



Evidencias de expansión del deslizamiento activo de Yerba Loca, Andes centrales

Javiera CARRASCO¹, Sergio A. SEPÚLVEDA^{1,2,3}, Marisol LARA¹ y Vannesa ROSALES¹

¹ Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile. Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

² Instituto de Ciencias de la Ingeniería Universidad de O'Higgins. Libertador Bernardo O'Higgins 611, Rancagua, Chile.

³ Department of Earth Sciences, Simon Fraser University. 8888 University Drive, Burnaby, B.C., Canada

E-mail: javieracarrascogalvez@gmail.com

Editor: Edier Vicente Aristizabal Giraldo

Recibido: 14 de agosto de 2022

Aceptado: 23 de febrero de 2023

RESUMEN

El deslizamiento multirrotacional ocurrido en el Santuario Yerba Loca en 2018 evidencia deformación continua previa y posterior, observada con imágenes satelitales ópticas, visitas en terreno e interferometría radar de apertura sintética (InSAR). En los últimos cuatro años, la deformación se extendió hacia el sur del depósito, con ello se propagó el escarpe principal y aparecieron nuevas grietas paralelas bajo y a continuación de éste. La construcción de series de tiempo reveló desplazamiento superficial hacia el norte y sur del depósito actual (incluyendo el área con las grietas antes mencionadas), con velocidades sobre los 10 cm/año en un patrón concéntrico en aumento hacia el interior del depósito. Por lo tanto, la zona se encuentra activa, con un aumento en el área movilizada cercano al 50% sobre el depósito de 2018 y capaz de generar un nuevo evento de remoción en masa, el cual en caso de fallar de manera catastrófica puede afectar incluso a zonas pobladas cercanas.

Palabras clave: Peligro geológico, periglacial, InSAR, Chile

ABSTRACT

Expansion evidence of Yerba Loca active landslide, central Andes.

The multi-rotational landslide that happened on Santuario Yerba Loca (2018), had evidence of a pre and post continuous deformation that had been observed with satellite images, field observations and through Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR). Over the last four years the deformation has spread to the south of the deposit, increasing the main scarp and the appearance of new parallel cracks beneath and alongside it. The construction of time series shows superficial displacement towards the northern and southern parts of the actual deposit (including the area with the new cracks), with velocities over 10 cm/yr in a concentric pattern increasing to the interior of the deposit. Therefore, the area is active, with an increasing in the moving area almost 50% over the 2018 deposit and capable of generating a new event of a landslide which may affect nearby populated areas.

Keywords: Geohazards, Periglacial slopes, InSAR, Chile

INTRODUCCIÓN

En agosto de 2018 ocurrió un deslizamiento multirrotacional dentro del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca en el flanco chileno de la Cordillera Principal de los Andes (33° 15' S, 70° 16' W), a aproximadamente 4000 m s.n.m. El desliza-

miento tiene un volumen de aproximadamente entre 2.5 a 2.8 Mm³ se ubica en la ladera oriental del valle del estero Yerba Loca, de orientación norte-sur. Está caracterizado por un escarpe principal sobre una superficie de roca volcánica (tobas) y múltiples bloques inclinados sobre la cubierta coluvial que indican un movimiento hacia el oeste (Sepúlveda et al. 2021, Sernageomin 2019). Una falla catastrófica del deslizamien-

to implica un riesgo potencial para excursionistas que recorren el Santuario a través de senderos por el fondo del valle, además de comunidades aguas abajo que podrían verse afectadas por eventuales flujos derivados del deslizamiento (Sepúlveda et al. 2021, Sernageomin 2019) e infraestructura caminera en el valle del río Mapocho, del cual el estero Yerba Loca es tributario. Además, un colapso de ladera con posible represamiento del valle generaría un importante daño ambiental para el valle que es un área protegida por su valor paisajístico y biodiversidad.

Las imágenes satelitales ópticas y análisis InSAR demostraron ser útiles para la identificación de deformación previa al evento de 2018 y momentos inmediatamente posteriores (Sepúlveda et al. 2021, Garcés 2020). Mediante la misma metodología e incorporando dos visitas a terreno (5 de marzo de 2021 y 29 de enero de 2022) se continuó el monitoreo del área, revelando la reactivación del depósito y su propagación hacia el sur, lo que configura una renovada situación de peligro geológico en la zona.

MARCO GEOLÓGICO Y UBICACIÓN

El deslizamiento se ubica en la parte media - alta del valle, un área sobre la que predominan morfologías asociadas a procesos periglaciales y gravitacionales (Sernageomin 2019).

En particular, el depósito posee una cubierta fragmentada (bloques) que evidencian una deformación superficial hacia el valle. Afecta al material detrítico crio-coluvial de proveniencia local y a rocas volcánicas de la Fm. Farellones, que afloran en la cabecera del depósito con brechas volcánicas, tobas y lavas andesíticas, y hacia la base con ignimbritas. Los planos de estratificación de las unidades mencionadas presentan un manteo hacia el oeste (orientados hacia el valle), estructuras que favorecen el desplazamiento. (Carrasco 2022, Fock 2005, CONAF 1984, Thiele 1980).

El evento de 2018 no tiene reportado un desencadenante específico, sino ha sido interpretado como el resultado de deformación lenta progresiva en un ambiente paraglacial que se aceleró en el invierno de 2018 asociado a variaciones climáticas anómalas como fuertes nevadas seguidas de rápido derretimiento de nieve en un periodo normalmente cubierto de nieve (Sepúlveda et al. 2021), favorecido por la disposición de la estratificación y la descarga glacial (Rosales, 2022). El sitio se encuentra a unos 25 km al oeste de otro evento histórico como es el deslizamiento del estero Parraguirre de 1987, también asociado a fluctuaciones climáticas, condiciones paraglaciales y control de las estructuras en su generación (Hauser 2002, Tobar et al. 2022). Un alto número de grandes deslizamientos prehistóricos se encuentran inventariados en la misma zona (Moreiras y Sepúlveda 2015), lo que puede sugerir que no son eventos aislados.

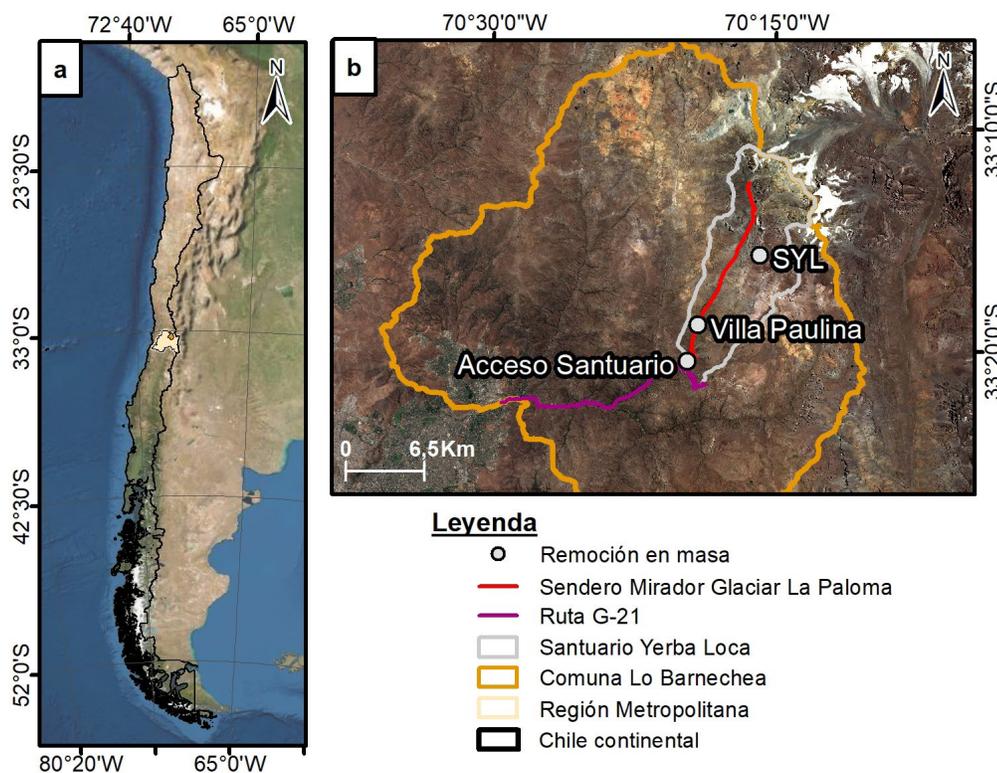


Figura 1. Ubicación y accesos al deslizamiento (SYL) sometido a estudio: a) Ubicación con respecto a la división político-administrativa; b) Localidades cercanas, delimitación del Santuario y rutas de acceso.

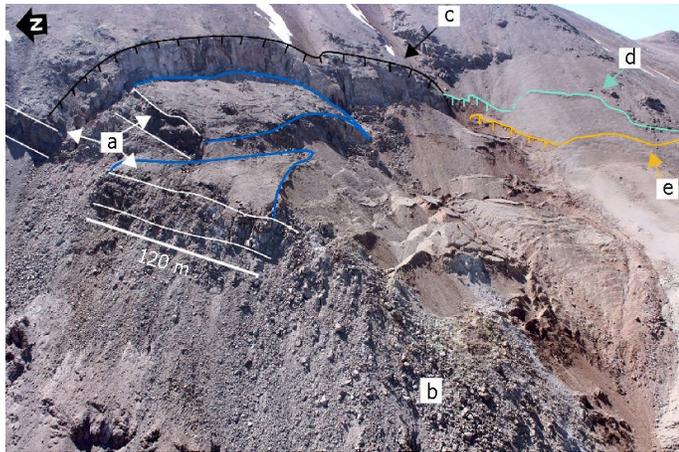


Figura 2. Deslizamiento observado desde el norte. Se distingue el escarpe principal de 2018 en negro y la superficie fragmentada en bloques: entre líneas blancas se muestra el estrato rocoso desplazado y en azul la superficie asociada. En verde se muestra la extensión posterior a 2018 el escarpe principal y en naranja el escarpe secundario, cuya propagación más incipiente en forma de grietas carece de líneas verticales.

La ubicación del deslizamiento se resume en la figura 1 con relación a la división político-administrativa del país y las localidades cercanas. En cuanto al acceso de la zona, se tiene que la topografía escarpada y altitud de la zona afectada por el deslizamiento, solo permite el acceso directo por vía aérea (helicóptero) mientras que para la observación visual a distancia existen senderos vía terrestre dentro del Santuario.

OBSERVACIONES DE TERRENO

Durante ambas visitas a terreno se pudo observar el desplazamiento activo del depósito y sus alrededores, junto con la distinción del material involucrado. En la figura 2 se muestra una zonificación simple del depósito del deslizamiento: Los bloques en la porción superior (NNE) corresponden a tobas y brechas volcánicas fracturadas en al menos tres sets estructurales, mientras que hacia la porción baja (SSW) predomina material coluvial semiconsolidado con fragmentos angulosos de igual composición a la cabecera. Mientras que en la base del depósito se observa el miembro ignimbrítico descrito previamente.

Se distingue claramente la propagación del escarpe principal hacia el sur sobre el material detrítico, con la aparición de uno secundario (representados en color verde y naranja respectivamente en la figura 2). Ambos se unen hacia el sur al encontrar un afloramiento rocoso de similar composición a la corona del depósito, en donde éste se curva hacia el valle (Fig. 3d). En general, el desplazamiento vertical de ambos escarpes disminuye a medida que se aleja del depósito. Sin embargo, en el extremo sur de la propagación (sobre el

Cuadro 1: Resumen de mediciones de grietas y escarpes propagados hacia el sur (29 de enero de 2022).

Zona	UTM	Apertura	Profundidad	Espaciamiento
Escarpe principal propagado	382117 E 6318929 N	2 - 3 m	~10 m	-
Grietas nuevas	382109 E 6318894 N	10 - 23 cm	15 - 40 cm	60 - 109 cm

afloramiento) se observa un mayor desplazamiento vertical comparado al material no consolidado. En la segunda visita de terreno se encontraron nuevas grietas ubicadas bajo los escarpes propagados, sub-paralelas a ellos, abiertas, con desplazamiento vertical y presencia de hielo (Fig. 3). Las mediciones se resumen en el cuadro 1. Además, a unos 90 m al oeste del escarpe secundario (Fig. 2), se observan alineaciones del material detrítico, identificando dos sets principales con orientación medida en planta de N90W y N60W.

ANÁLISIS DE IMÁGENES SATELITALES

Mediante el software GmtSAR, se construyeron dos series de tiempo (geometrías ascendente y descendente) utilizando el método SBAS (Sandwell et al. 2011, Lanari et al. 2004) para el mismo periodo de dos años entre marzo de 2019 y 2021, utilizando imágenes del satélite Sentinel 1. El detalle de la metodología empleada se encuentra en Carrasco (2022). Los desplazamientos acumulados y velocidades promedio anual medidos en LOS revelan dos zonas cuyos valores alcanzan de dos a tres órdenes de magnitud superiores al entorno (Fig. 4a). El primero correspondiente a una deformación continua no homogénea en la zona del deslizamiento (Fig. 4b), con velocidades sobre los 140 mm/año; y la segunda a una deformación al NE del deslizamiento asociado a un proceso de soliflucción, ambas zonas coincidentes con lo observado en Sepúlveda et al. (2021) para el periodo previo a estas mediciones.

Las deformaciones detectadas en el área del deslizamiento (Fig. 4b) se concentran en dos porciones, una norte (ZN) coincidente con un bloque de roca colgante dentro del depósito que sufrió la menor deformación durante el evento de 2018. El segundo, al sur (ZS) del depósito coincide con la aparición de las nuevas grietas sobre la superficie.

Desde ambos procesamientos se puede establecer un movimiento favorable a la ladera (Carrasco 2022). La distribución de la deformación detectada se presenta a los extremos norte y sur del depósito del deslizamiento de 2018 (Fig. 5), siendo este limitado en cota superior por el escarpe asociado al deslizamiento y su propagación identificada hacia

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

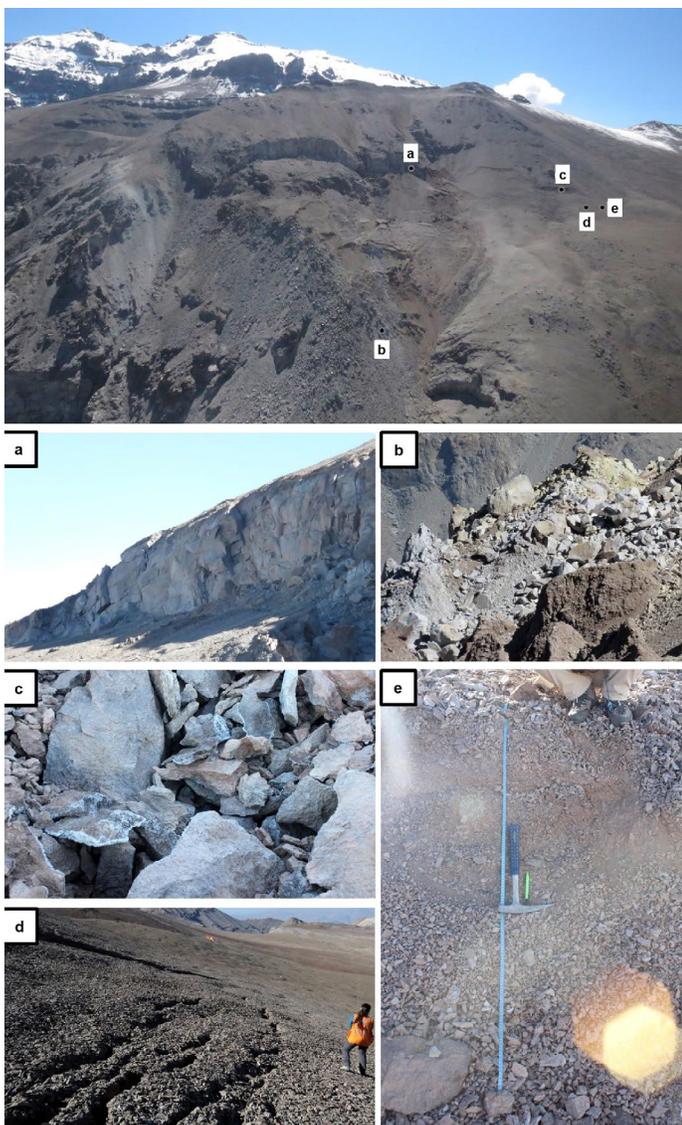


Figura 3. a) Tobas fracturadas de escarpe principal; b) Ignimbrita en la base del deslizamiento; c) Hielo en márgenes de detritos y bloques; d) Grietas abiertas bajo propagación del escarpe; e) Desplazamiento vertical en zona sur de propagación (1.5 m). Imágenes capturadas el 29 de enero de 2022 en visita a terreno.

el sur como escarpe principal y secundario. Las magnitudes de ambas áreas aumentan hacia el centro del depósito, un área sin coherencia cuya deformación se ha hecho evidente desde la revisión de imágenes ópticas del satélite Sentinel 2 y las visitas a terreno. Además, la morfología de bloques típica del depósito se ha visto reducida, representada por una textura suave en las imágenes para 2021. Los límites norte y sur de la zona con deformación actual detectada u observada corresponden a altos topográficos que podrían actuar como barreras naturales evitando la futura propagación del escarpe en ambos sentidos.

La porción norte y sur de la zona asociada al deslizamiento (Fig. 4a), poseen una deformación continua con magnitudes y distribución de velocidad promedio similares, encontrando magnitudes de 30 a 50 mm/año en el exterior y margen del depósito, que aumentan progresivamente hacia el centro del depósito alcanzando sobre los 140 mm/año. Es necesario destacar que la deformación en la zona sur se concentra bajo el segundo escarpe, lo que puede explicarse como la superposición de la deformación provocada por el escarpe secundario sobre la deformación producida por el escarpe principal. Esto refleja que ambas zonas responden al mismo fenómeno de deformación; el cual se podría traducir como un nuevo movimiento de mayor velocidad.

Las precipitaciones intensas, sismicidad o fusión de nieve o hielo tienen la capacidad de actuar como agentes desencadenantes de un futuro evento, en especial si se considera que el evento de 2018 no tiene identificado un desencadenante específico como una lluvia intensa o sismo, sino que se asocia a una deformación lenta progresiva que fue acelerada producto de intensas nevadas seguidas de lluvias o altas temperaturas que permitieron su rápida fusión, en un periodo normalmente cubierto de nieve.

La velocidad de desplazamientos lentos en la superficie no es lineal y depende de las propiedades intrínsecas del material como presión de poros, disposición o estructuras internas, y también de factores externos como precipitaciones o sismos (Lacroix et al. 2020, Massey et al. 2013). Por lo tanto, podría considerarse el evento de 2018 como un pulso o aumento de la velocidad de movimiento de la superficie en un contexto de deformación continua, producto de condiciones climáticas favorables (Carrasco 2022, Sepúlveda et al. 2021)

Los límites norte y sur de la deformación encontrada corresponden a leves altos topográficos (Fig. 5). Hacia el sur, la propagación del escarpe principal sufre un quiebre hacia el oeste (se inclina hacia el valle) y hacia norte se encuentra con un miembro ignimbrítico. Ambos, pueden corresponder a barreras naturales que delimiten la zona deslizada para futuros eventos en el área, aunque se requiere un monitoreo constante para verificar tal afirmación. Un método ampliamente utilizado desde hace al menos dos décadas es el GPS diferencial con estaciones permanentes de sistema continuo (cGPS u otra GNSS) instaladas en superficie, método que ha demostrado ser un complemento al monitoreo con InSAR para lograr una mayor precisión en las mediciones de deformación (Tomaso et al. 2019, Hu et al. 2018, Massey et al. 2013).

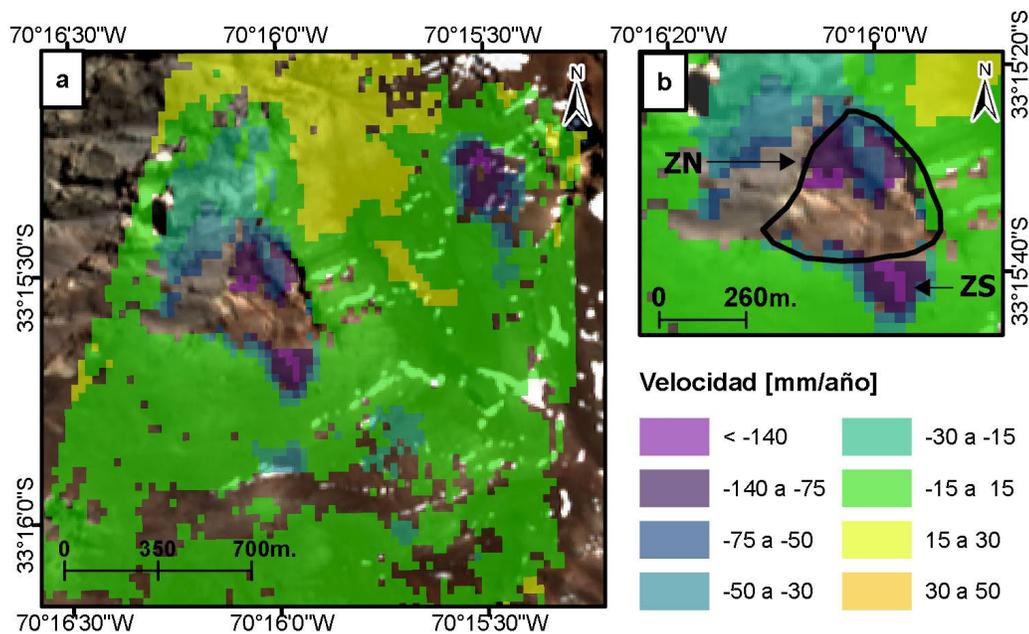


Figura 4. Velocidad promedio anual [mm/año] en LOS, procesamiento de geometría descendente durante el periodo 07/03/2019 – 20/03/2021. Los valores negativos reflejan un alejamiento de la superficie con respecto al satélite, interpretado como un movimiento combinado subsidente y hacia el oeste: a) Zona de estudio analizada; b) zona relacionada al deslizamiento, ZN: sector con deformación al norte del depósito. ZS: sector con deformación al sur del depósito. Entre ambas zonas no hay medición por falta de coherencia. Depósito del evento de 2018 demarcado en negro.

La falta de coherencia detectada en los análisis InSAR sobre el depósito puede verse condicionada por varios factores: atmosféricos, topográficos o por el comportamiento de la deformación. Es este último el que parece tener mayor incidencia en el área, donde aquellas zonas con rápidos desplazamientos saturan la señal perdiendo coherencia. El depósito experimenta desplazamientos métricos observados dentro del depósito y velocidades hacia sus márgenes por sobre el umbral definido por Herrera et al. (2013), quien menciona que velocidades mayores a 15 cm/año tienen problemas para ser detectadas. Por otra parte, las pendientes del área son similares al ángulo de incidencia de los satélites Sentinel 1, lo que favorece los efectos de *Shadowing* y *Layover* (Pinel et al. 2014), impidiendo la correcta recepción de la señal y condicionando la coherencia de las series de tiempo.

Los análisis previos (Sepúlveda et al. 2021) y los presentados en este trabajo permiten concluir que el deslizamiento de Santuario Yerba Loca se encuentra activo, con una deformación continua no homogénea y propagándose hacia el sur desde hace al menos dos años. Experimenta velocidades sobre los 15 cm/año en LOS y un movimiento horizontal predominante hacia fuera de la ladera (SW). De experimentar un nuevo pulso del deslizamiento, el área movilizada podría aumentar por sobre un 50% comparada a 2018, alcanzando un volumen total estimado por sobre los 3.8 Mm³. Un eventual deslizamiento catastrófico, en que la masa en movimiento colapse pudiendo generar una remoción de tipo flujo que se propague por el valle, con una diferencia de cota mínima de 1000 m (Fig. 6), implica un alto riesgo potencial para localidades cercanas aguas abajo, como Villa Paulina.

Ya en la situación previa, sin la expansión detectada en este trabajo, se configuraban situaciones de peligro por potenciales flujos de detritos (Sernageomin 2019). Los flujos de detritos pueden ser generados ya sea por fluidización de la masa deslizada durante su caída, en condiciones de saturación, o bien por represamiento del valle y posterior rompimiento de la presa natural por las aguas del estero Yerba Loca. El mayor volumen que genera la expansión del deslizamiento amerita realizar nuevos estudios de peligro de remoción en masa incluyendo simulaciones de las áreas de riesgo por flujos o inundaciones aguas abajo (e.g. Yang et al. 2020, Pudasaini et al. 2019, Pudasaini 2012, Mergili et al. 2011).

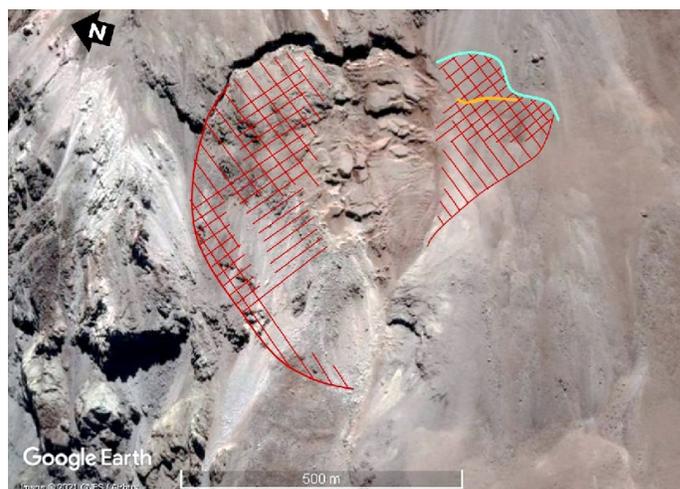


Figura 5. Áreas con deformación detectada sobre el deslizamiento (Fig. 4b), representadas en zonas achuradas. El achurado se asocia a la detección según la geometría de procesamientos: descendente en franjas inclinadas a la izquierda (SW) y ascendente en franjas inclinadas a la derecha (SE). Escarpe principal en verde y secundario en naranja.

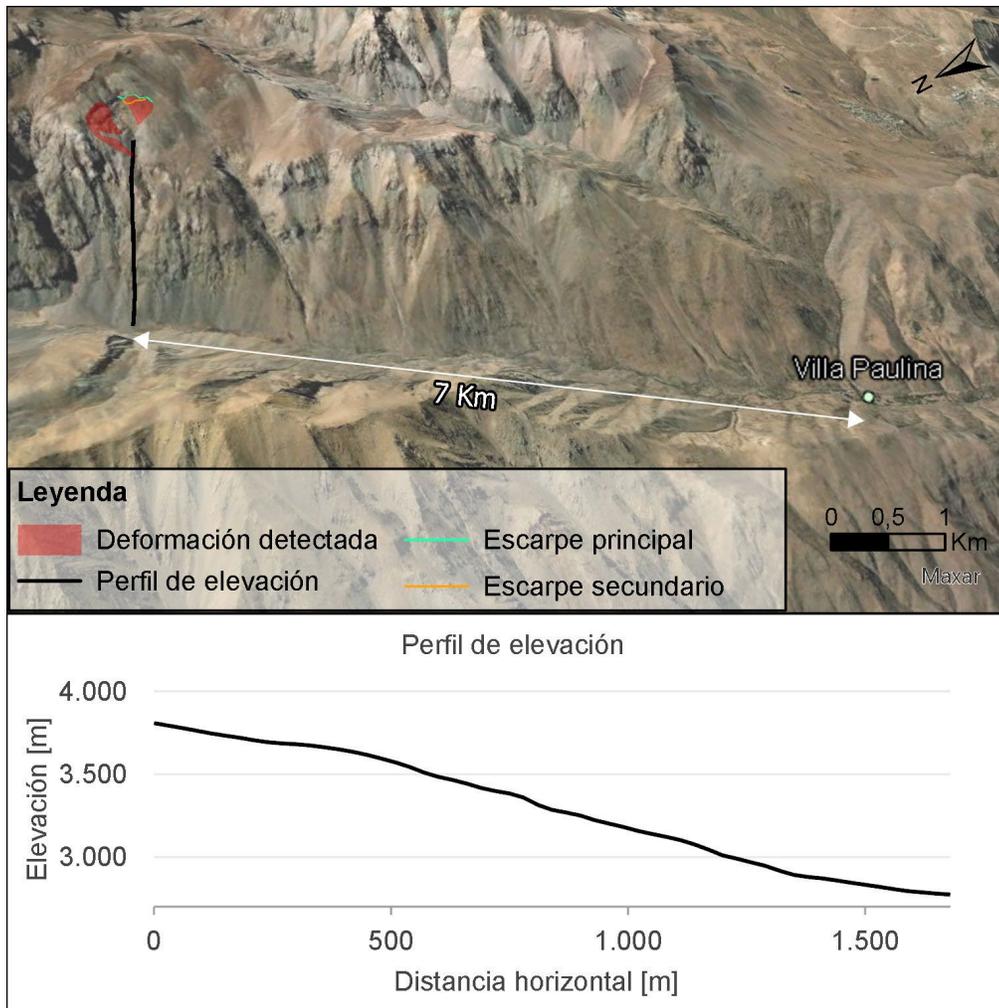


Figura 6. Ubicación de la zona con movimiento detectado en relación a Villa Paulina, distancia horizontal entre ambas es de 7 km. Se muestra el perfil de elevación entre la base del valle y la cota mínima del depósito, con una diferencia de 1 Km entre ambas, refleja la mínima diferencia entre la zona con deformación y el estero Yerba Loca.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto ANID-FONDECYT 1201360. Los autores agradecen a Alejandro Alfaro y Francisco Delgado por sus valiosas observaciones y apoyo metodológico en los análisis de imágenes, y a Karla Burgos y Felipe Ochoa por su apoyo en terreno.

REFERENCIAS

- Carrasco, J. 2022. Aplicación de interferometría radar de apertura sintética (insar) en tres eventos de remoción en masa en los andes chilenos. Memoria de Título de Geólogo, Universidad de Chile.
- CONAF. 1984. Geología del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca (Inf. Téc.). Corporación Nacional Forestal.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Garcés, M. 2020. Aplicación de interferometría de radar de apertura sintética (INSAR) y análisis de series de tiempo SBAS, para tres casos de estudio en Chile Central. Memoria de Título de Geólogo, Universidad de Chile
- Hauser, A. 2002. Rock avalanche and resulting debris flow in Estero Parraquarre and Río Colorado, Región Metropolitana, Chile. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, v.XV ,135-148.
- Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J., Fernández-Merodo, J. y Cooksley, G. 2013. Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides: The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). Remote Sensing of Environment 128: 31-43
- Hu, X., Lu, Z., Pierson, T.C., Kramer, R. y George, D.L. 2020. Combining InSAR and GPS to determine transient movement and thickness of a seasonally active low-gradient translational landslide. Geophysical Research Letters 45: 1453-1462
- Lacroix, P., Handwerker, A.L. y Bièvre, G. 2020. Life and death of slow-moving landslides. Nature Reviews Earth & Environment 1: 404-419.
- Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorquí, J. J., Berardino, P. y Sansosti, E. 2004. A small-baseline approach for investigating deformation

- tions on full-resolution differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 42(7): 1377-1386.
- Massey, C. I., Petley, D. N. y McSaveney, M. J. 2013. Patterns of movement in reactivated landslides. *Engineering Geology* 159: 1-19.
- Mergili, M., Fellin, W., Moreiras, S. M. y Stötter, J. 2012. Simulation of debris flows in the Central Andes based on Open Source GIS: possibilities, limitations, and parameter sensitivity. *Natural Hazards* 61(3): 1051-1081.
- Moreiras, S.M. y Sepúlveda, S.A. 2015. Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32o-34oS) and potential hazards. En: Sepúlveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G. D. y Farías, M. (eds), *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. The Geological Society, Special Publications 399, 329-344, London.
- Pinel, V., Poland, M. P. y Hooper, A. 2014. Volcanology: Lessons learned from synthetic aperture radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289: 81-113.
- Pudasaini, S.P. 2012. A general two-phase debris flow model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 117(F3).
- Pudasaini, S.P. y Mergili, M. 2019. A multi-phase mass flow model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 124(12): 2920-2942.
- Rosales, V. 2022. Modelamiento numérico 2D de estabilidad de laderas en ambientes paraglaciaros: caso deslizamiento Yerba Loca, Santiago, Región Metropolitana. Memoria de Título de Geóloga, Universidad de Chile
- Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M. y Wessel, P. 2011. Gmtsar: An insar processing system based on generic mapping tools.
- Sepúlveda, S.A., Alfaro, A., Lara, M., Carrasco, J., Olea-Encina, P., Rebolledo, S. y Garcés, M. 2021. An active large rock slide in the Andean paraglacial environment: the Yerba Loca landslide, central Chile. *Landslides* 18(2): 697-705.
- Sernageomin. 2019. Remoción en masa en Santuario de la Naturaleza Yerba Loca. (Inf. Téc.). Unidad de Asistencias técnicas y Emergencias Geológicas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Tommaso Carlà, Veronica Tofani, Luca Lombardi, Federico Raspini, Silvia Bianchini, Davide Bertolo, Patrick Thuegaz, Nicola Casagli. 2019. Combination of GNSS, satellite InSAR, and GBInSAR remote sensing monitoring to improve the understanding of a large landslide in high alpine environment, *Geomorphology*, Volume 335, 2019, Pages 62-75.
- Tobar, C., Lara, M., Sepúlveda, S.A. y Ochoa, F. 2022. Modelamiento numérico 2d de estabilidad de laderas en ambientes paraglaciaros: caso del deslizamiento del estero Parraguire, San José de Maipo. *Actas, XXI Congreso Geológico Argentino*, 1700-1701.
- Thiele, R. 1980. Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile, escala 1: 250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería 39.
- Yang, Z., Wang, L., Qiao, J., Uchimura, T. y Wang, L. 2020. Application and verification of a multivariate real-time early warning method for rainfall-induced landslides: implication for evolution of landslide-generated debris flows. *Landslides* 17(10): 2409-2419.