

## **Cambio de área glaciaria en el volcán Maipo (Andes Centrales), una aproximación morfométrica: 4 décadas de registros satelitales**

**\*Andrés Lo Vecchio<sup>1,2</sup>, Mario Candela<sup>2</sup>, Daniel Falaschi<sup>1,2</sup>, Federico Otero<sup>1</sup>,  
M. Alejandrina Videla<sup>2</sup>, M. Gabriela Lenzano<sup>1</sup>, Andrés Rivera<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET), Ruiz Leal S/N, Parque General San Martín, ciudad de Mendoza, Argentina.

*anlovecchio@mendoza-conicet.gob.ar; dfalaschi@mendoza-conicet.gob.ar; fotero@mendoza-conicet.gob.ar; mlenzano@mendoza-conicet.gob.ar*

<sup>2</sup> Departamento de Geografía (FFyL), Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, Parque General San Martín, ciudad de Mendoza, Argentina.

*candela.mario@gmail.com; alejandrina.videla@ffyl.uncu.edu.ar*

<sup>3</sup> Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Portugal 84, Santiago, Chile.

*arivera@uchile.cl*

\* Autor para correspondencia: *anlovecchio@mendoza-conicet.gob.ar*

---

**RESUMEN.** Las condiciones climáticas presentes en los Andes Centrales (AC) (31-36° S) han estimulado la reducción de la superficie glaciaria. A pesar de que los AC están geográficamente circunscriptos a un área bajo el mismo dominio macroclimático, su topografía accidentada crea innumerables topoclimas en respuesta a los efectos de la elevación, pendiente y orientación (factores morfométricos). Este estudio explora el impacto de los factores morfométricos en la evolución de la cubierta glaciaria del volcán Maipo (34°09'50" S; 69°49'53" O). A través del uso de 11 imágenes LANDSAT (MSS, TM y OLI) se reconstruyó la evolución espaciotemporal del área glaciaria (periodo de 1976-2020). Durante este periodo, la superficie glaciaria se redujo  $6\pm 0,5$  km<sup>2</sup> ( $-0,14\pm 0,01$  km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>), equivalente al 63% del área inicial ( $9,6\pm 0,5$  km<sup>2</sup>). El 50% de la reducción ocurrió entre los 3.900 y 4.400 m de elevación, con pérdidas absolutas hacia menores alturas. Además, se detectó que por cada 100 m de ascenso la tasa de pérdida relativa de área se redujo  $0,1\%$ a<sup>-1</sup> ( $R^2=0,81$ ;  $p$ -value $<0,05$ ). En términos de orientación de la cubierta glaciaria, se observó que los sectores orientados al S (SE y SO inclusive) concentraron entre dos y tres veces más superficie que el resto. Allí, también, tuvo lugar la mayor pérdida de área glaciaria de todo el periodo (1,3 km<sup>2</sup>), aunque en términos relativos supuso el 55% del área inicial ( $0,9\%$ a<sup>-1</sup>). Por el contrario, en aquellas laderas orientadas al N se registraron incluso pérdidas totales de su cubierta glaciaria. El cambio de área en función de la elevación mostró las mayores discrepancias respecto del cambio total, sugiriendo la dificultad de asumir elevaciones medias como descriptores del cambio glaciario, especialmente a elevaciones mayores a 4.700 m. La reducción de los glaciares descubiertos localizados sobre las escarpadas laderas del volcán Maipo ha propiciado el incremento de detrito sobre la superficie glaciaria remanente; y la expansión de los glaciares cubiertos.

*Palabras claves:* Cambio de área glaciaria, Morfometría glaciaria, Andes Centrales, Volcán Maipo.

**ABSTRACT. Glacier area changes at Maipo volcano (Central Andes), a morphometric approach: 4 decades of satellite records.** Current climatic conditions in Central Andes (CA) (31-36° S) have triggered the reduction of glacier area. Although CA are geographically circumscribed to an area under the same macroclimatic domain, their rugged topography creates several topoclimate as response to the effects of elevation, slope and aspect (morphometric factors). This study explores the impact of morphometric factors on the evolution of the glacial surface located above of Maipo volcano (34°09'50" S; 69°49'53" W). Through the use of 11 LANDSAT images (MSS, TM and OLI), the spatio-temporal evolution of the glacier area was reconstructed (period 1976-2020). On this period, glacier area was reduced by  $6\pm 0.5 \text{ km}^2$  ( $-0.14\pm 0.01 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$ ), equal to 63% of 1976 glacial area ( $9.6\pm 0.5 \text{ km}^2$ ). Fifty percent of the reduction occurred between 3,900 and 4,400 m elevation, with absolute losses towards lower elevations. In addition, it was detected that for every 100 m of ascent the relative area loss rate decreased  $0.1 \text{ \%a}^{-1}$  ( $R^2=0.81$ ;  $p\text{-value}<0.05$ ). Also, it was observed that south's glacial surface (SE and SW too) concentrated between two and three times more surface area than the rest. There, the greatest loss glacier's area took place ( $1.3 \text{ km}^2$ ), although in relative terms it represented 55% of the initial area ( $0.9\text{\%a}^{-1}$ ). On the contrary, north slope's glacial surface was disappeared. Glacial area's change as an elevation function showed the largest differences against glacial area's total change, suggesting the difficulty of assuming mean elevations as descriptors of glacial change, especially at elevations higher than 4,700 m. The reduction of uncovered glaciers located on the steep slopes of the Maipo volcano has led to an increase in debris on the remaining glacier surface and the expansion of covered glaciers.

*Keywords: Glacial area change, Glacial morphometry, Central Andes, Maipo volcano.*

## 1. Introducción

Las actuales condiciones climáticas cálidas y secas en los Andes Centrales (AC) (31-36 °S) han conducido a la reducción del área históricamente ocupada por la nieve estacional y la menor ocurrencia de precipitaciones sólidas invernales (Malmros *et al.*, 2018). Desde el año 2010, los AC atraviesan la sequía más extrema ocurrida al menos desde principios del siglo XX (de ahora en más Mega Sequía) (Garreaud *et al.*, 2017; Masiokas *et al.*, 2020). La Mega Sequía ha tenido severas consecuencias ambientales (Urrutia-Jalabert *et al.*, 2018), e incluso ha agudizado el aumento de la temperatura de los Andes occidentales, ya observado desde el siglo XX (Burger *et al.*, 2019; Falvey y Garreaud, 2009). Una consecuencia directa ha sido la degradación del ambiente glaciar (Ayala *et al.*, 2020; Masiokas *et al.*, 2016).

En los Andes Centrales el balance de masa glaciar está íntimamente ligado a la precipitación sólida invernal (Solomina *et al.*, 2016), cuyos registros máximos están asociados al fenómeno ENSO (El Niño Southern Oscilatio) (Fariás-Barahona *et al.*, 2019; Leiva *et al.*, 2007), y a mayores escalas temporales a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (González-Reyes *et al.*, 2017). Durante los últimos 20 años la cubierta nival ha tendido a reducirse en intensidad y persistencia (Malmros *et al.*, 2018), lo cual podría explicar el balance acumulado negativo observado para los últimos 20 años en los AC y en todos los Andes (Braun *et al.*, 2019; Dussailant *et al.*, 2019; Falaschi *et al.*, 2018; Fariás-Barahona *et al.*, 2020, 2019).

La pérdida de masa se ha traducido en la reducción del área glaciar (Malmros *et al.*, 2016) y en el aumento de la densidad y extensión espacial del detrito supraglaciar, que incluso cubre completamente glaciares que décadas atrás estaban descubiertos (Janke y Bellisario, 2017). En la vertiente pacífica (República de Chile) las tasas máximas de pérdida de área han alcanzado  $0,09 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$  durante la segunda mitad del siglo XX (Bown *et al.*, 2008; Masiokas *et al.*, 2009, 2020; Rivera, 2019; Solomina *et al.*, 2016), realidad exacerbada en la vertiente atlántica (República Argentina) donde han alcanzado los  $0,12 \text{ km}^2\text{a}^{-1}$  en el mismo periodo (Espizua, 1986; Espizua y Bengochea, 1990; Espizua y Maldonado, 2007; Leiva *et al.*, 2007; Leiva, 1999, 2002; Masiokas *et al.*, 2009). Esas diferencias pueden explicarse en la mayor severidad de la reducción del manto nival en la vertiente atlántica por sobre la vertiente pacífica (Malmros *et al.*, 2018).

Las diferencias entre vertientes se replican incluso al interior de una misma cuenca. Los efectos locales parecen jugar un importante rol en la respuesta diferencial de los glaciares (Pellicciotti *et al.*, 2014). En la vertiente pacífica, el glaciar Olivares Beta se redujo  $\sim 2$  veces más rápido ( $-0,8\text{\%a}^{-1}$ ) que su vecino Olivares Gamma ( $-0,4\text{\%a}^{-1}$ ) durante la segunda mitad del siglo XX, ambos de los más extensos de los AC (Malmros *et al.*, 2016). De forma similar, el glaciar C4-g11 del volcán Marmolejo retrocedió 2 veces más rápido que el glaciar C6-g11 del volcán San José ( $-0,04\text{\%a}^{-1}$ ), los dos ubicados en la cuenca del río Tunuyán (subcuenca Tunuyán Sur), Argentina (periodo de 1963-2007) (Gargantini, 2008).

La amplia variedad de respuestas observadas está enmarcada en un contexto macro y mesoclimático similar, definido por temperaturas medias anuales entre  $-7$  y  $-1,8$  °C, precipitaciones anuales acumuladas máximas de 620 mm, y por la influencia de los vientos del oeste en la porción más austral durante la fase invernal (Garreaud, 2009; Garreaud *et al.*, 2009; Sagredo y Lowell, 2012; Viale *et al.*, 2019). En efecto, se sugiere que el comportamiento glaciar no solo responde a la variabilidad climática, por el contrario, la exposición y geometría glaciar han probado ser relevantes (elevación, pendiente y orientación) (Caro *et al.*, 2020; Rabatel *et al.*, 2013). Las diferencias locales en la radiación recibida por un mismo glaciar condicionan las temperaturas superficiales y, en efecto, los eventos de fusión supraglaciar y la distribución espacial del área glaciar (Lo Vecchio *et al.*, 2019; Lo Vecchio, 2020). De hecho, en la vertiente pacífica la magnitud del cambio de área glaciar estuvo influenciada por las condiciones locales, al menos desde la segunda mitad del siglo XX (Rivera *et al.*, 2000).

La figura 1 muestra la diversidad de situaciones locales para un mismo ambiente glaciar localizado en los Andes Centrales, en el volcán Maipo (caldera del Diamante). De esa figura se deducen los contrastes topoclimáticos existentes, por lo tanto, sitios específicos donde el comportamiento glaciar podría ser distinto de la respuesta total y regional. A pesar de la reconocida importancia de las condiciones morfométricas (elevación, orientación y pendiente) para el establecimiento y supervivencia del ambiente glaciar (Bown *et al.*, 2008), sus efectos aún no han sido profundamente estudiados en los Andes Centrales. De hecho, es muy frecuente el uso de valores medios de elevación, pendiente y orientación como descriptores de la morfometría glaciar y como predictores del cambio de área glaciar (Meier *et al.*, 2018; Schiefer *et al.*, 2020; Zalazar *et al.*, 2020). Nuevas observaciones sugieren ser insuficientes para reflejar la variabilidad interna existente (Malmros *et al.*, 2016).

El análisis del cambio del área glaciar en función de categorías de elevación, pendiente y orientación permite detectar comportamientos alternos dentro de un mismo glaciar, usualmente omitidas cuando la unidad de análisis es cada glaciar. De hecho, la evaluación desagregada del cambio del área glaciar a partir de las condiciones locales es crucial para proporcionar una visión certera de los impactos de esos cambios en los recursos hídricos y los ecosistemas regionales (Liu *et al.*, 2016).

Por lo anteriormente expuesto, este estudio explora las posibilidades del análisis glaciológico en unidades distintas a la cuenca glaciar, criterio hidrológico basado en la divisoria de aguas. Por lo tanto, los efectos de la elevación, orientación y pendiente en la evolución de la cubierta glaciar son evaluados en este trabajo. Para ello se propone reconstruir el área ocupada por la cubierta glaciar del volcán Maipo durante el periodo 1976-2020 ( $34^{\circ}09'50''$  S;  $69^{\circ}49'53''$  O); y compararla con el cambio de área en función de los factores morfométricos anteriormente mencionados. De esa comparación se espera dilucidar las diferencias en las interpretaciones realizadas según el criterio de análisis, y la necesidad de nuevos enfoques complementarios para el estudio de los cambios de área.

La elección del volcán Maipo como estudio de caso se debe a (1) la morfología del área glaciar definida por una distribución y evacuación radial hacia fuera de la masa glaciar, desde la cumbre hacia zonas topográficamente más bajas. En ese sentido, la simetría de su estructura evita sesgos locales. Complementariamente, (2) sus  $\sim 5.300$  m ofrecen un amplio desarrollo altitudinal del área englazada (entre 3.600-5.300 m). (3) El volcán Maipo está al interior de la caldera del Diamante, depresión de  $\sim 430$  km<sup>2</sup> que asegura un entorno homogéneo respecto de las condiciones macro- y mesoclimáticas, y en efecto, permite aislar el efecto morfométrico. En ese sentido, (4) a pesar de ser un volcán activo (Sruoga *et al.*, 2005), nuevas observaciones descartan la influencia volcánica en la evolución reciente de la cubierta glaciar (Reinthal *et al.*, 2019).

## 1.1. Área de estudio

El volcán Maipo es un estratovolcán activo de 5.300 m de altura y está localizado al interior de la caldera del Diamante (cordillera Principal), geográficamente dispuesta en la zona media de los AC. Su última erupción se remonta al año 1912, con eventos previos en 1826, 1829 y 1905 (Sruoga *et al.*, 2005). A pesar que se ha descartado influencia volcánica en el cambio de área glaciar reciente (Reinthal *et al.*, 2019), el volumen de hielo presente en el edificio volcánico, puede considerarse como representativo de una condición de amenaza para poblaciones locales cercanas, debido a la probabilidad de lahares, jökulhlaups y procesos de remoción en masa.

El volcán Maipo oficia de límite internacional entre las repúblicas de Chile y Argentina. La escorrentía

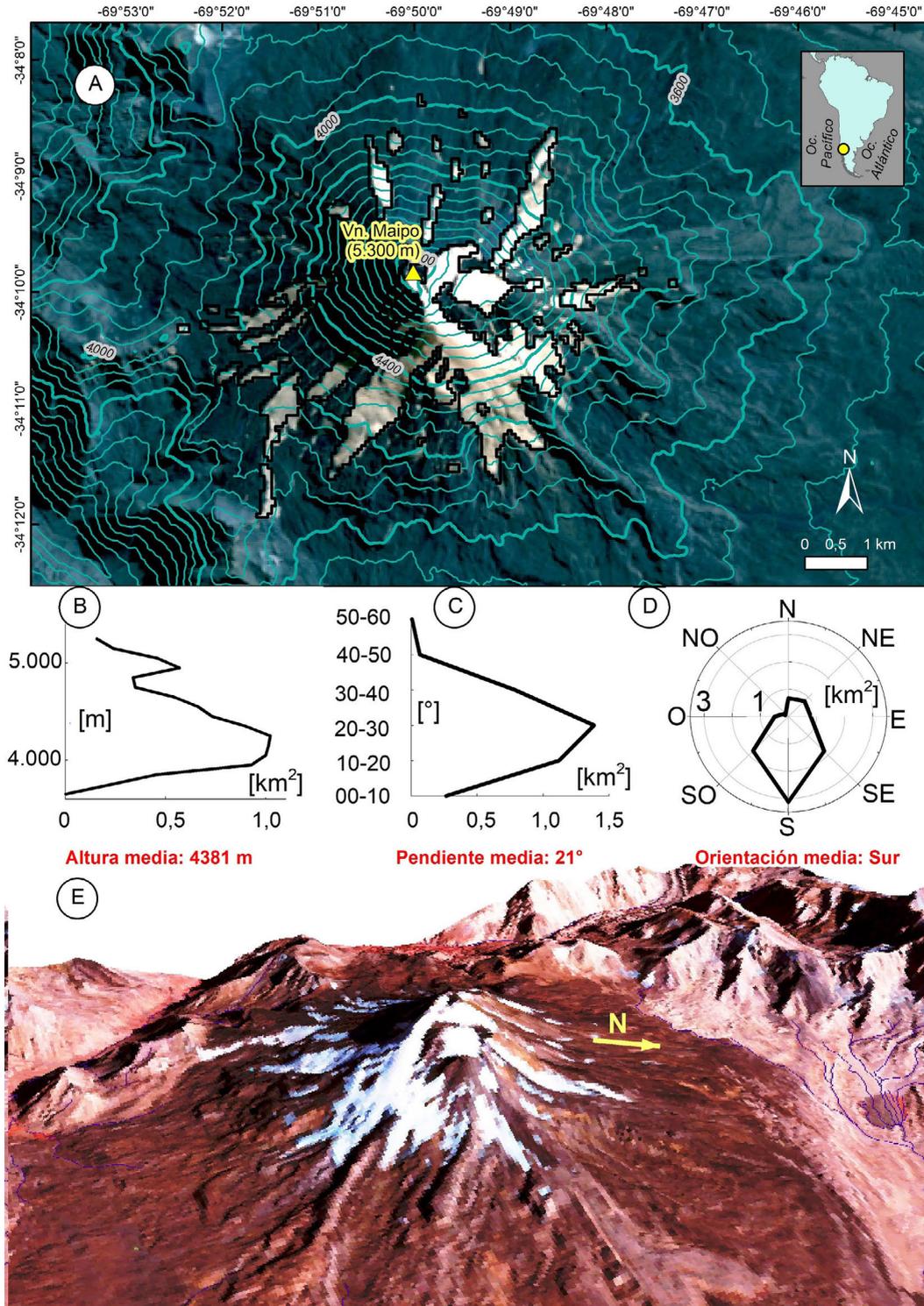


FIG. 1. A. Distribución espacial del domo glaciar emplazado sobre el volcán Maipo en el año 1976. Distribución del área glaciar (año 1976); B. En función de la altura; C. En función de la pendiente; D. En función de la orientación. E. Vista 3D del área glaciar sobre el volcán Maipo en el año 1976 (Imagen de fondo: composición RGB-LANDSAT 2).

con vertiente pacífica alimenta al sistema mayor de la cuenca del río Maipo, que aporta el 70% del agua consumida en la metrópolis de Santiago de Chile (DGA, 2004). Por su parte, hacia la vertiente atlántica tiene lugar la cuenca del río Diamante que junto con el río Atuel han permitido el desarrollo del oasis productivo de San Rafael, Mendoza. Aunque en ambas cuencas los caudales están principalmente controlados por la fusión nival (Ayala *et al.*, 2020), en años secos son los glaciares los que aportan el caudal de base (Boninsegna y Villalba, 2006).

Los glaciares descubiertos localizados en la caldera del Diamante se encuentran mayoritariamente sobre el volcán Maipo (Zazulie *et al.*, 2017), y hacia mediados de la década del 70' ocupaban un área mayor a 9 km<sup>2</sup>. Desde la segunda mitad del siglo XX se ha observado una tendencia general a la pérdida de masa en las inmediaciones al volcán Maipo, con una intensificación a partir del año 2000 (Fariás-Barahona *et al.*, 2020). Sin embargo, simultáneamente se han detectado cambios de elevación positivos en sectores específicos orientados al S y SO, y sobre el cráter del volcán Maipo (sin orientación dominante) (Dussaillant *et al.*, 2019), verificando la importancia de las características morfológicas de la cubierta glaciar (Burger *et al.*, 2019).

## 2. Materiales y métodos

### 2.1. Reconstrucción de la fluctuación glaciar

Los estudios de largo plazo suponen el análisis y la búsqueda de tendencias en escalas de tiempo de años a cientos de años, y mayores (Jansson *et al.*, 2003). Para salir del entorno de influencia de procesos de mediano plazo (ciclo estacional/anual) y de corto plazo (ciclo diario), se usaron imágenes satelitales con una base temporal de 2 años o más. Conjuntamente, la selección de imágenes estuvo acotada entre los meses de febrero y abril, etapa final del periodo de ablación en los Andes Centrales donde la presencia de nieve estacional debiera ser mínima o nula (ING, 2018a).

Con más de 30 años desde su inicio, el programa satelital LANDSAT (MS, TM, ETM+ y OLI/TIRS) ofrece un potencial único para el monitoreo de cambios en la criósfera (Cortés *et al.*, 2014). En este estudio se usaron 11 imágenes LANDSAT (obtenidas del portal <https://earthexplorer.usgs.gov>) distribuidas

temporalmente entre 1976 y 2020 (Tabla 1). Las escenas satelitales fueron descargadas como imágenes ortorectificadas (Nivel 1T), con sistema de referencia y proyección WGS84/UTM19S, respectivamente.

La identificación y mapeo del hielo descubierto se realizó mediante la técnica semiautomatizada del cociente de bandas R/IRm (rojo/infrarrojo medio), ampliamente utilizada en distintas zonas del mundo (Kääb *et al.*, 2014; Paul *et al.*, 2013, 2017; Reinthaler *et al.*, 2019) (Tabla 1). Debido a que LANDSAT 2 carece de una banda espectral en la porción del IRm, se optó por usar la banda posicionada en el IRc (infrarrojo cercano). Además, de acuerdo a lo sugerido por el proyecto Global Land Ice Measurement from Space (GLIMS), solo se consideraron áreas con una superficie mayor o igual a 0,01 km<sup>2</sup> (Ohmura, 2009).

Existen diversos métodos para determinar la incertidumbre de la detección del área glaciar mediante imágenes satelitales (Paul *et al.*, 2017). Una estrategia frecuentemente utilizada está basada en la creación de *buffers* de  $\pm 1/2$  pixel a cada lado del perímetro reconstruido, sin embargo, para glaciares pequeños (como en los Andes Centrales) la incertidumbre puede ser igual o mayor a la superficie estimada (Reinthaler *et al.*, 2019). En ese sentido, en este estudio se asume que la incertidumbre del área detectada equivale al 5% de esta, umbral encontrado por Paul *et al.* (2013) en glaciares descubiertos con superficies mayores a 1 km<sup>2</sup>.

### 2.2. Análisis morfométrico de la fluctuación glaciar

El análisis de los cambios de área en términos morfométricos surge de la superposición e intersección espacial entre la superficie glaciar (obtenida de imágenes LANDSAT) y su topografía (elevación, pendiente y orientación) obtenida del Modelo Digital de Elevación ASTER (GDEM-v3). La topografía derivada del GDEM alcanza una resolución espacial de 30 m (Izagirre *et al.*, 2018), y a diferencia de las versiones anteriores añade más pares estereoscópicos a la construcción del modelo. Este avance mejora la cobertura y reduce la aparición de artefactos (Abrams *et al.*, 2015; NASA, 2016). Adicionalmente, esta versión posee un menor Error Medio Cuadrático vertical (~8,7 m) que puede alcanzar hasta ~13 m (Chandler *et al.*, 2018).

Para evaluar el efecto de la elevación, el GDEM se reclasificó en intervalos de elevación de 100 m

TABLA 1. IMÁGENES LANDSAT USADAS PARA LA DETECCIÓN Y MAPEO DE LA CUBIERTA GLACIAR.

Nro.	ID Imagen	Plataforma/sensor	Fecha (dd/mm/aaaa)	Δt entre imágenes sucesivas (años)	Umbral de binarización
01	LM22490841976075AAA05	Landsat 2/ MSS	15/03/1976	-	2,3
02	LT52320841986053AAA06	Landsat 5/ TM	22/02/1986	9,9	2,1
03	LT52320841989109CUB00	Landsat 5/ TM	19/04/1989	3,2	2,5
04	LT52320841995078CUB00	Landsat 5/ TM	19/03/1995	5,9	2
05	LT52320841999057COA00	Landsat 5/ TM	26/02/1999	3,9	3
06	LT52320842001078COA00	Landsat 5/ TM	19/03/2001	2,1	3
07	LT52320842004087COA00	Landsat 5/ TM	27/03/2004	3,0	3
08	LT52320842007079CUB00	Landsat 5/ TM	20/03/2007	3,0	3,6
09	LT52320842011090COA01	Landsat 5/ TM	31/03/2011	4,0	1,7
10	LC82320842013111LGN01	Landsat 8/ OLI	21/04/2013	2,1	1,4
11	LC82320842020035LGN00	Landsat 8/ OLI	04/02/2020	6,8	1,6

de rango (entre 3.600 y 5.300 m). Por su parte, el modelo digital de orientación (derivado del GDEM) fue reclasificado en las categorías Norte, Noreste, Este, Sureste, Sur, Suroeste, Oeste y Noroeste (N, NE, E, SE, S, SO, O y NO, respectivamente) de acuerdo con el rango de azimut ( $^{\circ}$ ) (Fig. 2). Finalmente, para el análisis de la pendiente se crearon intervalos de  $10^{\circ}$  de rango, entre los 0 y  $60^{\circ}$  (pendiente mínima y máxima registradas en el ambiente glaciar). Considerando la plasticidad del hielo glaciar, su perfil topográfico está definido por la geometría del lecho (Benn y Evans, 2010). Por lo tanto, se asume que las pendientes recuperadas del GDEM son representativas para todo el periodo de estudio. A continuación, los modelos de elevación, orientación y pendiente (derivados del GDEM) fueron sistemáticamente recortados por la extensión del manto glaciar correspondiente a cada fecha.

### 3. Resultados

#### 3.1. Cambio de área glaciar total

Entre los años 1976 y 2020 el área glaciar del volcán Maipo se redujo  $6,0 \pm 0,5 \text{ km}^2$  ( $-1,4 \pm 0,1 \%$   $\text{a}^{-1}$ ), equivalente al 63% de la superficie inicial ( $9,6 \pm 0,5 \text{ km}^2$ ). Lejos de experimentar una reducción progresiva,

se detectaron dos periodos de mayor intensidad (1986-2000 y 2010-2020) separados por otro de relativa estabilidad (2000-2010) (Fig. 3A). Solo en los últimos 10 años se perdió el 40% de la superficie inicial (Tabla 2). Los contrastes temporales también son visibles en la dimensión espacial (Fig. 3B), ya que la intensidad del cambio de área glaciar ha estado sujeto a la elevación y orientación, no así a la pendiente, todos ellos detallados a continuación.

#### 3.2. Cambio de área glaciar según elevación

Durante el periodo de 1976-2020 la cubierta glaciar se redujo en todo su desarrollo vertical (3.600-5.300 m), aunque el 76% del total ( $4,6 \text{ km}^2$ ) se concentró entre los 3.800 y 4.600 m de elevación. A pesar que entre los 3.600 y 3.800 m la reducción significó el 3,9% del total, supuso una pérdida absoluta del área glaciar en esas elevaciones. De hecho, la superficie glaciar mapeada en 1976 había desaparecido por completo para febrero del 2020 (Fig. 4A).

También se advirtió que por cada 100 m de ascenso altitudinal la tasa de pérdida relativa se redujo  $0,1 \%$   $\text{a}^{-1}$  ( $R^2=0,81$ ;  $p\text{-value}<0,05$ ). Esa tendencia se sostuvo hasta los 5.100 m, umbral topográfico a partir del cual ese comportamiento dejó de percibirse (Fig. 4B). En lo que respecta al ritmo de cambio

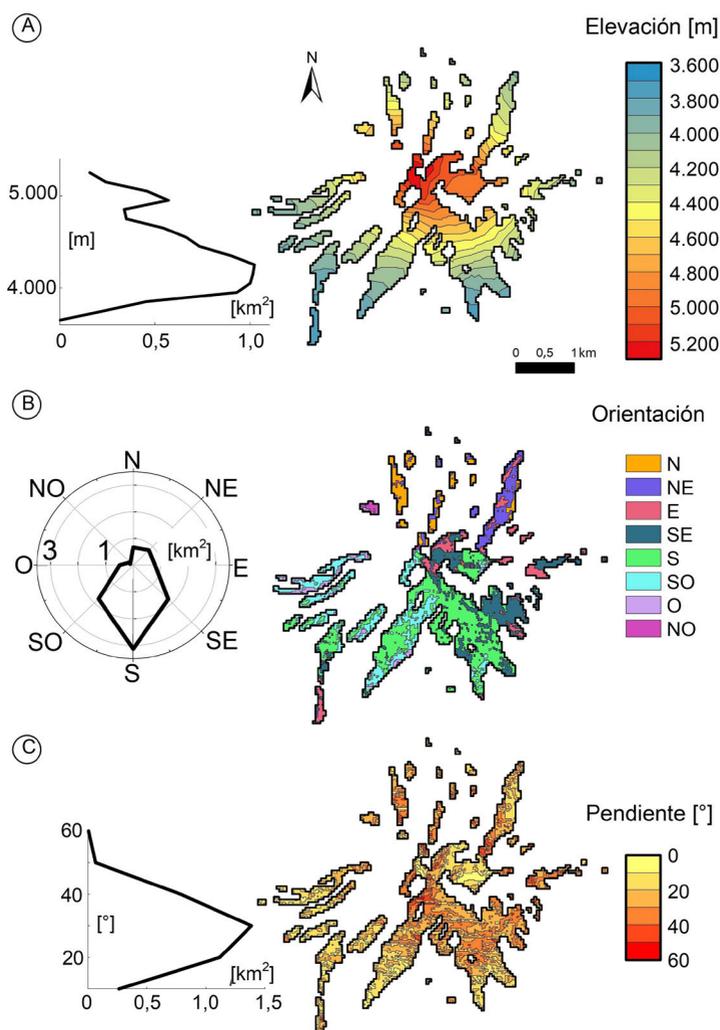


FIG. 2. Distribución del domo glaciar en función de los intervalos de elevación (A), orientación (B) y pendiente (C) del cono del volcán Maipo. Año de referencia 1976.

de área en función de la elevación, se observó una tasa promedio histórica de  $0,008 \pm 0,004 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  y una máxima histórica de  $0,05 \pm 0,01 \text{ km}^2 \text{ a}^{-1}$  entre los 4.100 y 4.300 m durante los años 2011-2013 (Fig. 4C). En todos los casos, las mayores pérdidas ocurrieron durante la segunda mitad de los años 80', y a partir del año 2010.

En cuanto a la correlación existente entre la tasa relativa ( $\% \text{ a}^{-1}$ ) de cambio de área glaciar total y la observada en los intervalos de elevación, el coeficiente R varió entre -0,11 y 0,94 ( $p \text{ value} < 0,05$ ) lo que sugiere una amplia gama de particularidades al interior del cuerpo de hielo. Solo el área glaciar

localizada entre los 3.900-4.000 m y 4.600-4.700 m mostró una fuerte correspondencia con la respuesta total ( $R > 0,9$ ). En ese sentido, es de notar que el 85% de la reducción del área glaciar ocurrió en intervalos altitudinales donde en promedio  $R = 0,75$  (Fig. 4D). Además, se descarta la existencia de un gradiente altitudinal en el grado de correlación, solo a partir del R máximo (0,94) ocurrido entre 4.600-4.700 m, este cayó progresivamente con la altura (Fig. 5E). Por último, es notoria la caída en la correlación ( $R = -0,14$ ) de la zona topográficamente más baja (3.600-3.700 m), de lo que se infiere fuertes discrepancias entre lo regional y lo local.

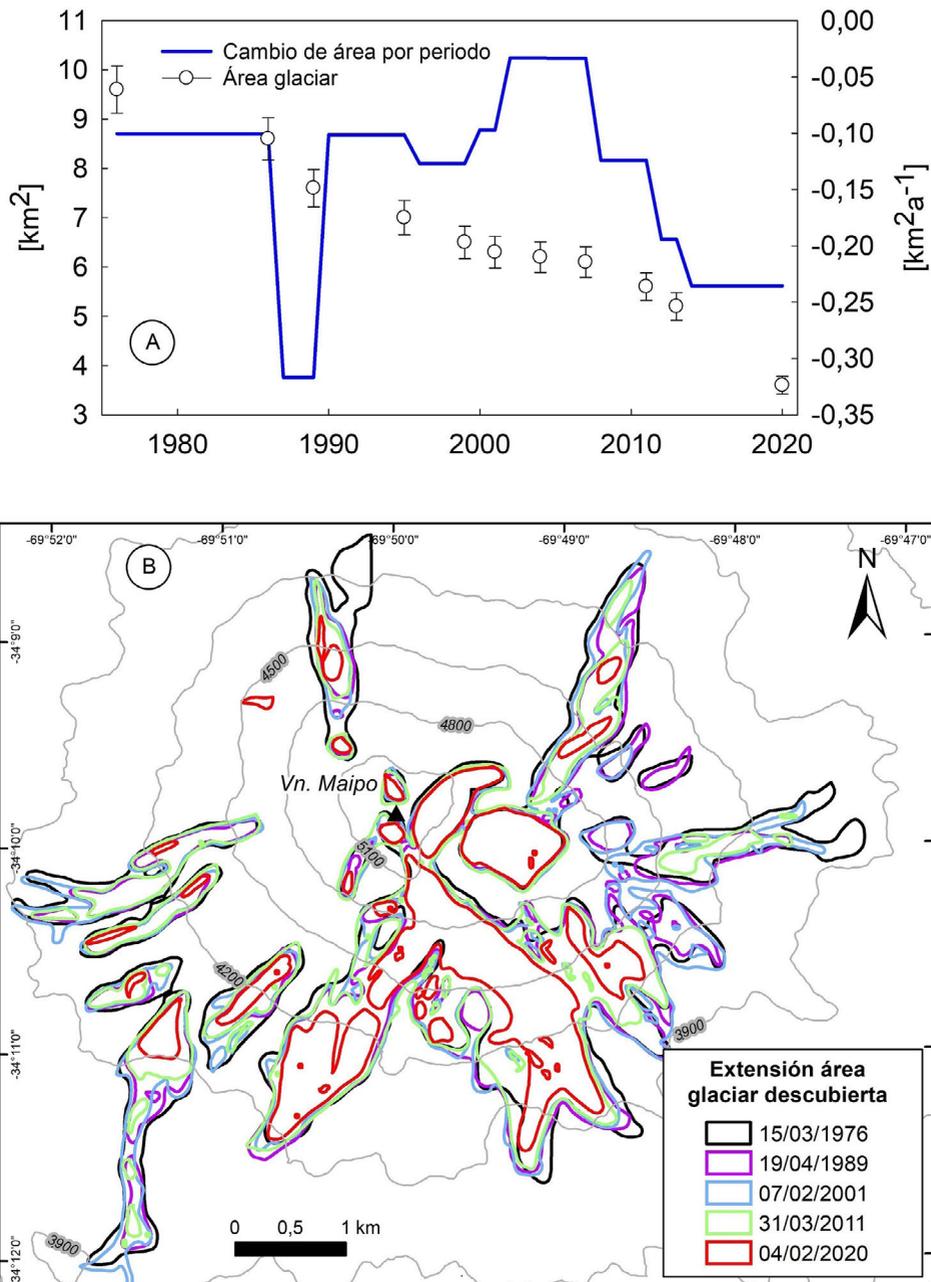


FIG. 3. Reconstrucción de la fluctuación espaciotemporal del área glaciar sobre el volcán Maipo. **A.** Dimensión temporal de la fluctuación superficial. **B.** Dimensión espacial. Fondo: imagen LANDSAT5(TM) del 19/04/1989.

### 3.3. Cambio de área glaciar según orientación

Las laderas orientadas al SE, SO y S concentraron entre dos y tres veces más superficie glaciar que el resto de las analizadas. En particular, en 1976 se registraron

$3,1 \pm 0,9$  km<sup>2</sup> de hielo glaciar orientados al S (~32% del total), pero solo  $0,7 \pm 0,2$  km<sup>2</sup> al N (~7% del total).

En términos absolutos, las mayores pérdidas ocurrieron en zonas orientadas al S, SO y SE, y alcanzaron los 1,3 km<sup>2</sup> (1976-2020), sin embargo,

**TABLA 2. ÁREA GLACIAR Y CAMBIO DE ÁREA HISTÓRICO DEL DOMO GLACIAR EMPLAZADO SOBRE EL VOLCÁN MAIPO DURANTE EL PERIODO 1976-2020.**

Fecha	Área (km <sup>2</sup> )	Cambio de área (km <sup>2</sup> )	Cambio de área acumulado (%)	Tasa de fluctuación (km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> )	(%a <sup>-1</sup> )
15/03/1976	9,6±0,5	-	0	-	-
22/02/1986	8,6±0,4	-1,0±0,6	17	-0,10±0,06	-1,0±0,05
19/04/1989	7,6±0,4	-1,0±0,6	33	-0,32±0,18	-3,3±0,16
19/03/1995	7,0±0,4	-0,6±0,5	43	-0,10±0,09	-1,0±0,05
26/02/1999	6,5±0,3	-0,5±0,5	52	-0,13±0,12	-1,4±0,07
19/03/2001	6,3±0,3	-0,2±0,5	55	-0,10±0,22	-1,0±0,05
27/03/2004	6,2±0,3	-0,1±0,4	57	-0,03±0,15	-0,3±0,02
20/03/2007	6,1±0,3	-0,1±0,4	58	-0,03±0,15	-0,3±0,02
31/03/2011	5,6±0,3	-0,5±0,4	67	-0,12±0,10	-1,3±0,07
21/04/2013	5,2±0,3	-0,4±0,4	73	-0,19±0,19	-2,0±0,10
04/02/2020	3,6±0,2	-1,6±0,3	100	-0,24±0,05	-2,5±0,13
<b>1976-2020</b>	-	<b>-6,0±0,5</b>	-	<b>-0,14±0,01</b>	<b>-1,4±0,1</b>

representaron en promedio el 55% del área inicial de cada una de esas orientaciones (Fig. 5A). Esta situación fue diametralmente opuesta a lo ocurrido en los glaciares orientados al NO, N y NE que redujeron su superficie entre 0,2 y 0,7 km<sup>2</sup>, aunque representó en promedio el 85% del área inicial de esas orientaciones. Esas diferencias se tradujeron en las mayores tasas de reducción relativa al N y NE (~2%a<sup>-1</sup>) respecto de lo observado al S, ~0,9%a<sup>-1</sup> (Fig. 5B y C).

En lo referido a la correlación entre la tasa relativa (%a<sup>-1</sup>) de cambio de área glaciar total y las observadas en las diversas orientaciones, el coeficiente R varió entre 0,73 y 0,94 (pvalue<0,05). La superficie glaciar orientada al SO mostró el mayor coeficiente de correlación (R>0,94), y allí la reducción del área glaciar significó el 20% del total durante el periodo analizado (Fig. 5D y E). Por su parte, la porción glaciar orientada al NO, E y SE mostró una parcial correspondencia con lo reportado en términos de conjunto (0,73≤R≤0,75), y allí ocurrió el ~30% de la pérdida total de área glaciar entre 1976 y 2020.

### 3.4. Cambio de área glaciar según pendiente

Los cambios de área son independientes respecto de las pendientes de la superficie glaciar, hecho visible en las similares tasas de reducción relativa

(~1,5%a<sup>-1</sup>) entre los 0 y 50° (Fig. 6A). Solo aquellas zonas con pendientes mayores a 50° experimentaron una caída significativa en la reducción del área glaciar (0,4%a<sup>-1</sup>). Esto último podría explicarse por el factor orientación, ya que el 83% del área glaciar con pendientes mayores a 50° se orientaron al S, recibiendo la menor insolación potencial posible para el hemisferio sur (Fig. 6B y C). En sintonía con lo observado a nivel regional, la segunda mitad de la década de los ochenta, y la década iniciada en 2010 fueron los periodos de mayor reducción del área glaciar, con máximos de hasta 0,10 km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>.

Finalmente, el análisis de correlación muestra un fuerte acople entre lo ocurrido en el total de la masa glaciar respecto de cada intervalo de pendiente (R>0,9) (Fig. 6D y E). De hecho, la ausencia de patrones espaciales sugiere un bajo o nulo control por parte de las pendientes sobre los cambios de área.

## 4. Discusión

### 4.1. Cambio de área y transformación del ambiente glaciar

Entre los años 1976 y 2020 el glaciar del volcán Maipo perdió el 63% de la superficie inicial (9,6 km<sup>2</sup>) a un ritmo promedio de 0,14±0,01 km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>. Dicha reducción relativa es considerablemente superior

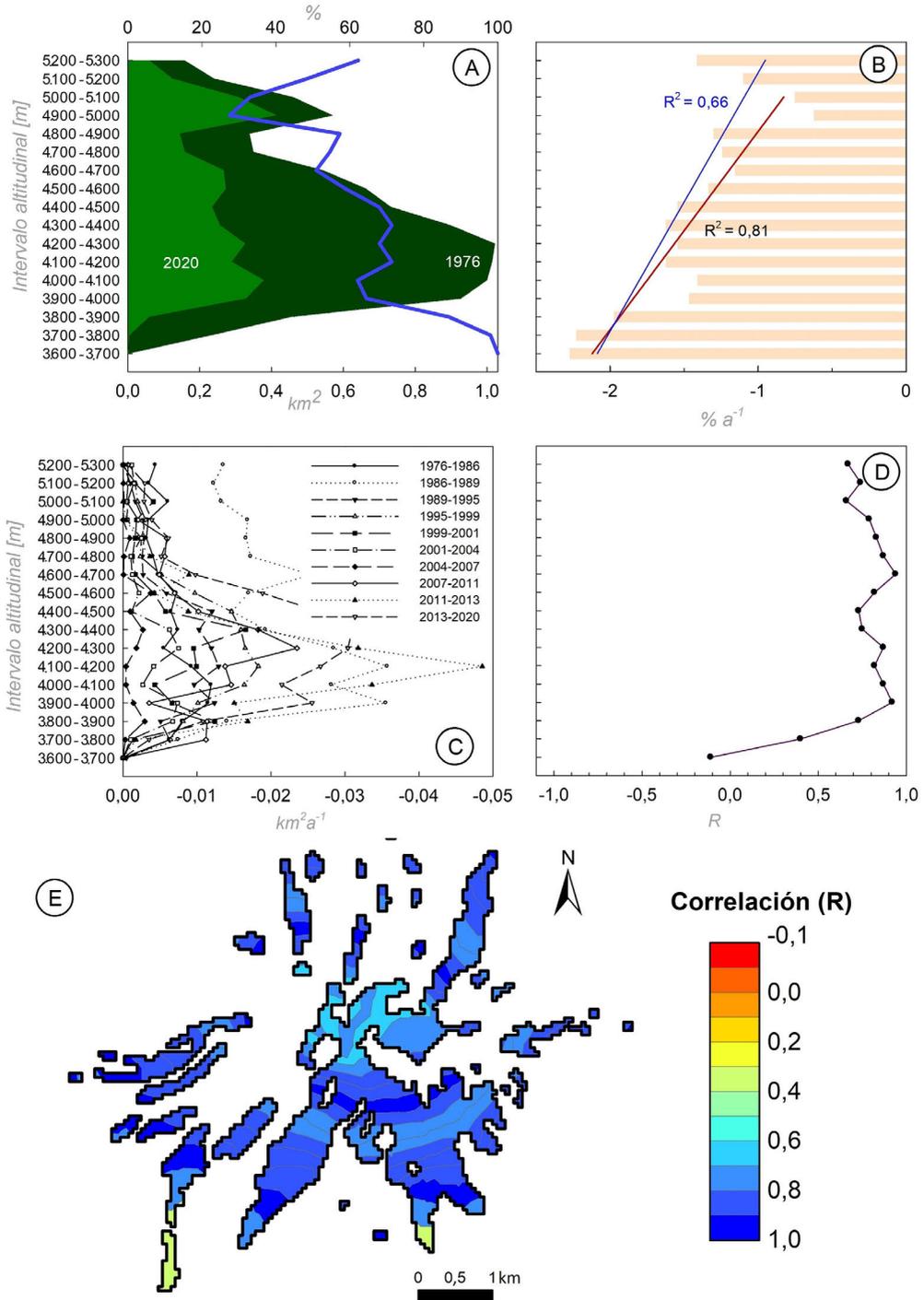


FIG. 4. A. Cambio de área glaciar histórico ( $\text{km}^2$ ) entre 1976 (verde oscuro) y 2020 (verde claro) en función de la elevación. En línea azul se indica el porcentaje de pérdida de área entre ambos momentos relativo a cada intervalo de elevación. B. Tasa de cambio de área porcentual ( $\% \text{ a}^{-1}$ ) entre 1976-2020 relativo a cada intervalo de elevación. C. Tasa de cambio de superficie ( $\text{km}^2 \text{ a}^{-1}$ ) por periodo relativo a cada intervalo de elevación. D-E. Coeficiente de correlación lineal (R) existente entre las tasas de cambio de área porcentual ( $\% \text{ a}^{-1}$ ) del domo glaciar y la registrada por cada intervalo de elevación observadas durante el periodo de 1976-2020.

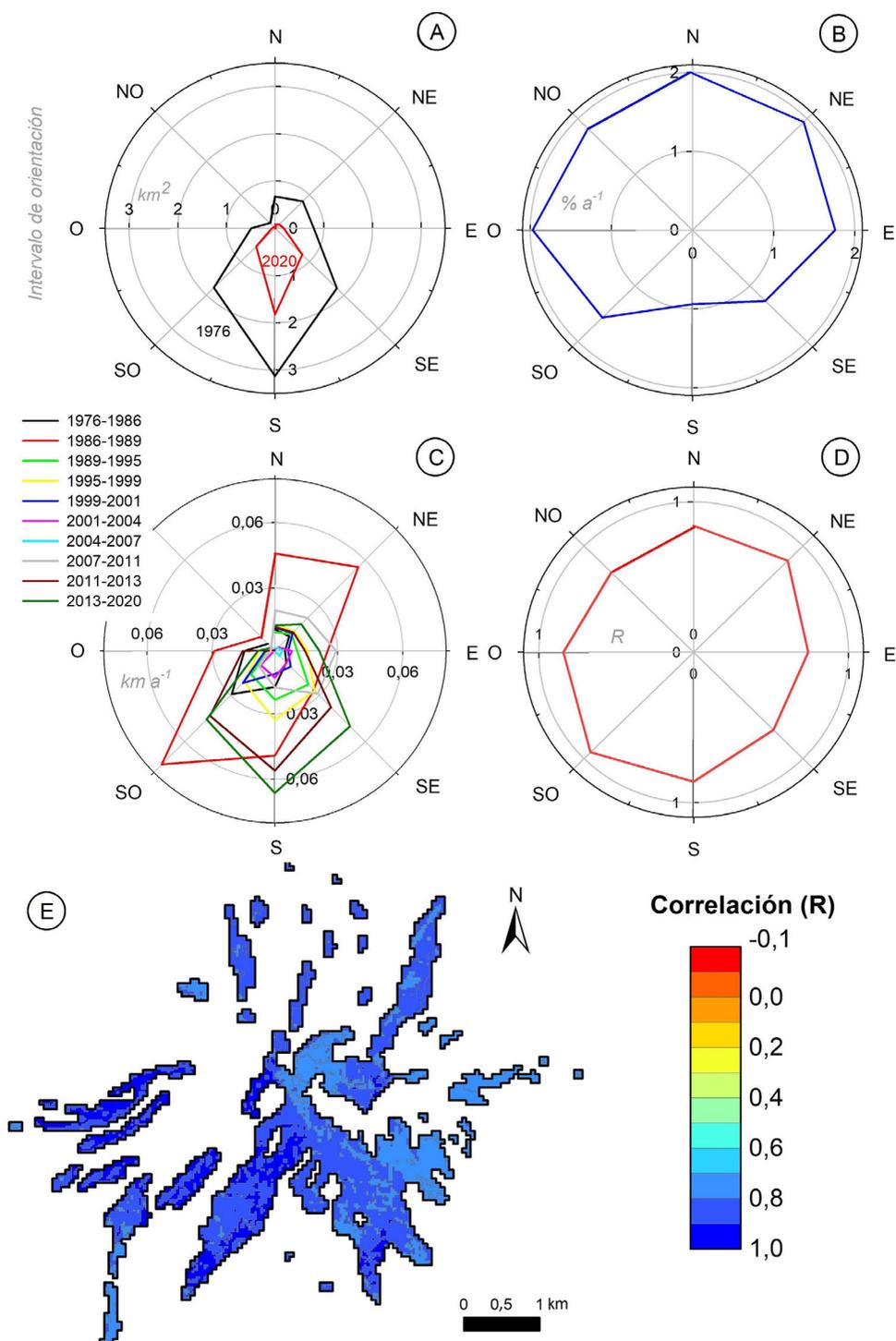


FIG. 5. **A.** Cambio de área glaciar histórico (km<sup>2</sup>) entre 1976 (línea negra) y 2020 (línea roja) en función de la orientación. **B.** Tasa de cambio de área porcentual (%a<sup>-1</sup>) entre 1976-2020 relativo a cada orientación. **C.** Tasa de cambio de superficie (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) por periodo relativo a cada orientación. **D-E.** Coeficiente de correlación lineal (R) existente entre las tasas de cambio de área porcentual (%a<sup>-1</sup>) del domo glaciar y la registrada por orientación observadas durante el periodo de 1976-2020.

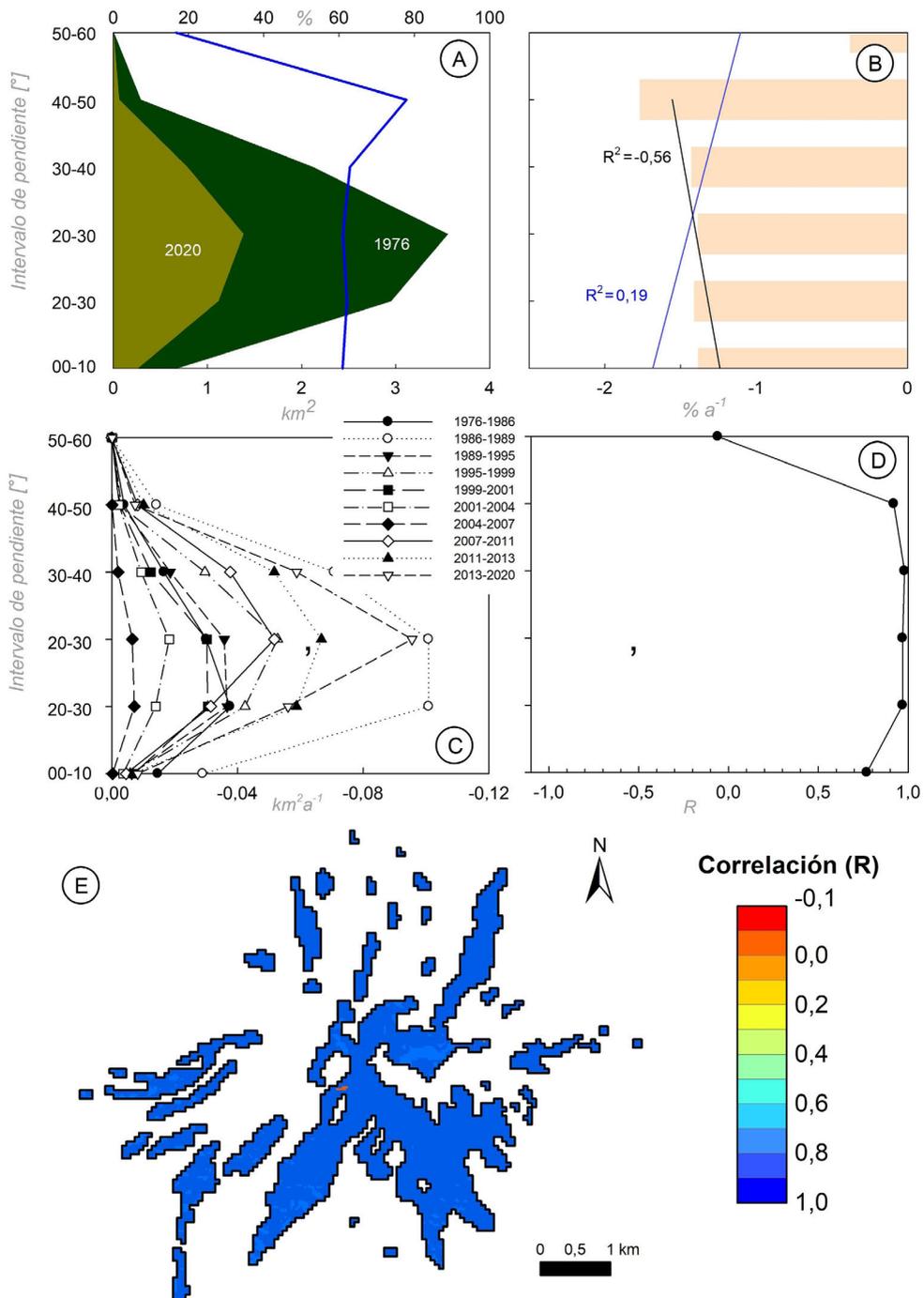


FIG. 6. **A.** Cambio de área glaciario histórico (km<sup>2</sup>) entre 1976 (verde oscuro) y 2020 (verde claro) en función de la pendiente. En línea azul se indica el porcentaje de pérdida de área entre ambos momentos relativo a cada intervalo de pendiente. **B.** Tasa de cambio de área porcentual (%a<sup>-1</sup>) entre 1976-2020 relativo a cada intervalo de pendiente (en línea negra y azul rectas de regresión lineal). **C.** Tasa de cambio de superficie (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) por periodo relativo a cada intervalo de pendiente. **D-E.** coeficiente de correlación lineal (R) existente entre las tasas de cambio de área porcentual (%a<sup>-1</sup>) del domo glaciario y la registrada por cada intervalo de pendiente observadas durante el periodo de 1976-2020.

a las encontradas en épocas similares en glaciares de los AC localizados más al norte como el Juncal norte y sur (16,2 y 14,3%, respectivamente), Olivares gamma y beta (16,2 y 29,8%, respectivamente) y Alto del Plomo (17,8%) (Bown *et al.*, 2008; Malmros *et al.*, 2016; Zazulie *et al.*, 2017). Solo los glaciares Vacas (42,9%) y Gussfeldt (58,5%) experimentaron pérdidas similares (Espizua y Pitte, 2009).

En promedio, cada año el glaciar Maipo perdió el 1,4% de su superficie, casi el doble de lo experimentado por el segundo glaciar que perdió superficie más velozmente, glaciar Olivares beta ( $-0,8\%a^{-1}$ ) (Malmros *et al.*, 2016). La tabla 3 pone en evidencia que la cubierta glaciar emplazada sobre el volcán Maipo se encuentra entre las que más rápido ha retrocedido en todos los AC. Las marcadas diferencias en la respuesta son particularmente llamativas considerando que desde la segunda mitad del siglo XX los balances de masa han sido más deficitarios en la porción norte de los AC (allí se localizan los glaciares Juncal norte y Olivares gamma) respecto de sectores más australes (como el entorno del volcán Maipo), que incluso han registrado balances neutros y positivos (Ayala *et al.*, 2020; Farías-Barahona *et al.*, 2020). La permanente deflación y sedimentación de material volcánico sobre el hielo (Sruoga *et al.*, 2005; Alonso y Trombotto Liaudat, 2013; Reinthaler *et al.*, 2019) y el bajo albedo del entorno volcánico podrían estimular el aumento de las temperaturas y exacerbar la fusión glaciar.

En el volcán Maipo la reducción del área glaciar se caracterizó por dos periodos de intensa pérdida (1986-2000; 2010-2020). Ambas ventanas temporales coinciden con eventos de intensificación de sequías dominadas por la Oscilación Decadal del Pacífico, la Oscilación Interdecadal del Pacífico y el ENSO (González-Reyes *et al.*, 2017), previamente asociadas a balances de masas negativos en los AC (Farías-Barahona *et al.*, 2020). Entre ambos periodos, la década 2000-2010 mostró una fuerte estabilidad, hallazgo concordante con las observaciones glaciológicas y balances de masas recientes (Braun *et al.*, 2019; Dussaillant *et al.*, 2019; Farías-Barahona *et al.*, 2019; Masiokas *et al.*, 2016, 2020). En sintonía con lo expresado por Reinthaler *et al.*, (2019) en ningún caso se observaron indicios de influencia volcánica en el cambio de área glaciar, aunque debieran profundizarse los estudios volcanológicos en virtud de la reciente actividad del volcán Maipo (Sruoga *et al.*, 2005).

Los cambios del área glaciar han variado en magnitud y tiempo de respuesta durante el periodo de 1976-2020. El  $\sim 50\%$  de la reducción total ocurrió entre los 3.900 y 4.400 m, rango altitudinal crítico a nivel regional considerando que las mayores reducciones en los AC ocurrieron entre los 4.000 y 4.400 m (Malmros *et al.*, 2016). La orientación también ha condicionado la localización y permanencia de los glaciares descubiertos, no así las pendientes. Particularmente, la porción glaciar localizada al S, SE y SO ha demostrado menos cambios respecto de la superficie inicial ( $\%a^{-1} \leq 1$ ). De hecho, las zonas orientadas al S y SO ganaron masa entre 2000 y 2013, en sintonía con el comportamiento regional observado al sur de los AC entre 1955 y 2013 para aquellos glaciares orientados al S y SO (Farías-Barahona *et al.*, 2020).

El análisis de correlación entre el cambio de área glaciar total y los intervalos morfométricos deja en evidencia la variabilidad interna, sobre todo en lo que a la elevación se refiere. La elevación mostró ser el parámetro morfométrico que más difiere del comportamiento total, más aún por encima de los 4.700 m. Según los registros del *Randolph Glacier Inventory* (Pfeffer *et al.*, 2014), en los Andes Centrales más del 40% del área glaciar está emplazada a partir de los 4.700 m. Lo anterior sugiere el desafío de considerar la altura media de un glaciar como descriptora de los cambios de área totales, principalmente a mayores alturas donde la correlación puede ser moderada ( $R \leq 0,66$ ;  $pvalue < 0,05$ ). Esta observación es coincidente con lo expresado por Malmros *et al.* (2016), quienes concluyeron en la dificultad de evaluar el control o peso de la morfometría sobre los cambios de área al usar valores medios de altura, orientación y pendientes.

Sin duda los mayores cambios del ambiente glaciar se han observado en aquellas laderas orientadas al N, inclusive con sitios donde la pérdida ha sido total. Una consecuencia de esa reducción ha sido el incremento de detrito supraglaciar (Monnier y Kinnard, 2017). Este proceso ha sido corroborado a través del análisis de imágenes satelitales, trabajos de campo y por el reciente Inventario Nacional de Glaciares de Argentina (ING, 2018a) que clasifica como “cubiertos” a glaciares que para 1976 eran descubiertos (Fig. 7). Esta última consideración debe ser bien atendida, fundamentalmente por las investigaciones glaciológicas en ámbitos de montaña

TABLA 3. CAMBIO DE ÁREA HISTÓRICO DE GLACIARES DESCUBIERTOS EN DISTINTAS CUENCAS DE LOS ANDES CENTRALES (ENTRE ~31° Y ~36° S).

Glaciar/zona	Cuenca	Vertiente	Periodo (años)	Área inicial (km <sup>2</sup> )	Pérdida total (km <sup>2</sup> )	%	Tasa de fluctuación (km <sup>2</sup> a <sup>-1</sup> )	(%a <sup>-1</sup> )	Fuente
Maipo	Maipo y Diamante	Pacífica y Atlántica	1976-2020 (44)	9,6	6	62,5	-0,14	-1,4	Este estudio
Juncal Norte	Aconcagua	Pacífica	1955-1994 (39)	9	0,3	3,5	-0,01	-0,1	Malmros <i>et al.</i> (2016)
			1955-1997 (42)	9	0,2	2,4	-0,01	-0,1	Rivera <i>et al.</i> (2002)
			1955-2006 (51)	9	1,5	16,2	-0,03	-0,3	Bown <i>et al.</i> (2008)
Juncal Sur	Maipo	Pacífica	1955-1994 (39)	25,8	3,7	14,3	-0,09	-0,3	Malmros <i>et al.</i> (2016)
			1955-1997 (42)	25,6	2,8	10,9	-0,07	-0,3	Rivera <i>et al.</i> (2002)
Olivares Gamma	Maipo	Pacífica	1955-1994 (39)	14,7	2,3	16,2	-0,06	-0,4	Malmros <i>et al.</i> (2016)
Olivares Beta	Maipo	Pacífica	1955-1994 (39)	12,5	3,7	29,8	-0,09	-0,8	Malmros <i>et al.</i> (2016)
Risopatrón	Maipo	Pacífica	1955-1997 (42)	5,4	0,5	9,8	-0,01	-0,2	Rivera <i>et al.</i> (2002)
C4-gl1 (vn. Marmolejo)	Tunuyán	Atlántica	1963-2007 (44)	11,5	0,7	6,4	-0,02	-0,1	Gargantini (2008)
C5-gl3 (vn. San José)	Tunuyán	Atlántica	1963-2007 (44)	6,2	0,3	4,2	-0,01	-0,1	Gargantini (2008)
C6-gl1 (vn. San José)	Tunuyán	Atlántica	1963-2007 (44)	9,6	0,2	2,0	-0,01	-0,04	Gargantini (2008)
Vacas	Mendoza	Atlántica	1896-2007 (121)	10,0	4,3	42,9	-0,04	-0,4	Espizua y Pitte (2009)
Gussfeldt	Mendoza	Atlántica	1896-2007 (121)	15,7	9,2	58,5	-0,08	-0,5	Espizua y Pitte (2009)
Alto del Plomo	Mendoza	Atlántica	1989-2015 (26)	18,5	3,3	17,8	-0,1	-0,4	Zazulie <i>et al.</i> (2017)
Cuenca del Atuel	Atuel	Atlántica	1970-2011 (41)	185,9	93,5	50	-2,3	-1,1	Cobos (1983) y ING (2018b)
Cuenca del Aconcagua	Aconcagua	Pacífica	1955-2003 (48)	151,0	30,0	19,9	-0,6	-0,4	Bown <i>et al.</i> (2008)
Subcuenca del Juncal	Maipo	Pacífica	1956-2015 (59)	232,0	107,0	46,0	-1,8	-0,7	Ruiz Pereira y Veettil (2019)
Región de Pascua Lama	Huasco	Pacífica	1955-2007 (52)	9,7	3,5	29,0	-0,1	-0,7	Rabatel <i>et al.</i> (2011)
Andes Centrales (32°9'-33°4'S)	Maipo y Mendoza	Pacífica y Atlántica	1955-2014 (59)	134,0	40,3	30,0	-0,7	-0,5	Malmros <i>et al.</i> (2016)

Orientación (Or.): norte (N), noreste (NE), este (E), sureste (SE), sur (S), suroeste (SO), oeste (O), y noroeste (NO).

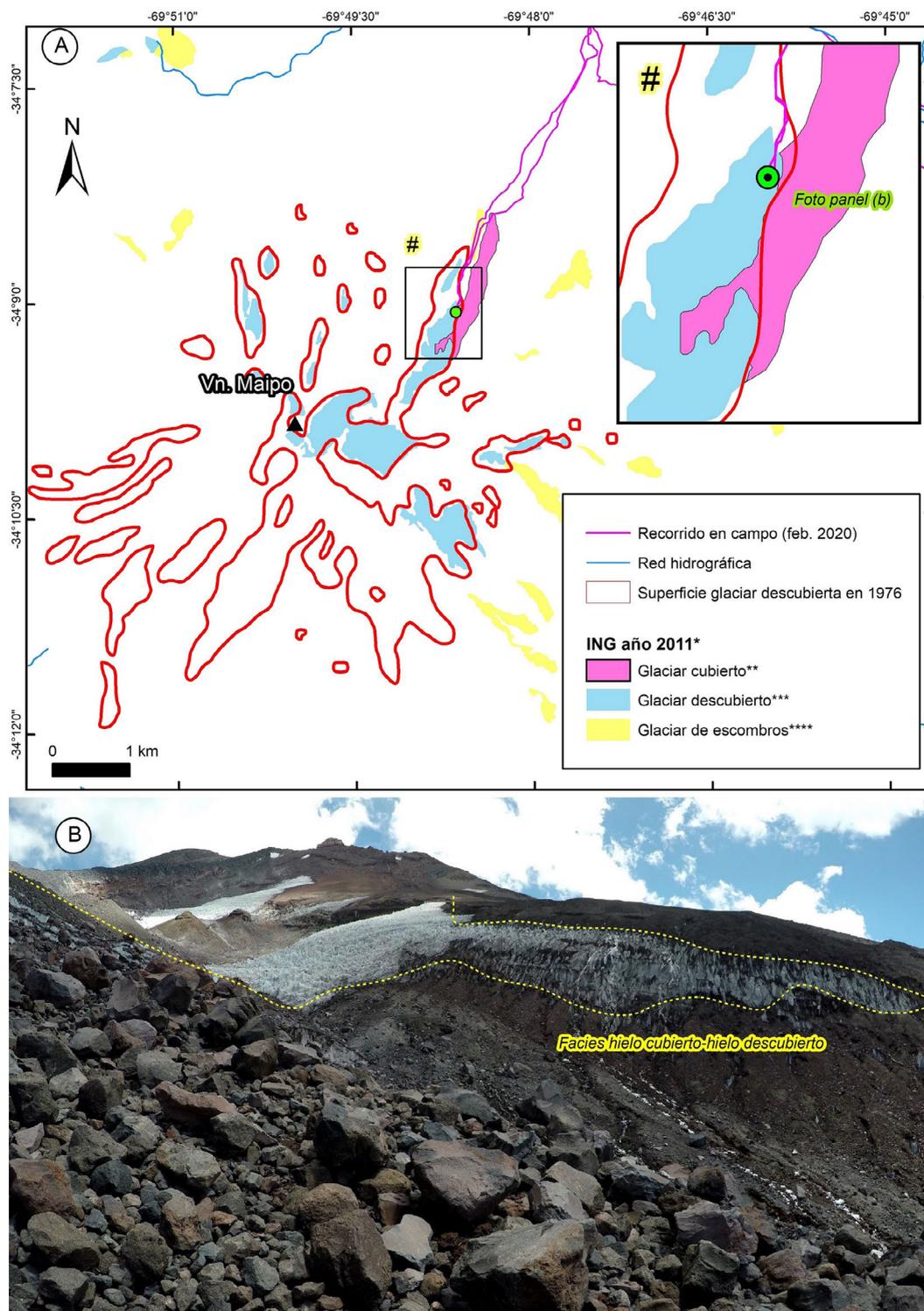


FIG. 7. A. Contraste entre el inventario de glaciares descubiertos, hecho a partir de la imagen satelital de 1976, y el Inventario Nacional de Glaciares (2018a), realizado a través de una imagen satelital del año 2011. B. Proceso de sepultamiento del glaciar descubierto, observado en febrero 2020 (Foto A. Lo Vecchio).

basadas en imágenes satelitales. Sin contraste de campo podrían realizarse interpretaciones inexactas como consecuencia de la presencia de detritos, cenizas volcánicas y áreas de sombra (Reinthalier *et al.*, 2019).

#### 4.2. Precipitación nival versus cambio de área glaciar

En los Andes Centrales la precipitación sólida invernada es el parámetro más influyente del balance de masa glaciar (Solomina *et al.*, 2016), y durante las últimas dos décadas ha reducido su superficie (-0,35%/año) y frecuencia de ocurrencia (-2,7 días/año) (Malmros *et al.*, 2018), e incluso la línea de nieve se ha elevado entre 10 y 30  $\text{m a}^{-1}$  (Saavedra *et al.*, 2018). Esos cambios ambientales son reflejados por el balance de masa glaciar negativo acumulado observado durante el siglo XXI (-0,31±0,19  $\text{m a eq. a}^{-1}$ ) (Dussaillant *et al.*, 2019).

A partir de las precipitaciones sólidas (mm eq.a) registradas en la estación nivométrica DIAMANTE (34°11'56" S; 69°41'53" O; ~3296 m) y la variable equivalente del modelo ERA5 (ECMWF, 0,25°x0,25°) (Hersbach *et al.*, 2020) se reconstruyeron las anomalías anuales de precipitaciones nivales sobre la zona del volcán Maipo.

Las tasas de cambio de área glaciar ( $\text{km}^2\text{a}^{-1}$ ) del volcán Maipo muestran un fuerte acompañamiento de las anomalías anuales de precipitaciones sólidas (Fig. 8A). Por ejemplo, el periodo de 2000-2010 registró acumulaciones nivales por encima de los registros medios, lo cual se tradujo en una marcada caída en la pérdida de área (de -0,12 a -0,03  $\text{km}^2\text{a}^{-1}$ ). Esta respuesta dinámica también coincidió con los balances de masa neutros y positivos observados en la región durante ese periodo (Ayala *et al.*, 2020). En ese sentido, se observa un corto tiempo de respuesta entre el ingreso de nieve al sistema glaciar y su respuesta dinámica, esto último típico en ambientes glaciares fríos y secos, propiedad bien documentada en el glaciar Piloto este (Andes Centrales) (Leiva *et al.*, 2007; Leiva, 1999; Llorens y Leiva, 1995).

La magnitud del impacto de las precipitaciones sólidas sobre el cambio de área glaciar varía principalmente según la elevación y orientación, y solo en pendientes menores a 40°. La superficie glaciar orientada al S (SE y SO inclusive) fue más sensible a los cambios en la precipitación sólida que

aquella orientada al N (NE y NO inclusive) (Fig. 8C). Esto último podría indicarnos el fuerte desajuste en el cual se encuentran los glaciares orientados al norte, completamente por encima de la línea de equilibrio altitudinal.

En lo referido al impacto de las nevadas a distintas elevaciones, se observó que el área glaciar emplazada en los extremos altitudinales (3.600-3.700 y 5.200-5.300 m) fue la menos sensible a las variaciones de las precipitaciones sólidas. La más elevada (>5.000 m) podría estar reflejando un contexto de permanente balance positivo, incluso con un posible incremento de la nieve precipitada (Malmros *et al.*, 2018). Además, la porción glaciar por sobre los 5.000 m está contenida por la depresión del cráter volcánico, lo cual puede contribuir notablemente en la estabilidad de un glaciar. En el caso de la porción glaciar menos elevada, esa insensibilidad podría reflejar la importancia a bajas alturas de la temperatura en el control en los cambios de área en los AC (Masiokas *et al.*, 2016; Solomina *et al.*, 2016), donde su influencia podría ser mayor que la nieve precipitada. Comparativamente, la superficie glaciar localizada entre los 4.000 y 4.500 m demostró ser la más sensible a los cambios en la precipitación sólida, sitio donde también se observaron las mayores tasas de cambio de área ( $\text{km}^2\text{a}^{-1}$ ) y pérdidas absolutas ( $\text{km}^2$ ) (Fig. 8D).

#### 5. Conclusiones

La reconstrucción espaciotemporal del cambio de área glaciar realizada sobre el volcán Maipo muestra una reducción total de 6,0  $\text{km}^2$  entre 1976 y 2020 (0,14  $\text{km}^2\text{a}^{-1}$ ), correspondiente al 63% de la superficie inicial (9,6  $\text{km}^2$ ). El análisis morfométrico sugiere un importante control de la elevación y orientación sobre los cambios de área. Respecto de la orientación, el mayor contraste se observó entre la cubierta glaciar orientada al N y S, donde la tasa de pérdida relativa ( $\%\text{a}^{-1}$ ) de la cubierta glaciar septentrional fue el doble de la registrada al S. En términos de elevación, la cubierta glaciar emplazada entre los 3.900 y 4.400 m experimentó las mayores pérdidas absolutas, acumulando el 50% del total registrado entre 1976 y 2020. Por debajo de los 3.900 m de elevación la superficie glaciar se redujo por completo, o bien fue cubierta completamente por detritos supraglaciares.

El análisis de correlación entre el cambio de área total y el observado según factor morfométrico

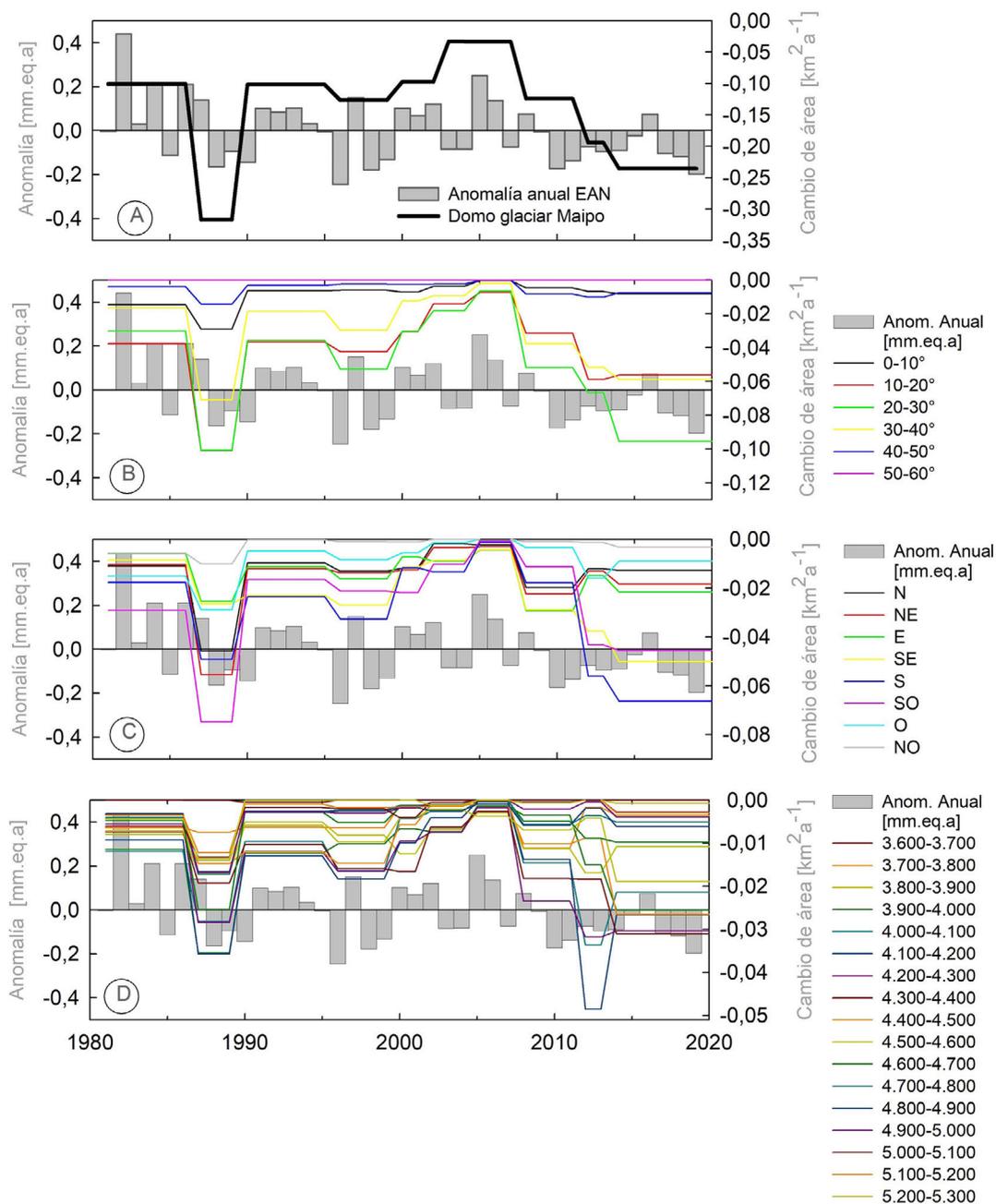


FIG. 8. Anomalías anuales de precipitación nívea (mm eq.a.) versus: **A.** Tasa de cambio de área (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) del conjunto del domo glaciar. **B.** Tasa de cambio de área (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) según pendientes. **C.** Tasa de cambio de área (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) según orientaciones. **D.** Tasa de cambio de área (km<sup>2</sup>a<sup>-1</sup>) según elevación.

(elevación, orientación y pendiente) muestra a la elevación como aquel que mayores discrepancias tiene respecto de la respuesta total. En particular se observaron bajos coeficientes de correlación para elevaciones inferiores a 4.000 m ( $R=-0,16$ ) y coeficientes modestos ( $R\leq 0,66$ ) por encima de los 4.700 m, umbral topográfico a partir del cual se desarrolla la mayor parte de los glaciares descubiertos en los AC. En efecto, surge la necesidad de considerar la representatividad del uso de elevaciones medias como variable descriptora de los cambios de área glaciar.

En síntesis, el análisis de los cambios de área glaciar bajo una perspectiva morfométrica es capaz de visibilizar las respuestas diferenciales al interior de un mismo cuerpo. Ser capaz de considerar situaciones particulares en contextos locales contribuye a la construcción de una visión más integral y multidimensional de la dinámica glaciar, de lo global a lo local, y viceversa.

### Agradecimientos

Queremos agradecer a la Dirección de Recursos Renovables y a la Administración de Áreas Naturales Protegidas de la provincia de Mendoza por la permanente predisposición al trabajo. También, agradecer a los guardaparques del Área Natural Protegida “Laguna del Diamante” por su hospitalidad en nuestras tareas de campo.

Los trabajos de campo han sido financiados por el proyecto “Detección del comportamiento reciente de los glaciares del Volcán Maipo, Provincia de Mendoza, Argentina” Secretaría de Investigación, Internacionales y Posgrado (SECTyP) de la Universidad Nacional de Cuyo (Proyecto Bienal 2019 TIPO 1). También agradecemos al Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET) y al Laboratorio de Técnicas en Geografía Física (FFyL-UNCuyo) por dar la factibilidad técnica y la infraestructura para poder llevar adelante el presente trabajo de investigación. Nuestras actividades de terreno han sido posibles gracias al Centro Integral de Montaña Pierobon con su invaluable colaboración y predisposición en el equipamiento de montaña. Finalmente, agradecer a los evaluadores anónimos y el editor de este trabajo por sus contribuciones y mejoras permanentes.

### Referencias

- Abrams, M.; Tsu, H.; Hulley, G.; Iwao, K.; Pieri, D.; Cudahy, T.; y Kargel, J. 2015. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) after fifteen years: Review of global products. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 38: 292-301. doi: 10.1016/j.jag.2015.01.013.
- Alonso, V.; Liaudat Trombotto, D. 2013. Mapping and permafrost altitudes in a periglacial environment: the Laguna del Diamante Reserve (Central Andes, Argentina). *Zeitschrift für Geomorphologie* 57 (2): 171-186. doi: 10.1127/0372-8854/2012/0098.
- Ayala, Á.; Fariás-Barahona, D.; Huss, M.; Pellicciotti, F.; McPhee, J.; Farinotti, D. 2020. Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *The Cryosphere* 14. doi: 10.5194/tc-14-2005-2020.
- Benn, D.; Evans, D. 2010. *Glaciers and glaciation* (Second edition). Routledge, Taylor and Francis Group: 816 p. London.
- Boninsegna, J.; Villalba, R. 2006. Los escenarios de Cambio Climático y el impacto de los caudales. Fundación e Instituto Torcuato Di Tella, Informe técnico de la Secretaría de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la República Argentina: 26 p.
- Bown, F.; Rivera, A.; Acuña, C. 2008. Recent glaciers variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* 48: 43-44. doi: 10.3189/172756408784700572.
- Braun, M.H.; Malz, P.; Sommer, C.; Fariás-Barahona, D.; Sauter, T.; Casassa, G.; Soruco, A.; Skvarca, P.; Seehaus, T.C. 2019. Constraining glacier elevation and mass changes in South America. *Nature Climate Change* 9: 130-136. doi: 10.1038/s41558-018-0375-7.
- Burger, F.; Ayala, A.; Fariás, D.; Shaw, T.E.; MacDonell, S.; Brock, B.; McPhee, J.; Pellicciotti, F. 2019. Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrological Processes* 33 (2): 214-229. doi: 10.1002/hyp.13354.
- Caro, A.; Gimeno, F.; Rabatel, A.; Condom, T.; Ruiz, C. 2020. Glacier Clusters identification across Chilean Andes using Topo-Climatic variables. *Investigaciones Geográficas*: 60: 119-133.
- Chandler, B.; Lovell, H.; Boston, C.; Lukas, S.; Barr, I.D.; Benediktsson, Í.; Benn, D.; Clark, D.; Darvill, M.; Evans, D.; Ewertowski, M.; Margold, M.; Otto, J.; Roberts, D.; Stokes, C.; Storrar, R.; Stroeven, A. 2018. Glacial geomorphological mapping: A review of approaches and frameworks for best practice. *Earth-Science Reviews* 185: 806-846. doi: 10.1016/j.earscirev.2018.07.015.

- Cobos, D.; Boninsegna, J.A. 1983. Fluctuations of some glaciers in the Upper atuel river basin, Mendoza, Argentina. Cuaternary of south America and Antarctic Peninsula. 1° edition: 22 pages. eBook ISBN 9781003079187.
- Cortés, G.; Giroto, M.; Margulis, S. 2014. Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment* 141: 64-78. doi: 10.1016/j.rse.2013.10.023.
- DGA. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad cuenca del río Maipo. Ministerio de Obras Públicas de la República de Chile, Dirección General de Aguas, Informe Técnico: 125 p.
- Dussaillant, I.; Berthier, E.; Brun, F.; Masiokas, M.; Hugonnet, R.; Favier, V.; Rabatel, A.; Pitte, P.; Ruiz, L. 2019. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience* 12 (10): 802-808. doi: 10.1038/s41561-019-0432-5.
- Espizua, L. 1986. Fluctuations of the Rio del Plomo Glaciers. *Geografiska Annaler, Series A*, 68 (4): 317-327.
- Espizua, L.E.; Bengochea, J. 1990. Surge of Grande del Nevado Glacier (Mendoza, Argentina) in 1984: its evolution through satellite images. *Geografiska Annaler, Series A*, 72 A (3-4): 255-259. doi: 10.1080/04353676.1990.11880321.
- Espizua, L.; Maldonado, G. 2007. Glacier variations in the Central Andes (Mendoza province, Argentina) from 1896 to 2005. *In Environmental change and rational water use* (Scarpati, O.; Jones, A.; editors). Orientación Gráfica Editora: 353-366. Buenos Aires.
- Espizua, L.; Pitte, P. 2009. The Little Ice Age glacier advance in the Central Andes (35°S), Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 345-350. doi: 10.1016/j.palaeo.2008.10.032.
- Falaschi, D.; Lenzano, M.G.; Tadono, T.; Vich, A.; Lenzano, L. 2018. Balance de masa geodésico 2000-2011 de los glaciares de la cuenca del río Atuel, Andes Centrales de Mendoza. *Geoacta* 42 (2): 7-22.
- Falvey, M.; Garreaud, R.D. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research* 114 (D4): D04102. doi: 10.1029/2008JD010519.
- Farías-Barahona, D.; Vivero, S.; Casassa, G.; Schaefer, M.; Burger, F.; Seehaus, T.; Iribarren-Anacona, P.; Escobar, F.; Braun, M. 2019. Geodetic mass balances and area changes of Echaurren Norte Glacier (Central Andes, Chile) between 1955 and 2015. *Remote Sensing* 11 (3): 1-17. doi: 10.3390/rs11030260.
- Farías-Barahona, D.; Ayala, Á.; Bravo, C.; Vivero, S.; Seehaus, T.; Vijay, S.; Schaefer, M.; Buglio, F.; Casassa, G.; Braun, M. 2020. 60 years of glacier elevation and mass changes in the Maipo River Basin, central Andes of Chile. *Remote Sensing* 12 (10): 1-19. doi: 10.3390/rs12101658.
- Gargantini, H. 2008. Fluctuaciones de los glaciares de la cuenca del Tunuyán sur. Tesis de Licenciatura (Inédito), Universidad Nacional de San Juan: 52 p.
- Garreaud, R. 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 7 (1): 1-9. doi: 10.5194/adgeo-22-3-2009.
- Garreaud, R.D.; Vuille, M.; Compagnucci, R.; Marengo, J. 2009. Present-day South American climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 180-195. doi: 10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Garreaud, R.; Álvarez-Garreton, C.; Barichivich, J.; Boisier, J.P.; Christie, D.; Galleguillos, M.; LeQuesne, C.; McPhee, J.; Zambrano-Bigiarini, M. 2017. The 2010-2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences* 21: 6307-6327. doi: 10.5194/hess-21-6307-2017.
- González-Reyes, Á.; McPhee, J.; Christie, D.A.; Le Quesne, C.; Szejner, P.; Masiokas, M.H.; Villalba, R.; Muñoz, A.; Crespo, S. 2017. Spatiotemporal variations in hydroclimate across the Mediterranean Andes (30°-37°S) since the early twentieth century. *Journal of Hydrometeorology* 18 (7): 1929-1942. doi: 10.1175/JHM-D-16-0004.1.
- Hersbach, H.; Bell, B.; Berrisford, P.; Hirahara, S.; Horányi, A.; Muñoz-Sabater, J.; Nicolas, J.; Peubey, C.; Radu, R.; Schepers, D.; Simmons, A.; Soci, C.; Abdalla, S.; Abellan, X.; Balsamo, G.; Bechtold, P.; Biavati, G.; Bidlot, J.; Bonavita, M.; De Chiara, G.; Dahlgren, P.; Dee, D.; Diamantakis, M.; Dragani, R.; Flemming, J.; Forbes, R.; Fuentes, M.; Geer, A.; Haimberger, L.; Healy, S.; Hogan, R.J.; Lupu, E.; Radnoti, G.; de Rosnay, P.; Rozum, I.; Vamborg, F.; Villaume, S.; Thépaut, J. N. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 146 (730): 1999-2049. doi: 10.1002/qj.3803.
- ING. 2018a. Inventario Nacional de Glaciares. Informe de la cuenca del río Diamante, Provincia de Mendoza. Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la República Argentina: 1-71.
- ING. 2018b. Inventario Nacional de Glaciares. Informe de la cuenca del río Atuel, Provincia de Mendoza. Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sustentable de la República Argentina: 69 p.

- Izagirre, E.; Darvill, C.M.; Rada, C.; Aravena, J. 2018. Glacial geomorphology of the Marinelli and Pigafetta glaciers, Cordillera Darwin Icefield, southernmost Chile. *Journal of Maps* 14 (2): 269-281. doi: 10.1080/17445647.2018.1462264.
- Janke, J.R.; Ng, S.; Bellisario, A. 2017. An inventory and estimate of water stored in firm fields, glaciers, debris-covered glaciers, and rock glaciers in the Aconcagua River Basin, Chile. *Geomorphology* 296: 142-152. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.09.002.
- Jansson, P.; Hock, R.; Schneider, T. 2003. The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology* 282: 116-129. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00258-0.
- Kääb, A.; Bolch, T.; Casey, K.; Heid, T.; Kargel, J.; Leonard, G.; Paul, F.; Raup, B. 2014. Glacier mapping and monitoring based on spectral data (Kargel, J.F.; Leonard, G.J.; Bishop, M.P.; Kääb, A.; Raup, B.H.; editors). *Global Land Ice Measurements from Space* 3: 75-112. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7.
- Leiva, J. 1999. Recent fluctuations of the Argentinian glaciers. *Global and Planetary Change* 22 (1-4): 169-177. doi: 10.1016/S0921-8181(99)00034-X.
- Leiva, J. 2002. La Situación Actual de los Glaciares Andinos. IANIGLA, 30 years of Basic and Applied Research on Environmental Sciences: 181-185.
- Leiva, J.; Cabrera, G.; Lenzano, L. 2007. 20 years of mass balances on the Piloto glacier, Las Cuevas river basin, Mendoza, Argentina. *Global and Planetary Change* 59 (1-4): 10-16. doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.11.018.
- Liu, L.; Jiang, L.; Sun, Y.; Wang, H.; Yi, C.; Hsu, H. 2016. Morphometric controls on glacier mass balance of the puruogangri ice field, central tibetan plateau. *Water* 8 (11): 1-18. doi: 10.3390/w8110496.
- Llorens, R.E.; Leiva, J.C. 1995. Glaciological studies in the high Central Andes using digital processing of satellite images. *Mountain Research y Development* 15 (4): 323-330. doi: 10.2307/3673808.
- Lo Vecchio, A. 2020. Dinámica glaciar de la cuenca del río Santa Cruz, Andes Patagónicos Australes: estudio y análisis multiescalar mediante el uso de geotecnologías. Tesis de doctorado (Inédito), Universidad Nacional de Cuyo: 261 p.
- Lo Vecchio, A.; Lannutti, E.; Lenzano, M.; Mikkan, R.; Vacafior, P.; Lenzano, L. 2019. MODIS Image-derived ice surface temperature assessment in the Southern Patagonian Icefield. *Progress in Physical Geography* 43 (6): 030913331985102. doi: 10.1177/0309133319851022.
- Malmros, J.K.; Mernild, S.H.; Wilson, R.; Yde, J.C.; Fensholt, R. 2016. Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955-2013/14. *Journal of Glaciology* 62 (232): 391-401. doi: 10.1017/jog.2016.43.
- Malmros, J.K.; Mernild, S.H.; Wilson, R.; Tagesson, T.; Fensholt, R. 2018. Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000-2016). *Remote Sensing of Environment* 209: 240-252. doi: 10.1016/j.rse.2018.02.072.
- Masiokas, Mariano H.; Rivera, A.; Espizua, L.E.; Villalba, R.; Delgado, S.; Aravena, J.C. 2009. Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281 (3-4): 242-268. doi: 10.1016/j.palaeo.2009.08.006.
- Masiokas, M.; Christie, D.; Le Quesne, C.; Pitte, P.; Ruiz, L.; Villalba, R.; Luckman, B.; Berthier, E.; Nussbaumer, S.; González-Reyes, A.; McPhee, J.; Barcaza, G. 2016. Reconstructing the annual mass balance of the Echaurren Norte glacier (Central Andes, 33.5° S) using local and regional hydroclimatic data. *Cryosphere* 10 (2): 927-940. doi: 10.5194/tc-10-927-2016.
- Masiokas, M.H.; Rabatel, A.; Rivera, A.; Ruiz, L.; Pitte, P.; Ceballos, J.L.; Barcaza, G.; Soruco, A.; Bown, F.; Berthier, E.; Dussailant, I.; MacDonell, S. 2020. A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. *Frontiers in Earth Science* 8: 1-27. doi: 10.3389/feart.2020.00099.
- Meier, W.J.-H.; Griesinger, J.; Hochreuther, P.; Braun, M.H. 2018. An updated multi-temporal glacier inventory for the patagonian andes with changes between the little ice age and 2016. *Frontiers in Earth Science* 6: 1-6. doi: 10.3389/feart.2018.00062.
- Monnier, S.; Kinnard, C. 2017. Pluri-decadal (1955-2014) evolution of glacier-rock glacier transitional landforms in the central Andes of Chile (30-33° S). *Earth Surface Dynamics* 5: 493-509. doi: 10.5194/esurf-5-493-2017.
- NASA. 2016. ASTER Global Digital Elevation Map. <https://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>. (Última visita 19-12-2019).
- Ohmura, A. 2009. Completing the World Glacier Inventory. *Annals of Glaciology* 50 (53): 144-148. doi: 10.3189/172756410790595840.
- Paul, F.; Barrand, N. E.; Baumann, S.; Berthier, E.; Bolch, T.; Casey, K.; Frey, H.; Joshi, S. P.; Kononov, V.; Le Bris, R.; Mölg, N.; Nosenko, G.; Nuth, C.; Pope, A.; Racoviteanu, A.; Rastner, P.; Raup, B.; Scharrer, K.; Steffen, S.; Winsvold, S. 2013. On the accuracy of glacier outlines derived from remote-sensing data. *Annals of Glaciology*, 54(63): 171-182. doi: 10.3189/2013AoG63A296.

- Paul, F.; Bolch, T.; Briggs, K.; Kääb, A.; McMillan, M.; McNabb, R.; Nagler, T.; Nuth, C.; Rastner, P.; Strozzi, T.; Wuite, J. 2017. Error sources and guidelines for quality assessment of glacier area, elevation change, and velocity products derived from satellite data in the Glaciers\_cci project. *Remote Sensing of Environment* 203: 256-275. doi: 10.1016/j.rse.2017.08.038.
- Pellicciotti, F.; Ragetti, S.; Carenzo, M.; McPhee, J. 2014. Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment* 493: 1198-1208. doi: 10.1016/j.scitotenv.2013.10.055.
- Pfeffer, W. T.; Arendt, A. A.; Bliss, A.; Bolch, T.; Cogley, J. G.; Gardner, A. S.; Hagen, J. O.; Hock, R.; Kaser, G.; Kienholz, C.; Miles, E. S.; Moholdt, G.; Mölg, N.; Paul, F.; Radić, V.; Rastner, P.; Raup, B. H.; Rich, J.; Sharp, M. J.; Wyatt, F. R. 2014. The Randolph glacier inventory: A globally complete inventory of glaciers. *Journal of Glaciology* 60 (221): 537-552. doi: 10.3189/2014JogG13J176.
- Rabatel, A.; Castebrunet, H.; Favier, V.; Nicholson, L.; Kinnard, C.; Pino, E.; Serena, L. 2011. The Cryosphere Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29 °S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere* 5: 1029-1041. doi: 10.5194/tc-5-1029-2011.
- Rabatel, A.; Francou, B.; Soruco, A.; Gomez, J.; Cáceres, B.; Ceballos, J. L.; Basantes, R.; Vuille, M.; Sicart, J. E.; Huggel, C.; Scheel, M.; Lejeune, Y.; Arnaud, Y.; Collet, M.; Condom, T.; Consoli, G.; Favier, V.; Jomelli, V.; Galarraga, R.; Wagnon, P. 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosphere* 7(1): 81-102. doi: 10.5194/tc-7-81-2013.
- Reinthal, J.; Paul, F.; Granados, H.; Rivera, A.; Huggel, C. 2019. Area changes of glaciers on active volcanoes in Latin America between 1986 and 2015 observed from multi-temporal satellite imagery. *Journal of Glaciology* 65 (252): 542-556. doi: 10.1017/jog.2019.30.
- Rivera, A. 2019. Los glaciares de Chile central a seis décadas de los trabajos de Louis Liboutry. *In El hombre que descifró los glaciares: Louis Liboutry* (Turrel, M.; editor). *Aguas Andinas*: 250-255.
- Rivera, A.; Acuña, C.; Casassa, G.; Bown, F. 2002. Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology* 34: 367-372.
- Rivera, A.; Casassa, G.; Acuña, C.; Lange, H. 2000. Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones Geográficas* 34: 29-60. doi: 10.5354/0719-5370.2000.27709.
- Saavedra, F.; Kampf, S.; Fassnacht, S.; Sibold, J. 2018. Changes in Andes snow cover from MODIS data, 2000-2016. *The Cryosphere* 12: 1027-1046. doi: 10.5194/tc-12-1027-2018.
- Ruiz Pereira, S. F.; Veettil, B. K. 2019. Glacier decline in the Central Andes (33°S): Context and magnitude from satellite and historical data. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102249. doi: 10.1016/j.jsames.2019.102249.
- Sagredo, E.; Lowell, T. 2012. Climatology of Andean glaciers: A framework to understand glacier response to climate change. *Global and Planetary Change* 86-87: 101-109. doi: 10.1016/j.gloplacha.2012.02.010.
- Schiefer, E.; Menounos, B.; Wheate, R. 2008. An inventory and morphometric analysis of British Columbia glaciers, Canada. *Journal of Glaciology* 54 (186): 551-560. doi: 10.3189/002214308785836995
- Solomina, O. N.; Bradley, R. S.; Jomelli, V.; Geirsdottir, A.; Kaufman, D. S.; Koch, J.; McKay, N. P.; Masiokas, M.; Miller, G.; Nesje, A.; Nicolussi, K.; Owen, L. A.; Putnam, A. E.; Wanner, H.; Wiles, G.; Yang, B. 2016. Glacier fluctuations during the past 2000 years. *Quaternary Science Reviews* 149: 61-90. doi: 10.1016/j.quascirev.2016.04.008.
- Sruoga, P.; Llambías, E.; Fauqué, L.; Schonwandt, D.; Repol, D. 2005. Volcanological and geochemical evolution of the Diamante Caldera-Maipo volcano complex in the southern Andes of Argentina (34°10'S). *Journal of South American Earth Sciences* 19 (4): 399-414. doi: 10.1016/j.jsames.2005.06.003.
- Urrutia-Jalabert, R.; González, M.; González-Reyes, Á.; Lara, A.; Garreaud, R. 2018. Climate variability and forest fires in central and south-central Chile. *Ecosphere* 9 (4): 1-17. doi: 10.1002/ecs2.2171.
- Viale, M.; Bianchi, E.; Cara, L.; Ruiz, L.; Villalba, R.; Pitte, P.; Masiokas, M.; Rivera, J.; Zalazar, L. 2019. Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. *Frontiers in Environmental Science* 7: 1-15. doi: 10.3389/fenvs.2019.00069.
- Zalazar, L.; Ferri, L.; Castro, M.; Gargantini, H.; Gimenez, M.; Pitte, P.; Ruiz, L.; Masiokas, M.; Costa, G.; Villalba, R. 2020. Spatial distribution and characteristics of Andean ice masses in Argentina: results from the first National Glacier Inventory. doi: 10.1017/jog.2020.55.
- Zazulie, N.; Briche, E.; Raga, G.; Rusticucci, M. 2017. Spatio-temporal mapping of glacier fluctuations in the subtropical Central Andes: Case studies of Alto Del Plomo and Volcan Maipo. *Remote Sensing Applications: Society and Environment* 8: 140-147. doi: 10.1016/j.rsase.2017.08.009.

**Apéndice 1**

El cambio de área experimentado por la cubierta glaciaria del volcán Maipo entre 1976 y 2020 puede ser observado en un entorno de Realidad Aumentada a través de la App “VOLCAN MAIPO RA” disponible en Google PlayStore.