

Lacroix, P., Handwerger, A. L., & Bièvre, G., 2020. Life and death of slow-moving landslides. Nature Reviews Earth & Environment, 1(8), 404-419.

LaHusen, S. R. Duvall, A. R. Booth, A. M. & Montgomery, D. R., 2016. Surface roughness dating of long-runout landslides near Oso, Washington (USA), reveals persistent postglacial hillslope instability. Geology, 44(2), 111-114.

Laugenie, C., 1982. La Région des Lacs, Chili Meridional. Tesis Doctoral. Universit de Bordeaux, Bordeaux. France. Volume II – 332, Volume 2, 335 – 822.

Laugenie, C., 1971. La structure et l'orogénèse des Andes chileno-argentines. Cah. Geogr. Que. 15, 267.

Lavenu, A. & Cembrano, J., 1999. Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo-transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38-42º30'S). Revista geológica de Chile, 26(1), 67-87.

Lockridge, P., 1985. Tsunamis in Peru-Chile (Vol. 39). National Geophysical Data Center. NOAA, Boulder, USA. 97p.

Lomnitz, C., 1970. Major earthquakes and tsunamis in Chile during the period 1535 to 1955. Geologische Rundschau, 59(3), 938-960.

Lomnitz, C., 2004. Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. Seismological Research Letters, 75(3), 368-378.

Luebert, F., & Pliscoff, P., 2006. Sinopsis bioclimática y vegetacional de Chile. Editorial Universitaria.

Melnick, D., & Echtler, H. P., 2006. Morphotectonic and geologic digital map compilations of the south-central Andes (36–42 S). In Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H. J., Ramos, V. A., ... & Wigger, P. (Eds.) The Andes: Active Subduction Orogeny (pp. 565-568). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

Melnick, D. Rosenau, M. Folguera, A. & Echtler, H., 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquen Andes western flank (37-39°S). Special Papers-Geological Society of America, 407, 73.

Mercer, J.H., 1975. Glacial History of Southernmost South America. Institute of Polar Studies The Ohio State University, Columbus, Ohio 43210. Quat. Res. 166, 125–166.

Moernaut, J. Daele, M. Heirman, K. Fontijn, K. Strasser, M. Pino, M. & De Batist, M., 2014. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 119(3), 1607-1633.

Moernaut, J., Van Daele, M., Fontijn, K., Heirman, K., Kempf, P., Pino, M., Valdevenito, G., Urrutia, R., Strasser, M y De Batist, M. 2018. Larger earthquakes recur more periodically: New insights in the megathrust earthquake cycle from lacustrine turbidite records in south-central Chile. Earth and Planetary Science Letters, 481, 9-19.

Mpodozis, C., & Ramos, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G. E., Cañas Pinochet, M. T., and Reinemund, J. A., (Ed), Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v. 11. 59-72.

Ohnaka, M., 1975. Physical Basis for Earthquakes Based on the Elastic Rebound Model. Bull Earthq. Res Inst, Univ Tokyo 50, 187–208. https://doi.org/10.1785/bssa0660020433

Paskoff, R.P., 1977. Quaternary of Chile: The state of research. Quat. Res. 8, 2–31.

Pino, M., 1989. Regional and Site Geology. En T. Dillehay (Ed.) MONTE VERDE. VOL. 1 Palaeoenvironment and site context, 89-132, Smithsonian Press.

Pino, M., & Astorga, G., 2020. Pilauco: A Late Pleistocene Archaeo-paleontological Site. Springer International Publishing.

Porter, S. C., 1981. Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. Quaternary Research, 16(3), 263-292.

Porter, C., 1989. Some geological implications of average Quaternary glacial conditions. Quaternary Research 32, 245–262.

Rodríguez, C.; Pérez, Y.: Moreno, H.; Clayton, J.; Antinao, J. L.; Duhart, P.; Martin, M., 1999. Área de Panguipulli – Riñihue, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, No. 10, 1 mapa escala 1: 100.000. Santiago.

Rojas, C., 2018. Valdivia 1960: Entre aguas y escombros (Vol. 2). Ediciones Universidad Austral de Chile.

Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M., & Meseguer-Ruiz, O., 2016. Climatic regionalisation of continental Chile 13:2, 66-73.

Singer, B., Hildreth, W., & Vincze, Y., 2000. 40Ar/39Ar evidence for early deglaciation of the central Chilean Andes. Geophysical Research Letters, 27(11), 1663-1666.

Singer, B.S., Ackert, R.P., Guillou, H., 2004. 40Ar/39Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. Geol. Soc. Am. Bull. 116, 434–450.

Smith, J. & Griffiths, S., 2011. Geomorphological mapping: methods and applications (Vol. 15). Elsevier.

Veblen, T., 1988. Natural disturbance and the regeneration dynamics of Nothofagus species in the Chilean Lake District. Canadian Geographer-Geographe Canadien, 32(1), 82-83.

Vega, R., Mella, M., Nielsen, S., & Pino, M., 2018. Stratigraphy and sedimentology of a late Pleistocene incised valley fill: a depositional and paleogeographic model for "Cancagua" deposits in north-western Patagonia, Chile. Andean Geology, 45(2), 161-185.

Veit, H., 1994. Estratigrafías de capas sedimentarias y suelos correspondientes en el centro-sur de Chile. Rev. Chil. Hist. Nat. 67, 395–403.

Villagrán, C., Le-Quesne, C., Aravena, J. C., Jiménez, H., & Hinojosa, F., 1998. El rol de los cambios de clima del Cuaternario en la distribución actual de la vegetación de Chile central-sur. Bamberger Geographische Schriften, 15, 227-242.

Wang, K. Hu, Y. Bevis, M. Kendrick, E. Smalley Jr, R. 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).

Wang, K., 2016. 17. Elastic and Viscoelastic Models of Crustal Deformation in Subduction Earthquake Cycles. Seism. Zo. Subduction Thrust Faults 540–575.

Whitlock, C., & Larsen, C., 2001. Charcoal as a fire proxy. Tracking environmental change using lake sediments: terrestrial, algal, and siliceous indicators, 75-97.

Winchester, V., & Harrison, S., 2000. Dendrochronology and lichenometry: colonization, growth rates and dating of geomorphological events on the east side of the North Patagonian Icefield, Chile. Geomorphology, 34(3-4), 181-194.

Yamagishi, H., Bhandary, P., 2017. GIS landslide. Japan: Springer.

8. ANEXOS

Anexo 1: Los deslizamientos de tierra, se dividen en aquellos que tienen un desplazamiento en profundidad (*deep-seated*) versus aquellos que tienen un desplazamiento superficial —fallas de taludes— (*sallow landslides —slope failures—*). Las principales características de deslizamientos tipo *deep-seated* son las siguientes: (1) escarpes principales y secundarios, (2) grietas, (3) montículos y crestas, (4) huecos y lagunas, y (5) alteraciones o meandros en el sistema de drenaje. Los escarpes son rasgos significativos de los *deep-seated*. El escarpe principal puede tener variadas formas, como por ejemplo, una forma de anfiteatro para un deslizamiento rotacional o una superficie de falla recta y plana para un deslizamiento planar. En el caso de un deslizamiento planar, las depresiones tienen forma de graben. Los *deep-seated* pueden clasificarse en cuatro tipos principales: (a) Deslizamiento rotacional (*Rotational Slide type*), (b) Deslizamiento planar (*Planar Slide type*), (c) Avalancha de escombros (*Debris Avalanche*), y (d) Flujo de tierra (*Earth Flow*) (Figura anexo 1).

a) El *Rotational Slide type* presenta una superficie de ruptura curvada hacia arriba en la sección transversal y el movimiento es rotativo a lo largo del eje paralelo a la superficie del talud. La cabeza se mueve verticalmente hacia abajo, y los materiales desplazados se inclinan hacia el escarpe. Por lo tanto, la parte que se encuentra delante del escarpe se considera como una zona tensional; por el contrario, la porción marginal es una zona de compresión (Figura anexo 1.a).
b) Un *Planar Slide type* se mueve hacia abajo y hacia afuera a lo largo de una superficie relativamente plana. Este tipo de deslizamiento puede progresar a lo largo de distancias considerables si la superficie de ruptura está suficientemente inclinada, algo que contrasta con los deslizamientos rotacionales, que tienden a restablecer su equilibrio de deslizamiento en una distancia corta (Figura anexo 1.b).
c) Las *Debris Avalanche* se forman cuando una ladera inestable se derrumba a gran velocidad, resultando en una fragmentación de escombros que son transportados fuera de la ladera. La nieve y el hielo pueden contribuir al movimiento si hay suficiente agua. Pueden generarse en pendientes suaves o moderadas; generalmente en suelos de grano fino

(arcillosos o limosos) pero también en rocas arcillosas muy erosionadas (Figura anexo 1.c). El material desplazado en un (d) *Debris Avalanche* (Figura anexo 1.d). tiene un comportamiento plástico o viscoso con una fuerte deformación interna.

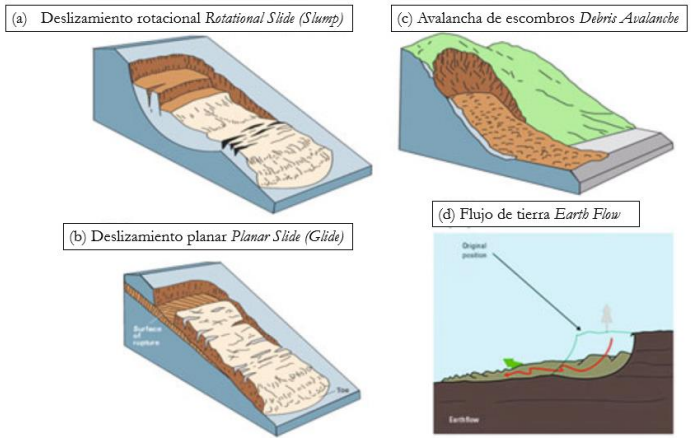


Figura anexo 1. Los cuatro tipos principales de *deep-seated* según Yamagishi & Bhandary, (2017): (a) Deslizamiento rotacional (*Rotational Slide type*), (b) Deslizamiento planar (*Planar Slide type*), (c) Avalancha de escombros (*Debris Avalanche*), y (d) Flujo de tierra (*Earth Flow*). Extraído de Yamagishi & Bhandary, (2017).

Las zonas con numerosos *shallow landslides* pueden indicar condiciones de riesgo geológico. Una falla de talud en un lugar concreto, puede ser un indicador de posibles nuevos desprendimientos. Los *sallow landslides* suelen ser provocados por fuertes lluvias y terremotos de gran intensidad. Se caracterizan por presentar baja profundidad (metros) y, por desarrollar fallas simultáneas al movimiento. Además, a veces se asocian con flujos de lodo (*mud flows*) y flujos de escombros (*debris flows*) como partes del depósito. Su clasificación principal se divide en aquellas de tipo planar y tipo cóncavas. Las planares (*planar type*), presentan la cicatriz (*scar*) paralela al escarpe, y las de tipo cóncavas o cuchara (*spoon type*), presentan una cicatriz cóncava. Ambos tipos, presentan un escarpe, un flujo y un depósito.

Anexo 2: Se presentan de manera específica, los puntos de muestreo en terreno (Figura anexo 2.a), la diferencia de vegetación entre ambos cuerpos de agua, y dos registros fotográficos obtenidos en terreno (Figura anexo 2.b y 2.c).

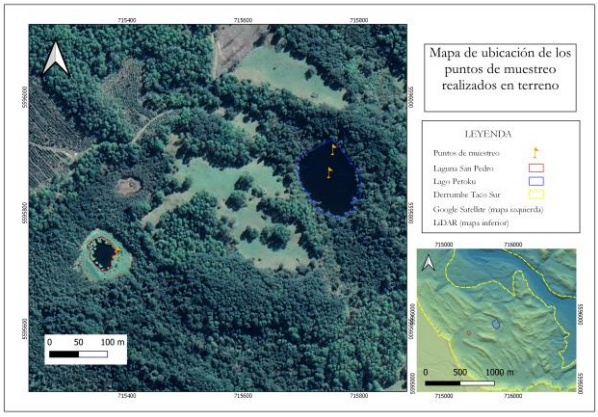


Figura anexo 2.a Mapa de puntos de muestreo en terreno. Se puede ver en excelente resolución la imagen LiDAR y sus ventajas sobre una imagen satelital.

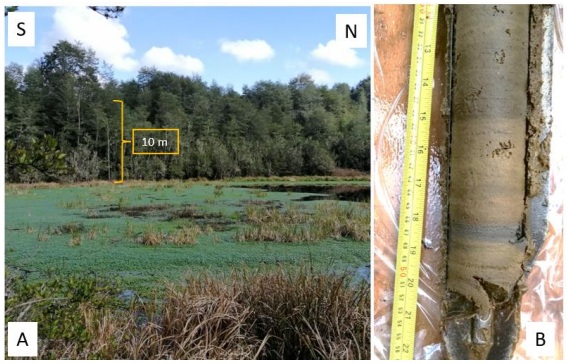


Figura anexo 2.b. (A) Muestreo en la laguna San Pedro. Se observa una plataforma natural de juncos y raíces. (B) Testigo obtenido en la campaña a terreno realizada en septiembre de 2022. Se observa una perfecta intercalación de láminas de limo y fango color amarillo pardo. Además de capas de tefra.

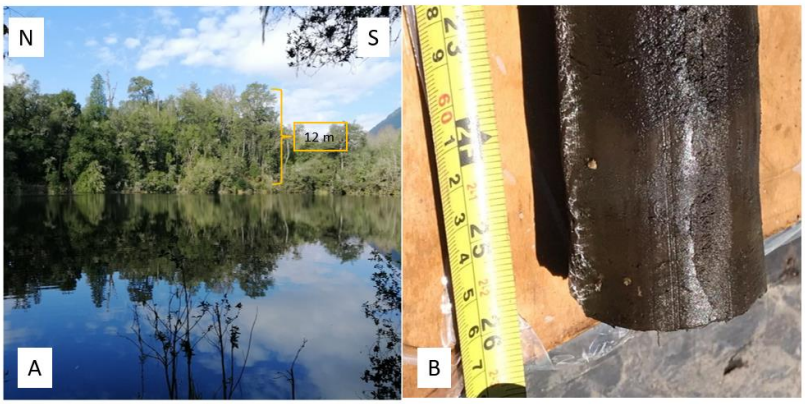


Figura anexo 2.c. (A) Muestreo en la laguna Los Bajos cuyo lago presenta mayoritariamente barro y agua en sus orillas. (B) Testigos obtenidos en las campañas de terreno realizada en enero de 2022, en donde se encontró grava en la base del testigo.

Anexo 3. Metodología en laboratorio

Procesamiento para la limpieza de sedimentos y posterior obtención de los tres productos

Con una espátula, remover una pequeña cantidad de capa superficial del sedimento con el fin de limpiar la muestra y evitar la contaminación externa. El muestreo de los testigos se delimitó entre los 10 cm iniciales hasta los 10 cm finales para evitar la sobre interpretación en sus bordes como capas discontinuas causadas por el barrenaje. De la sección seleccionada, extraer 1 ml de sedimento con jeringa, rellenándola con una espátula delgada y colocarlo dentro de vaso precipitado de 50 ml (ya pesado y rotulado). Agregarle agua destilada y colocarlo dentro del ultrasonido. Configurar el ultrasonido durante un tiempo adecuado para lograr una separación óptima entre el sedimento y la materia orgánica. Procurar que los vasos no floten dentro del ultrasonido. Luego, sacar las muestras del ultrasonido y volver a revolver con un palito de brocheta. Esperar 20 segundos para verter el contenido de materia en suspensión un segundo vaso precipitado de 50 ml. Hacer esto lentamente hasta obtener sedimento del fondo del primer vaso. Colocar este sedimento residual, sobre un portaobjetos. Conservar el segundo vaso y separar una fracción de esta preparación para colocarla en un tubo Eppendorf previamente rotulado para guardar como réplica. También se debe tomar otro tuvo Eppendorf para la extracción de diatomeas.

Procesamiento para la obtención de portaobjetos de grano suelto

Con el portaobjeto rotulado, esperar que el sedimento esté seco. Verter encima unas gotas de entellan y colocar el cubreobjeto procurando que no queden burbujas residuales. Ayudarse en este procedimiento con una placa calefactora. Se analizaron las muestras en el microscopio del laboratorio de Tectónica Activa de la UACh modelo Leica DM750P.

Método para la cuantificación del peso de materia orgánica en sedimentos

El método de limpieza de sedimento se llevó a cabo utilizando el ultrasonido, HCl al 10% y agua destilada al 30%. Para ello, agregar 1 ml de HCl (10%) al preparado del segundo vaso. Luego de un tiempo, se obtendrán 2 fases. Una fase de sedimento floculado y otra fase

liquida. Eliminar fase líquida en recipiente para residuos. Secar por completo la fase floculada en estufa a 60°C por 12 horas o más. Luego, pesar y registrar valor. Aplicar 5 ml de agua oxigenada al 30% a la muestra seca, lo cual se traducirá en un cambio de coloración a color beige. Al finalizar la reacción, se obtendrá el fango sin materia orgánica. Secar este fango en estufa, pesarlo y registrar su valor. Por diferencia de peso entre la fase floculada y el fango sin materia orgánica, se obtendrá el peso de la materia orgánica calcinada. Registrar su valor.

Tabla. Registro de la masa de la materia orgánica

Número de muestra	**Código del testigo**	**cm muestreo**	**masa de materia orgánica (gr)**
1	2201T1-4	34,5 a 35,5	0,0493
2	2201T1-222	66 a 67	0,0188
3	2201T1-2	73,5 a 74,5	0,0515
1	2201T2-16	7 a 8	0,0399
2	2201T2-14	24,5 a 25,5	0,0248
3	2201T2-12	28 a 29	0,0005
4	2201T2-10	31 a 32	0,0392
5	2201T2-8	50 a 51	0,0358
6	2201T2-6	82 a 83	0,0227
7	2201T2-2	86 a 87	0,0021
8	2201T2-4	89,5 a 90,5	0,0414
1	2201T3-22	14 a 15	0,0822
2	2201T3-16	40 a 41	0,0223
3	2201T3-18	46,5 a 47,5	0,0054
4	2201T3-12	51,5 a 52,5	0,0106
5	2201T3-14	61 a 62	0,0129
6	2201T3-10	68,5 a 69,5	0,031
7	2201T3-8	72 a 73	0,0124
8	2201T3-4	74 a 75	0,001
9	2201T3-6	76 a 77	0,026
10	2201T3-2	93 a 94	0,0315
1	2201T4-4	11 a 12	0,072
2	2201T4-2	21 a 22	0,0726
1	2203T1-6	16,5 a 17,5	0,0411

2	2203T1-8	33 a 34	0,0446
3	2203T1-4	46 a 47	0,0402
4	2203T1-2	57 a 58	0,0151
1	2203T2-16	13,5 a 14,5	0,0347
2	2203T2-21	19,5 a 20,5	0,0404
3	2203T2-19	21 a 22	0,0236
4	2203T2-14	23 a 24	0,043
5	2203T2-8	26 a 27	negativo
6	2203T2-222	30,5 a 31,5	0,4892
7	2203T2-6	32 a 33	0,0114
8	2203T2-12	39,5 a 40,5	0,0219
9	2203T2-10	46 a 47	0,0783
10	2203T2-4	54 a 55	0,0744
11	2203T2-2	71,5 a 72,5	0,0713
1	2203T3-2	3 a 4	0,0177

Descripción microscópica

Cuarzos: minerales de bajo relieve, incoloros, con grado de redondez anguloso a muy anguloso. En nicoles cruzados se observan colores de birrefringencia de primer orden. Se observó extinción recta y ondulante.

Plagioclasas: minerales tabulares incoloros con relieve medio. En nicoles cruzados presentan colores de birrefringencia de primer orden y maclado múltiple.

Olivinos: minerales prismáticos de color verde, leve pleocroísmo variando a violeta. Alto relieve. En nicoles cruzados se observar colores de birrefringencia altos, de cuarto orden. Extinción oblicua.

Vidrio volcánico: Se observó vidrio volcánico de cuatro tonalidades predominantes: marrón claro/beige a anaranjado, verde oliva y transparente. Todas estas presentaron un relieve bajo y exhibieron formas muy angulosas y concoidales. Fue frecuente encontrar vesículas dentro de algunos cristales. Isótropos. También se observaron esquirlas. Otro tipo de tefra observada correspondió a microcúmulos de minerales silicicoclasticos como cuarzos y plagioclasas, envueltos en un cristal de color transparente. Es importante mencionar que la coloración de este

cristal variaba, mostrándose más oscuro en nicoles cruzados, dependiendo de la cantidad de material acoplado presente.

Carbón vegetal: sustancia opaca. Se descartaron los minerales metálicos debido a la ausencia de brillo al observarlos con luz incidente.

Sustancias no identificadas: se observaron estructuras amorfas de color amarillo dispersas en varias muestras. Posible materia orgánica en descomposición.

Detritos vegetales: cúmulos de estructuras microscópicas de color marrón a marrón anaranjado con bordes amorfos.

Granos de polen: estructuras circulares a ovaladas, tamaño 40 a 50 micrones, de color amarillo con una organización interna

Diatomeas: se observaron variados géneros de diatomeas, entre ellas pennadas, circulares, etc

Musgo: estructura orgánica celular color anaranjado.

Anexo 4: Se adjuntan los documentos recibidos por el Laboratorio DirectAMS y ETH Zuric en donde se detallan las edades calculadas de las muestras enviadas.

A

DirectAMS
RADIOCARBON DATING SERVICE
measure more... learn more.

Report: **1838-044449-044450** 16 November 2021

Customer: 1838
Ana Maria Abarzúa Vasquez
Universidad Austral de Chile
Instituto de Ciencias de la Tierra
Independencia 631
Valdivia
Region de Los Rios
5090000
Chile

Samples submitted for radiocarbon dating on 15 October 2021 have been processed and measured by AMS. The following results were obtained:

DirectAMS code	Submitter ID	Sample type	Fraction of modern		Radiocarbon age	
			pMC	1σ error	BP	1σ error
D-AMS 044449	SP1T7 375	wood	86.57	0.25	1158	23
D-AMS 044450	SP1T7 368	sediment (bulk)	82.94	0.22	1503	21

Results are presented in units of percent modern carbon (pMC) and the uncalibrated radiocarbon age before present (BP). The results relate only to the sample material submitted and the portion analyzed. All results have been corrected for isotopic fractionation with an unreported $\delta^{13}C$ value measured on the prepared carbon by the accelerator. The pMC reported requires no further correction for fractionation.

11822 North Creek Parkway N, Suite #107, Bothell, WA 98011
Tel (425) 481-0122 – www.DirectAMS.com
Page 1 of 1

B

DirectAMS
RADIOCARBON DATING SERVICE
measure more... learn more.

Report: **1838-045909-045910** 17 March 2022

Customer: 1838
Ana Maria Abarzúa Vasquez
Universidad Austral de Chile
Instituto de Ciencias de la Tierra
Independencia 631
Valdivia
Region de Los Rios
5090000
Chile

Samples submitted for radiocarbon dating on 17 February 2022 have been processed and measured by AMS. The following results were obtained:

DirectAMS code	Submitter ID	Sample type	Fraction of modern		Radiocarbon age	
			pMC	1σ error	BP	1σ error
D-AMS 045909	PT2201AT4	plant wood	77.73	0.21	2024	22
D-AMS 045910	PT2203AT2	plant wood	79.54	0.20	1839	20

Results are presented in units of percent modern carbon (pMC) and the uncalibrated radiocarbon age before present (BP). The results relate only to the sample material submitted and the portion analyzed. All results have been corrected for isotopic fractionation with an unreported $\delta^{13}C$ value measured on the prepared carbon by the accelerator. The pMC reported requires no further correction for fractionation.

11822 North Creek Parkway N, Suite #107, Bothell, WA 98011
Tel (425) 481-0122 – www.DirectAMS.com
Page 1 of 1

Figura anexo 4. (A). Edades de la laguna San Pedro. (B). Edades de la laguna Los Bajos del laboratorio Direct AMS USA.

User	Sample Code	Sample #	Description Description1	Description2	Materia	ETH-	C14 age BP	±1σ	F14C	±1σ	δC13 ‰	±1σ	mg C	C/N at	Yield M(End)/M(start)	comment	%C	Method1	Method2	Method3
Moernaut	PT2201AT2-25	Los bajos, PT22(	~700 BP	organic silt	organic	ETH-129675	873	21	0,8970	0,0024	-37,2	1,0	1,00	3,76052	0,12683	0	50,5091	ABA 60°	0	0
Moernaut	PT2201AT2-85-(	Los bajos, PT22(	~1000 BP	organic silt	organic	ETH-129676	1133	21	0,8680	0,0023	-35,3	1,0	0,99	66,0172	0,07759	0	55,8944	ABA 60°	0	0
Moernaut	PT2203AT3-79-(	Los bajos, PT22(	~2000 BP	organic silt	organic	ETH-129677	1983	21	0,7810	0,0021	-27,6	1,0	1,00	47,2807	0,13107	0	55,2025	ABA 60°	0	0

(c). Edades de la laguna Los Bajos del laboratorio ETH Zurich, Suiza.

Anexo 5. Tabla 2

depth	min	max	median	mean
1	-73	-65	-71	-70
2	-71	-48	-65	-64
3	-71	-27	-60	-57
4	-70	-5	-55	-50
5	-69	16	-50	-44
6	-68	38	-44	-37
7	-68	59	-39	-30
8	-67	80	-34	-23
9	-66	102	-29	-17
10	-66	124	-24	-10
11	-65	145	-19	-3
12	-60	153	-12	4
13	-56	159	-4	10
14	-53	170	4	17
15	-51	179	11	24
16	-49	186	19	31
17	-47	199	26	38
18	-46	212	33	45
19	-44	223	40	51
20	-42	237	47	58
21	-41	251	52	65
22	-34	258	60	72
23	-30	267	68	79
24	-26	271	75	86
25	-22	277	82	93
26	-19	281	89	100
27	-15	292	97	106
28	-12	300	104	113
29	-10	310	111	120
30	-7	323	118	127
31	-5	333	125	134
32	2	337	132	141
33	9	342	139	147
34	14	345	146	154
35	19	351	154	160
36	23	357	160	167
37	27	364	167	173
38	30	369	174	180
39	34	379	180	186
40	36	387	187	193
41	38	398	193	199
42	46	401	200	205
43	52	405	205	211
44	57	410	211	217
45	63	416	217	223
46	67	420	223	229
47	71	428	229	236
48	76	435	237	242
49	80	443	244	248
50	85	452	249	254
51	89	459	255	260
52	96	463	262	266
53	102	468	270	273
54	110	473	276	280
55	115	478	283	286
56	121	482	289	293
57	126	488	295	299
58	132	494	302	306
59	137	500	309	313
60	141	509	315	319
61	144	516	323	326
62	153	521	330	333
63	161	526	338	340
64	169	531	346	347
65	175	537	353	354
66	182	542	362	361
67	187	547	368	368
68	192	554	375	376
69	197	563	383	383
70	203	572	390	390
71	207	582	398	397
72	219	585	404	404
73	228	589	411	411
74	239	592	419	418
75	247	596	426	425
76	252	600	433	432
77	261	606	440	439
78	268	611	447	446
79	273	617	455	453
80	280	624	462	460
81	284	631	470	467
82	294	634	476	474
83	303	638	483	480
84	313	641	491	487
85	321	646	498	494
86	329	650	505	501
87	336	655	512	508
88	343	661	519	514
89	348	665	527	521
90	354	671	533	528
91	358	677	541	535
92	369	681	547	541

93	381	683	553	548
94	388	686	560	554
95	399	690	567	561
96	405	693	574	567
97	410	697	582	574
98	415	700	589	580
99	421	706	596	587
100	425	711	603	593
101	431	718	610	600
102	444	720	616	607
103	457	722	622	614
104	471	725	629	621
105	482	728	636	628
106	492	732	642	634
107	499	736	649	641
108	509	739	656	648
109	516	744	663	655
110	522	750	669	662
111	528	757	677	669
112	547	759	681	676
113	568	761	686	682
114	589	763	691	689
115	609	765	697	695
116	627	769	703	702
117	642	773	710	708
118	655	777	717	715
119	669	781	724	721
120	678	787	730	728
121	683	793	736	734
122	688	798	741	739
123	692	803	745	744
124	695	808	750	748
125	697	816	754	753
126	699	824	759	758
127	701	834	763	763
128	702	844	767	767
129	703	856	771	772
130	705	867	775	777
131	706	877	778	781
132	711	881	783	786
133	714	885	788	791
134	718	890	793	795
135	721	893	797	800
136	724	898	802	804
137	727	903	806	809
138	729	908	811	813
139	732	916	815	818
140	734	923	819	822
141	736	931	824	827
142	742	933	828	832
143	748	936	834	836
144	754	939	839	841
145	757	942	843	846
146	761	947	849	850
147	765	954	854	855
148	768	958	858	860
149	770	964	863	864
150	773	970	868	869
151	776	978	872	874
152	782	981	876	878
153	786	983	881	883
154	792	986	886	888
155	797	988	891	892
156	801	991	896	897
157	805	995	901	902
158	808	999	905	906
159	811	1004	910	911
160	813	1008	915	915
161	816	1014	920	920
162	824	1017	924	925
163	832	1019	929	930
164	839	1022	933	934
165	846	1023	938	939
166	852	1025	943	944
167	858	1028	948	949
168	862	1031	953	953
169	865	1035	958	958
170	868	1040	963	963
171	873	1045	968	968
172	884	1046	972	973
173	894	1048	977	978
174	904	1049	983	983
175	914	1051	989	988
176	921	1053	997	993
177	927	1056	1004	998
178	931	1059	1011	1003
179	935	1062	1019	1008
180	939	1068	1025	1013
181	942	1078	1030	1018
182	949	1086	1036	1025
183	954	1099	1041	1031
184	959	1115	1046	1038
185	963	1135	1050	1045
186	966	1152	1054	1051
187	969	1169	1059	1058
188	972	1184	1064	1064
189	974	1202	1068	1071
190	976	1220	1073	1078
191	978	1236	1077	1084
192	984	1244	1084	1091
193	989	1249	1091	1098
194	993	1256	1098	1105
195	996	1266	1105	1111
196	999	1273	1112	1118
197	1003	1283	1119	1125

198	1006	1292	1126	1132
199	1008	1302	1132	1138
200	1010	1313	1139	1145
201	1012	1328	1144	1152
202	1019	1333	1151	1159
203	1027	1339	1158	1166
204	1033	1344	1164	1172
205	1039	1351	1171	1179
206	1043	1359	1178	1186
207	1047	1370	1184	1192
208	1050	1380	1191	1199
209	1053	1391	1198	1206
210	1057	1403	1205	1213
211	1061	1414	1212	1219
212	1069	1421	1218	1226
213	1075	1425	1225	1233
214	1081	1432	1231	1239
215	1087	1438	1239	1246
216	1091	1446	1245	1252
217	1095	1454	1252	1259
218	1100	1460	1259	1265
219	1103	1469	1266	1272
220	1106	1477	1272	1279
221	1110	1487	1278	1285
222	1117	1491	1285	1292
223	1122	1497	1293	1298
224	1129	1503	1300	1305
225	1137	1510	1307	1312
226	1142	1516	1314	1318
227	1147	1525	1320	1325
228	1151	1531	1327	1332
229	1155	1540	1334	1338
230	1160	1550	1341	1345
231	1164	1560	1347	1351
232	1171	1563	1354	1358
233	1177	1567	1361	1364
234	1182	1569	1368	1371
235	1191	1574	1375	1377
236	1195	1580	1382	1384
237	1199	1586	1390	1390
238	1203	1591	1396	1396
239	1208	1598	1402	1403
240	1212	1606	1410	1409
241	1215	1615	1416	1416
242	1224	1618	1423	1422
243	1230	1624	1429	1429
244	1238	1630	1435	1436
245	1247	1638	1442	1442
246	1253	1644	1449	1449
247	1260	1650	1456	1455
248	1263	1658	1463	1462
249	1267	1665	1470	1469
250	1269	1673	1477	1475
251	1273	1681	1484	1482
252	1283	1685	1491	1489
253	1290	1690	1498	1496
254	1299	1694	1505	1502
255	1307	1699	1512	1509
256	1313	1707	1519	1516
257	1320	1714	1526	1523
258	1325	1720	1533	1530
259	1330	1727	1541	1537
260	1336	1732	1547	1543
261	1343	1740	1554	1550
262	1352	1742	1561	1557
263	1362	1748	1568	1564
264	1367	1754	1575	1571
265	1374	1757	1582	1578
266	1382	1762	1589	1585
267	1386	1768	1596	1591
268	1394	1776	1603	1598
269	1401	1781	1610	1605
270	1406	1790	1617	1612
271	1411	1798	1624	1619
272	1421	1801	1631	1625
273	1431	1805	1637	1632
274	1442	1810	1643	1638
275	1450	1814	1650	1645
276	1457	1817	1656	1651
277	1464	1821	1663	1658
278	1470	1825	1669	1664
279	1477	1833	1677	1671
280	1482	1840	1684	1677
281	1488	1847	1690	1683
282	1497	1850	1697	1690
283	1508	1853	1703	1697
284	1516	1857	1709	1704
285	1525	1862	1716	1710
286	1533	1868	1723	1717
287	1540	1872	1731	1724
288	1545	1880	1737	1731
289	1550	1886	1745	1737
290	1554	1892	1751	1744
291	1559	1899	1758	1751
292	1573	1903	1765	1757
293	1585	1905	1771	1764
294	1598	1909	1777	1771
295	1606	1913	1783	1777
296	1613	1916	1790	1784
297	1625	1920	1797	1790
298	1631	1925	1804	1797
299	1639	1930	1810	1803
300	1643	1936	1817	1810
301	1648	1944	1824	1817
302	1663	1945	1830	1823

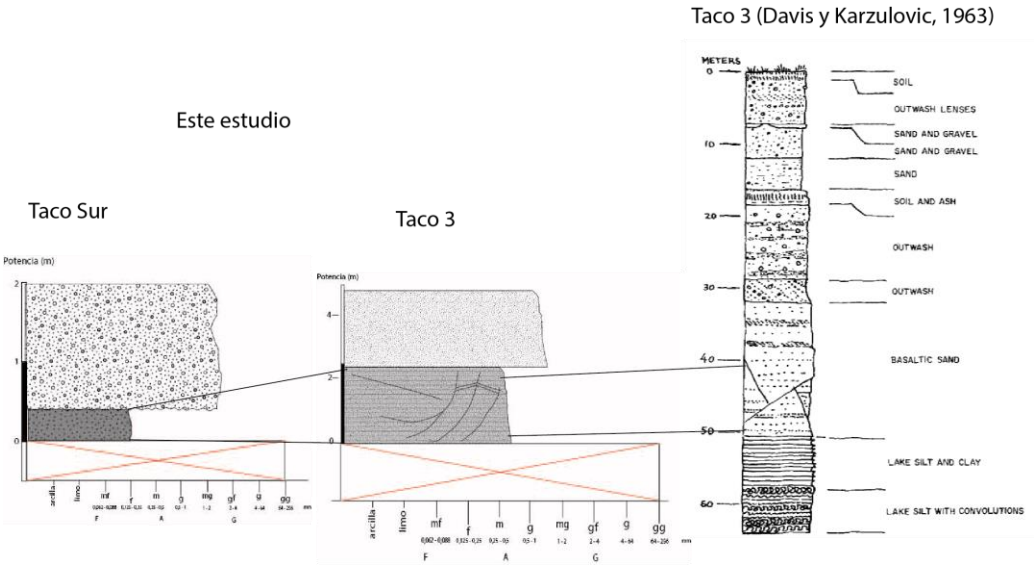
303	1677	1947	1836	1829
304	1689	1950	1842	1836
305	1699	1953	1848	1842
306	1708	1956	1854	1849
307	1715	1959	1860	1855
308	1724	1962	1866	1862
309	1731	1966	1873	1868
310	1739	1972	1879	1874
311	1746	1978	1885	1881
312	1755	1980	1890	1887
313	1770	1982	1895	1893
314	1786	1984	1900	1899
315	1797	1987	1905	1906
316	1810	1989	1911	1912
317	1822	1993	1917	1918
318	1831	1998	1923	1924
319	1836	2007	1929	1930
320	1840	2019	1935	1936

Tabla 3. Tabla que muestra la correlación entre edades AD y AP de este estudio con la literatura. Esta información pertenece a la figura 24 que muestra la estratigrafía del Taco Sur en correlación con los valores de la rugosidad media y el registro sísmico planteado por Moernaut et al., (2018) y Fontjin et al., (2016).

Cm que corresponde a este estudio	Años AD	Años AP	Evidencia según Moernaut et al., (2018)
11 a 12	1960		corroborada
29 a 30	1838		corroborada
44 a 45	1737		corroborada
68	1575		corroborada
85 a 86	1446		correlacion de eventos
104 a 105	1319		corroborada aproximada
140 a 141	1127		corroborada aproximada
208 a 209	750	1200	corroborada
230 a 231	600	1350	corroborada
268 a 269	350	1600	corroborada
305 a 306	100	1850	corroborada
-8		1950	corroborada aproximada
-32		2200	corroborada

Cm que corresponde a este estudio	Años AD	Años AP	Evidencia según Fontjin et al., (2016)
290 a 291	1753	197	Quetrupillán
306 a 307	1859	91	Pumita Quetrupillan
306	1854	96	Antillanca
319 a 320	1930	5	Quetrupillán

Anexo 6. Resultados del terreno n°3. Se muestran las columnas estratigráficas realizadas para el Taco Sur y el Taco 3.



Columnas estratigráficas del Taco Sur y Taco 3 realizadas en el terreno de este estudio. Se utilizan las capas de coloración negra para hacer la correlación. Si bien en el Taco Sur no se encontraron estructuras como si se observaron en el Taco 3, se destacó el color basáltico de la arena lo que presume su correlación. La última columna corresponde a la columna estratigráfica realizada por Davis y Karzulovic, 1963, en donde se observa una capa de arena basáltica sobreyaciendo capas de limo y arcilla.