

Glaciar Pío XI: La excepción a la tendencia de desglaciación en Patagonia

Pío XI glacier: The exception to the deglaciation trend in Patagonia

Andrés Rivera¹²³

RESUMEN

El glaciar Pío XI también llamado Brügger (49°13'S 74°O), es el más grande del Campo de Hielo Sur (CHS), ha experimentado desde 1945 un aumento neto de área de 126 km² debido a un casi permanente estado de avance con tasas de 150 m/a y un engrosamiento de 2 m/a entre 1975 y 2013. Este comportamiento es una anomalía en Patagonia, puesto que es el único que tiene un avance neto en todo el CHS. La mayoría del resto de los glaciares del CHS han perdido masa a altas tasas, destacándose las pérdidas del Jorge Montt y O'Higgins. Varias hipótesis se han postulado para explicar el comportamiento anómalo del Pío XI, en particular debido a la ocurrencia de crecidas glaciares (o *surges* en inglés), pero hasta ahora no hay certeza de las causas de este comportamiento complejo. Se estima que las características topográficas, en particular la presencia en la zona de acumulación del activo volcán Lautaro, la cumbre más alta del CHS y un poco más al Sur la del Cordón Mariano Moreno la segunda montaña más alta del CHS, son una barrera formidable de cerca de 55 km norte-sur para los vientos predominantes del oeste, generando las mayores cantidades de precipitaciones sólidas de todo el CHS. El proceso de avance glaciar ha represado valles laterales generándose numerosos lagos proglaciares, y en su término, está formando una morrena frontal debido a las altas tasas de sedimentación, reduciendo significativamente la efectividad de los desprendimientos de témpanos.

ABSTRACT

The Pío XI glacier also called Brügger (49°13'S 74°W), the largest glacial basin of the Southern Patagonian Ice Field (SPI), has experienced a net increase in area of 126 km² since 1945 due to an almost permanent state of advance with rates of 150 m/a and a thickening of 2 m/a between 1975 and 2013. This behaviour is an anomaly in Patagonia, since it is the only glacier with a net advance throughout the SPI. Most of the rest of the glaciers of the SPI have lost mass at high rates, highlighting the losses of Jorge Montt and O'Higgins among many others. Several hypotheses have been proposed to explain the anomalous behaviour of Pío XI, particularly the presence of surging events that have occurred in several occasions, but so far there is no certainty of the causes that explain its complex behaviour. However, it is estimated that the topographic features of the glacier, in particular the presence in the accumulation zone of the active volcán Lautaro, the highest peak of the SPI, and a little more to the south the presence of the Cordón Mariano Moreno, the second highest mountain of the SPI, are a formidable barrier of about 55 km north-south for the prevailing westerly winds, generating the largest amounts of solid precipitation of all the CHS. The process of glacial advance has repressed lateral valleys generating numerous proglacial lakes, and in its term, it is forming a frontal moraine due to the high sedimentation rates, significantly reducing the calving area.

Palabras claves: Patagonia, glaciar, desprendimiento témpanos, crecidas

Keywords: Patagonia, glacier, iceberg calving, surges

¹ Laboratorio de Glaciología, Centro de Estudios Científicos, CECs

² Departamento de Geografía, Universidad de Chile

³ Proyecto FONDECYT N°1171832

Fecha de recepción: 3 de julio de 2018

Fecha de aceptación: 4 de noviembre de 2018

INTRODUCCIÓN

A principios de la década de los 90 se publicó en la revista *Terra Australis* (Rivera, 1992) un artículo científico describiendo las características del glaciar Pío XI del CHS (Figura 1) durante el siglo XX, sus cambios a esa fecha y el impacto en su

entorno. Después de casi tres décadas, y en conmemoración del relanzamiento de esta revista, se ha estimado conveniente actualizar dichos contenidos describiendo lo acaecido por este glaciar, el más grande del CHS con 1.304 km² de superficie en el 2018.

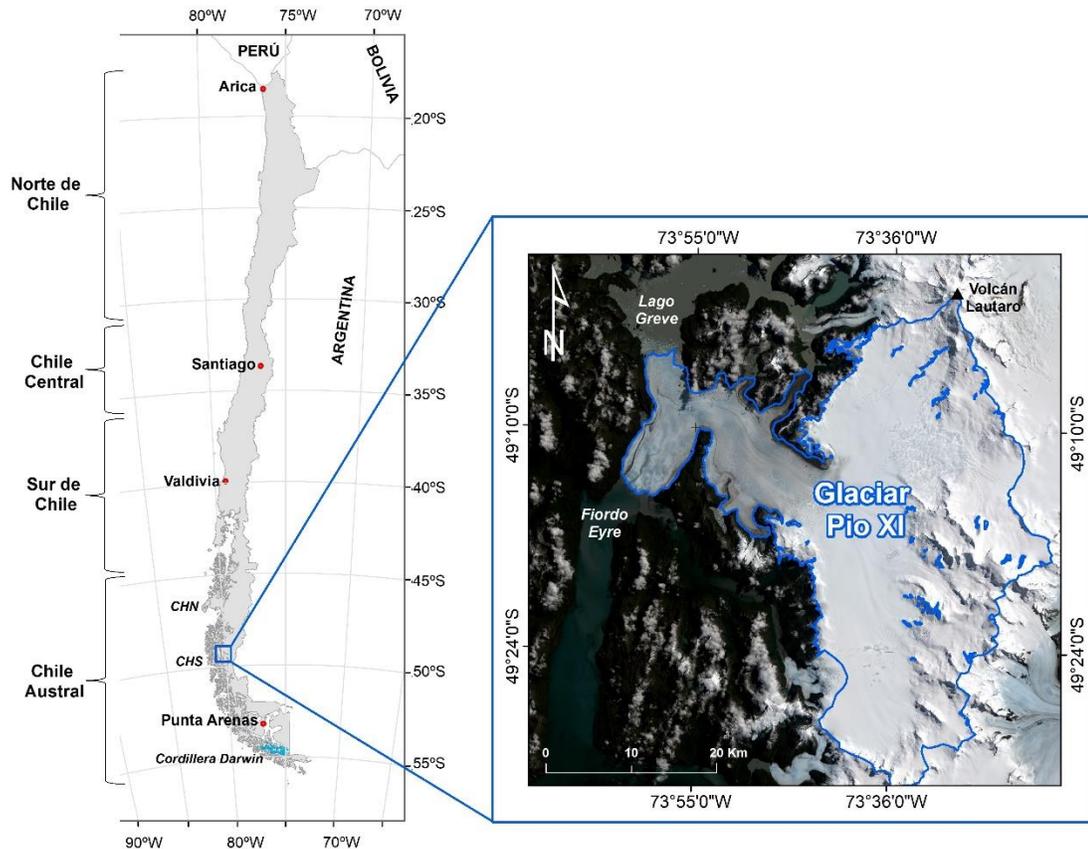


Figura 1: Cuadro de ubicación.

EL CHS con cerca de 14.151 km² de hielo repartidos entre Chile y Argentina es la mayor masa continua de hielo del hemisferio Sur fuera de Antártica que se extiende desde los 48, 3^o a los 51, 6^o S (Rivera et al., 2016). Su superficie ha sido dividida en más de 48 cuencas principales, la mayoría de las cuales han experimentado fuertes pérdidas de área desde el año 1945, fecha del primer levantamiento aerofotogramétrico de esta región realizado con cámaras Trimetrogon, que fueron usadas por el Instituto Geográfico Militar de Chile para generar las primeras cartas preliminares de esta parte del país a escala 1:250.000. Al comparar las posiciones actuales de

los glaciares con estas primeras fotos aéreas, se ha comprobado cambios muy significativos como los experimentados por el glaciar Jorge Montt, que retrocedió más de 22 km desde fines del siglo XIX, dando paso a un fiordo inexistente que tiene profundidades de más de 400 m (Rivera et al., 2012a).

Junto a este retroceso, se ha detectado una pérdida volumétrica importante (Rignot et al., 2003; Willis et al., 2012), con algunas contadas excepciones, siendo la más importante la del Pío XI que ha tenido ganancias de masa (Rivera & Casassa 1999) y la del Perito Moreno que se ha mantenido en una condición de equilibrio con

mínimos avances y retrocesos que han resultado en numerosos embalsamientos y posteriores rupturas del Brazo Rico del lago argentino (Lenzano et al., 2018). No obstante estas pérdidas generalizadas, se ha modelado que el CHS tiene en promedio un balance de masa positivo desde 1975 a 2011 (Schaefer et al., 2015), lo que ha sido refutado al analizar modelos digitales de elevación de distintas épocas, donde se han medido balances de masa negativos para el CHS en su conjunto, con resultados sin embargo muy distintos dependiendo del método empleado, destacándose la pérdida entre 2000 y 2016 de $-11,84 \pm 3,3$ Gt/a usando SRTM versus TanDEM-X (Malz et al., 2018) y de $-21,29 \pm 0,38$ Gt/a usando CryoSat-2 data (Foresta et al., 2018). Estas importantes discrepancias son motivo de ingentes esfuerzos investigativos en la zona, que requieren datos *in situ* para reducir las actuales incertidumbres.

A dicho retroceso y pérdida volumétrica generalizada, se suma en muchos casos un aceleramiento del flujo de hielo (Mouginot & Rignot, 2015), particularmente a partir de la década de los 80, cuando el acceso a imágenes satelitales aumentó.

La mayor parte de los glaciares del CHS son desprendentes, en otras palabras, producen témpanos (*calving* en inglés), lo que en el largo plazo es la principal fuente de pérdidas de masa. Este proceso puede darse en fiordos sometidos a marea (*tidewater calving glaciers*) o en lagos (*freshwater calving glaciers*). En todos estos casos, el comportamiento de este tipo de glaciares desprendentes está bien correlacionado con la profundidad del agua de fiordos o lagos donde estos terminan (Rivera et al., 2012b). Uno de los principales efectos de la actividad de *calving* es que puede generar respuestas no climáticas de tipo dinámico del hielo. En periodos de alta actividad desprendente, el hielo puede retroceder en aguas profundas, acelerarse y adelgazar, en un proceso de estiramiento longitudinal que puede propagar las perturbaciones frontales aguas arriba, incluso hasta las divisorias de hielo, en especial cuando las zonas de acumulación comparten una meseta relativamente plana (*plateau*). En periodos de baja actividad de *calving*, el glaciar puede tener un balance de masa positivo y avanzar, incluso en el caso de tener suficiente masa, puede traspasar sectores profundos de fiordos y lagos hasta formar morrenas frontales donde puede estabilizarse.

Este ciclo de avance / retroceso de glaciares que producen témpanos, se conoce en literatura inglesa como el *Tidewater Calving Cycle*, (TWC, Post et al., 2011), el que no sólo se da en glaciares que terminan en fiordos. En el CHS hay varios glaciares que representan bien todas las fases del TWC, incluyendo aquellos que están experimentando colapsos frontales como el glaciar Jorge Montt (Rivera et al., 2012a), o los que tuvieron dicho colapso y ahora están en equilibrio como el Upsala (Sakakibara & Sugiyama, 2014), y finalmente los que están en la fase más positiva del TWC como el Pío XI que.

Debido al comportamiento muy distinto del Pío XI respecto de sus congéneres del CHS, se estima que el Pío XI podría ser un glaciar tipo galopante (Rivera, 1992) o con crecidas tipo *surge* por su nombre en inglés, proceso en que un glaciar tiene periodos con velocidades altas y avances con arqueamiento de morrenas superficiales (*loops*) y gran desplazamiento de masa aguas abajo, los que son seguidos por periodos tranquilos en que el hielo se mantiene en forma quiescente hasta que su balance de masa vuelve a ser positivo induciendo un nuevo periodo de avances repentinos (Cuffey & Paterson 2010). Estas hipótesis de comportamientos anómalos respecto del clima con respuestas no lineales han sido discutidas con anterioridad por varios autores para el Pío XI (Warren & Rivera, 1994; Rivera et al., 1997; Wilson et al., 2016). Estas hipótesis también se analizarán en este trabajo.

MATERIALES Y MÉTODO

Para este trabajo se utilizaron imágenes satelitales Landsat 8 OLI adquiridas entre el año 2014 y 2018, las que fueron analizadas con composiciones (RGB 5/4/3). Se usaron, además, imágenes Landsat ETM+ del 27/10/2000 y finalmente una Landsat TM del 14/02/1986, originalmente empleada por Aniya et al., (1996), pero que en este trabajo fue re-interpretada. Estas imágenes fueron co-registradas e interpretadas con el fin de estimar frentes, nunataks y áreas comparables. Se utilizó el datum WGS84 y una proyección Universal Transversal de Mercator (UTM 18S) para los tres mosaicos.

Se utilizaron además datos de topografía superficial (Modelos Digitales de Elevación, MDE) disponibles globalmente, como el SRTM del año 2000 con un error estimado de 7 m verticales, y el TanDem-X, que para este estudio se usó una

compilación de imágenes que van del año 2012 al 2014 (se asignará el año 2013 a este MDE) y que tienen un error vertical estimado de 3 m. Se incluyeron también datos del instituto geográfico Militar de Chile (IGM) de las cartas regulares disponibles de 1975 y datos de altimetría láser obtenidos por el Centro de Estudios Científicos con sensores transportados por helicópteros el año 2007 (Wilson et al., 2016).

Se utilizaron también fotografías aéreas de numerosos vuelos, incluyendo las Trimetrogon, las McHurd de 1975 y las IGM 1995. Con ellas se mapeó la superficie glaciar, sus características morfológicas en especial las inflexiones de sus morrenas superficiales siguiendo las categorías de Hambrey and Lawson, (2000).

Se utilizaron datos diarios de precipitación basados en el producto grillado elaborado por el

Center for Climate and Resilience Research (CR2MET). El conjunto de datos CR2MET contiene información meteorológica (precipitación, temperaturas medias y extremas) en una grilla rectangular de 0.05° latitud-longitud (aproximadamente 5km) para el territorio de Chile continental y el periodo 1979-2016. Para la estimación del campo de precipitación, primero se

obtuvo el promedio del monto acumulado anual entre 1980 y 2010 en cada pixel de la grilla del CR2MET. Luego, por cada glaciar se calculó el monto total de precipitación de todos los pixeles ubicados sobre la cota 1100 m snm (Línea de equilibrio regional) y que estuvieran contenidos en el área del glaciar.

RESULTADOS

Cambios frontales y areales

Después de un ciclo de avances y posteriores retrocesos en la década de 1920, cuando el glaciar embalsó el valle ocupado por un colono noruego de apellido Samsing, el glaciar retrocedió hacia 1945 hasta una posición similar a la mapeada por la expedición británica de 1836 (Rivera 1992). A partir de principios de la década de 1950 y hasta 1993, el glaciar comenzó un nuevo ciclo de avances casi ininterrumpidos, que llevó al frente Sur del glaciar, que termina en el fiordo Eyre, a destruir árboles. Desde esa fecha y hasta el presente, el glaciar se ha mantenido con leves avances y retrocesos, alcanzando un nuevo máximo en el año 2018 (Figura 2).

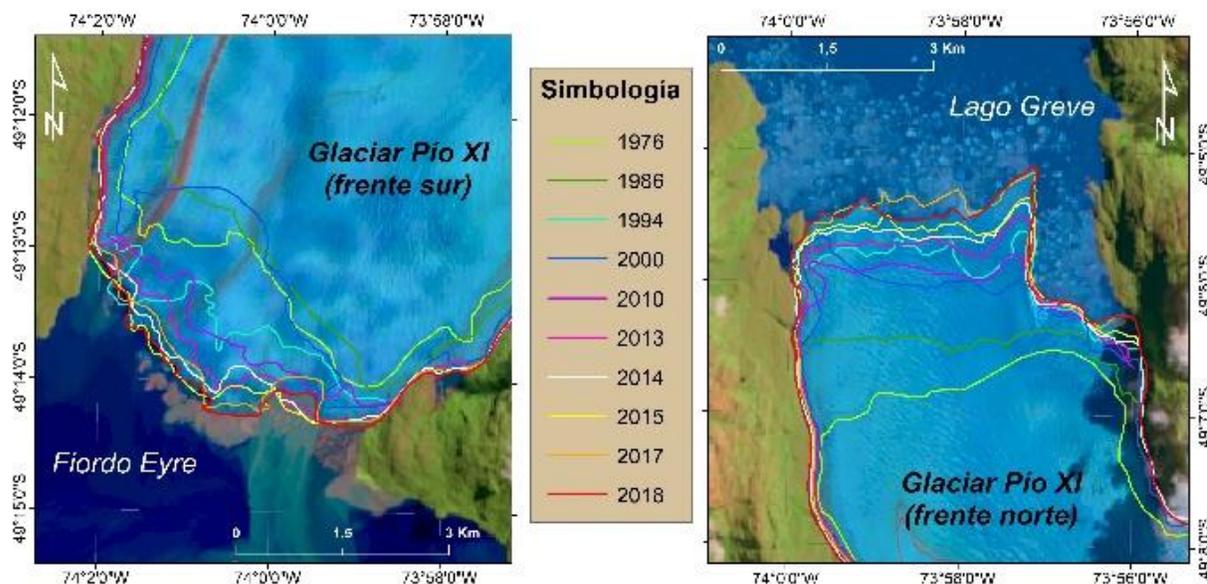


Figura 2: Cambios frontales del glaciar Pío XI (arriba). Abajo izquierda zoom al frente sur en el fiordo Eyre y abajo derecha, el frente norte en lago Greve.

En la actualidad el glaciar está en contacto con árboles, en particular Ciprés de las Guaitecas

(*Pilgerodendron uviferum*) que, de acuerdo a estudios dendrocronológicos realizados en 1993

en la zona, tenían 320 años promedio (Rivera et al., 1997), por lo que en la actualidad se estima tienen como mínimo unos 345 años. Esto implica que el glaciar sigue en su posición máxima neoglacial, a diferencia de casi toda la Patagonia donde están dándose las mínimas extensiones glaciares desde la pequeña Edad del hielo (Masiokas et al., 2009).

En síntesis, el glaciar Pío XI ha avanzado desde 1945 hasta la fecha un total de 11 km en su frente Sur, record absoluto de Chile. El frente Norte del glaciar volvió a embalsar el valle del colono noruego Samsing a principios de la década de 1960, formando lo que hoy es llamado lago Greve. Este frente norte ha tenido oscilaciones menores, pero desde 1945 ha tenido un avance neto de 6 km (Figura 2).

En términos de área glacial desde 1945, se compara el comportamiento del Pío XI con otros glaciares desprendentes del Campo de Hielo Sur, confirmándose las tendencias contrastadas, por un lado, con una ganancia neta de 126 km² en el Pío XI lo que representa un aumento del 11% respecto del año 1945, y en el otro extremo, una pérdida total de 121 km² en el Jorge Montt en el mismo periodo (1945-2018), lo que equivale a una reducción de un 22% en este período (Figura 3 y Tabla 1).

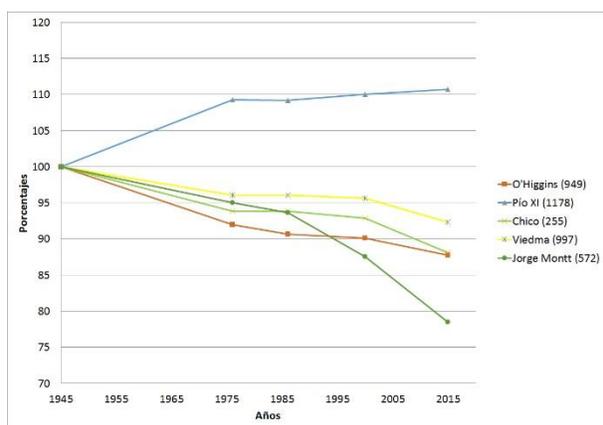


Figura 3: Cambios areales comparados en %. En la leyenda, se indica para cada glaciar el área en el año 1945 en km² (100%).

Áreas por año (km ²)					
Año	O'Higgins	Pío XI	Chico	Viedma	Jorge Montt
1945	949	1178	210	987	562

1976	873	1287	197	948	534
1986	860	1286	197	948	526
2000	855	1296	195	944	492
2018	833	1304	185	911	441
Variaciones areales acumuladas (km ²)					
Año	O'Higgins	Pío XI	Chico	Viedma	Jorge Montt
1945	0	0	0	0	0
1976	-76	109	-13	-39	-28
1986	-89	108	-13	-39	-36
2000	-94	118	-15	-43	-70
2018	-116	126	-25	-76	-121
Variación areal acumulada (porcentajes)					
Año	O'Higgins (976)	Pío IX (1178)	Chico (255)	Viedma (997)	Jorge Montt (572)
1945	100	100	100	100	100
1976	92	109	94	96	95
1986	91	109	94	96	94
2000	90	110	93	96	88
2018	88	111	88	92	78
Variaciones areales anuales (km ² /a)					
Año	O'Higgins	Pío XI	Chico	Viedma	Jorge Montt
1945					
1976	-2.5	3.5	-0.4	-1.3	-0.9
1986	-1.3	-0.1	0.0	0.0	-0.8
2000	-0.4	0.7	-0.1	-0.3	-2.4
2018	-1.2	0.4	-0.6	-1.8	-2.8

Tabla 1 Área comparadas del glaciar Pío XI y otros glaciares del CHS

Morfología Superficial

A partir de fotografías aéreas verticales de 1995, se mapeó la superficie del glaciar Pío XI con el objetivo de ilustrar su compleja morfología, destacándose varias estructuras típicas del hielo, que indican procesos de deformación y flujo diferenciados espacialmente (Hambrey and Lawson, 2000). Destacan entre las estructuras detectadas las líneas de flujo principales, varias zonas con ojivas o bandeamientos producidos por sectores de hielo con flujos alternados y ondulantes y de gran velocidad, las zonas de foliación particularmente visibles en la lengua

terminal, las morrenas superficiales inflectadas también en la parte baja, los campos de grietas en casi todo el glaciar, y los lagos proglaciares embalsados por el avance glaciar ubicados a ambos costados de la lengua principal (Figura 4). En total, el avance del Pío XI desde 1945 ha

generado 12 lagos proglaciares, destacándose entre ellos el lago Greve que cubre un área de 205 km² en el 2018 y que evacúa sus aguas por un costado del glaciar Occidental ubicado más al norte.

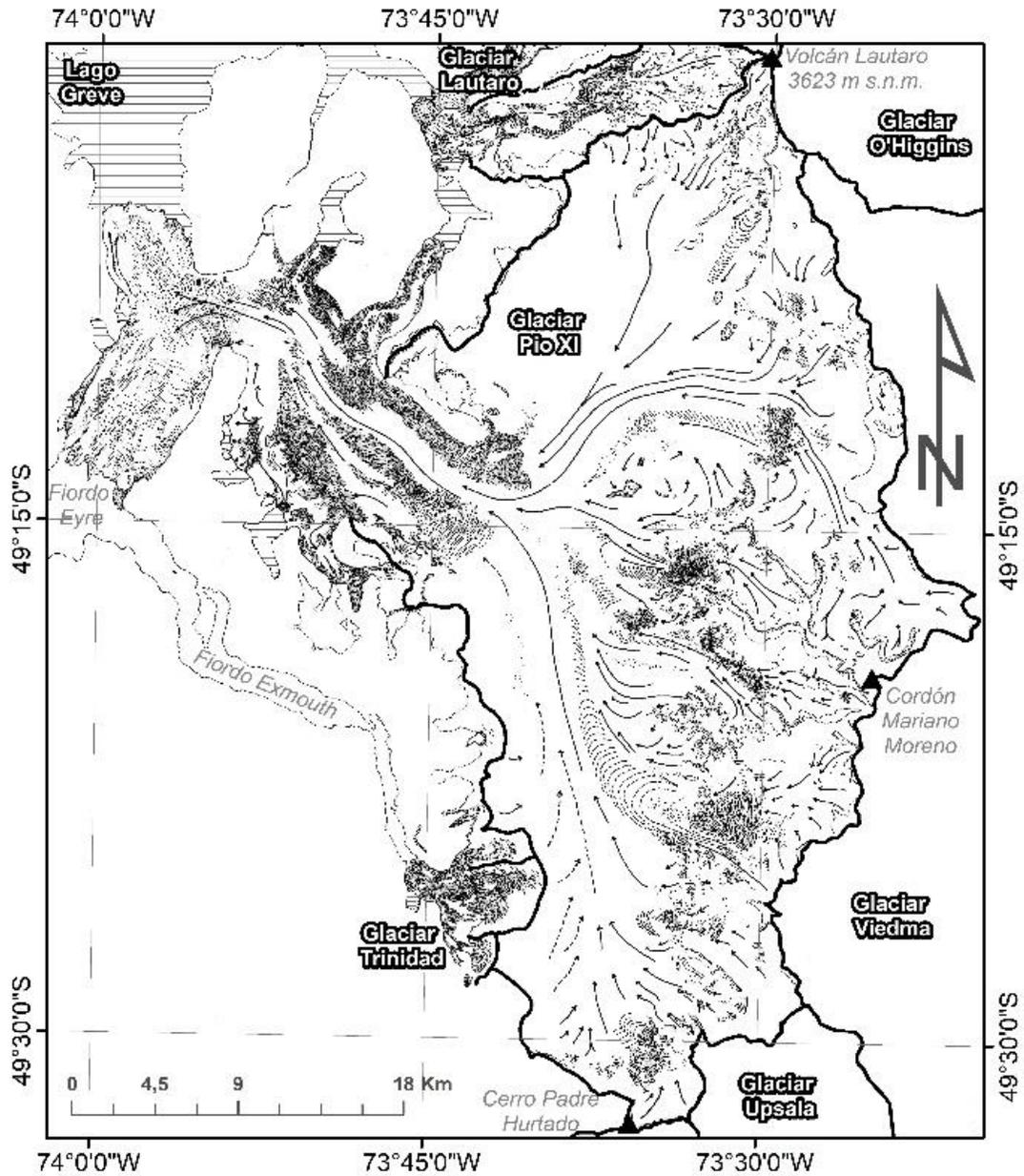


Figura 4: Morfología superficial del glaciar Pío XI, Lautaro y Trinidad.

Velocidades del hielo y patrones superficiales de inflexiones morrénicas

Gracias al análisis de los patrones de flujo y deformación de las morrenas superficiales existentes en el glaciar Pío XI, se ha podido describir en detalle los cambios experimentados desde 1945, en particular los procesos de compresión y extensión que han tenido lugar en la parte baja, donde se ve claramente cómo se han curvado las bandas morrénicas, para luego haber

sido elongadas, hasta que en años posteriores se van perdiendo en la medida que el glaciar fluye hasta ambos frentes terminales desprendentes del glaciar.

En Rivera (1992) se describieron estos procesos relacionados con las inflexiones morrénicas entre el año 1945 y 1992, luego en Wilson et al (2016) se adicionaron los análisis de varios años entre 1997 y 2014. En este trabajo, se agregaron los años 1985, 1990, 2008, 2013, 2015, 2017 y 2018

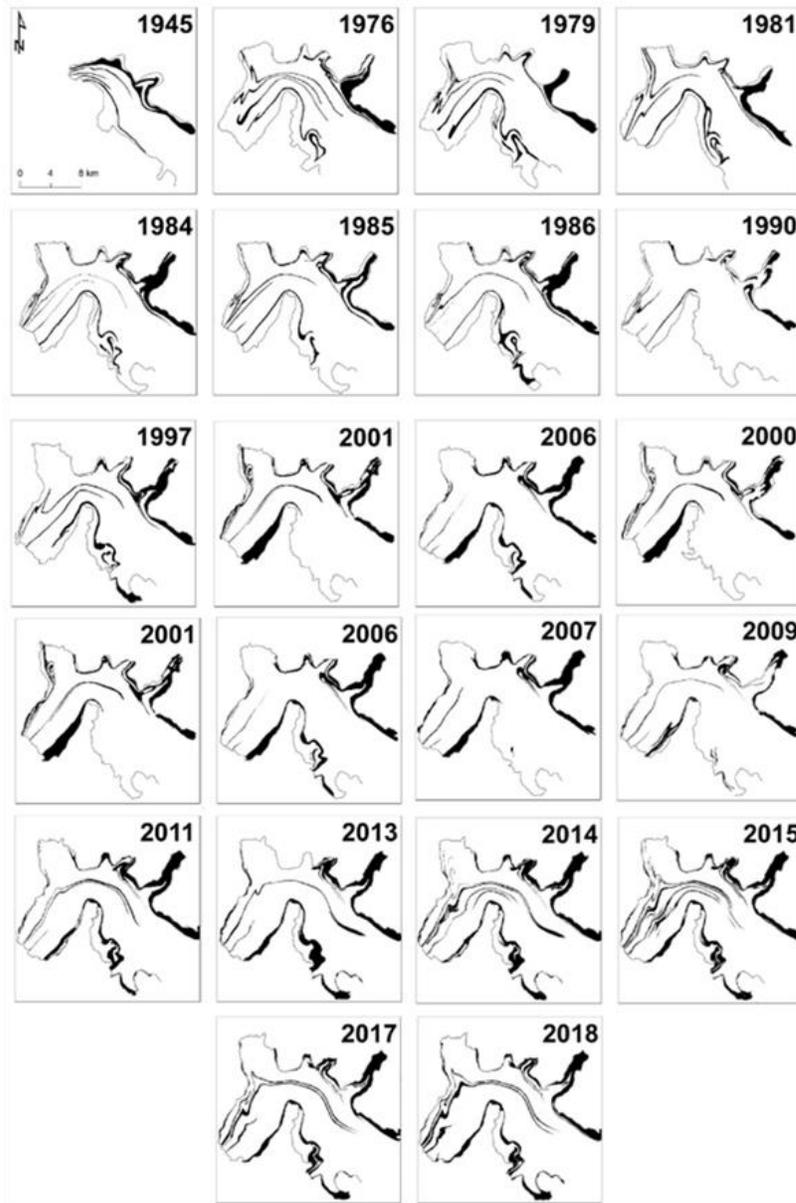


Figura 5: Cambios en los patrones de las morrenas superficiales.

Las inflexiones más conspicuas (*loops*) son las de 1976-1979, 1997-1998 y 2014-2018. Los mayores *loops*, precedieron al período con mayores velocidades (alrededor el año 1986 y 2000), cuando se estima que el glaciar tuvo crecidas o *surges* (Wilson et al., 2016) con velocidades frontales de 10 y hasta un máximo de 15 m/día (Sakakibara & Sugiyama, 2014).

Cambios de elevación

Para analizar los cambios de elevación 1975-2013 se compararon los MDE disponibles en dos perfiles topográficos. El primero es uno transversal de 16.360 m de largo, delineado desde el frente sur hasta el frente norte del glaciar Pío XI (Figura 6 arriba), donde se ve que desde 1975 ha habido un engrosamiento progresivo del hielo, con un máximo en la parte central de este perfil de casi 130 m, con un promedio de 2,4 m/a.

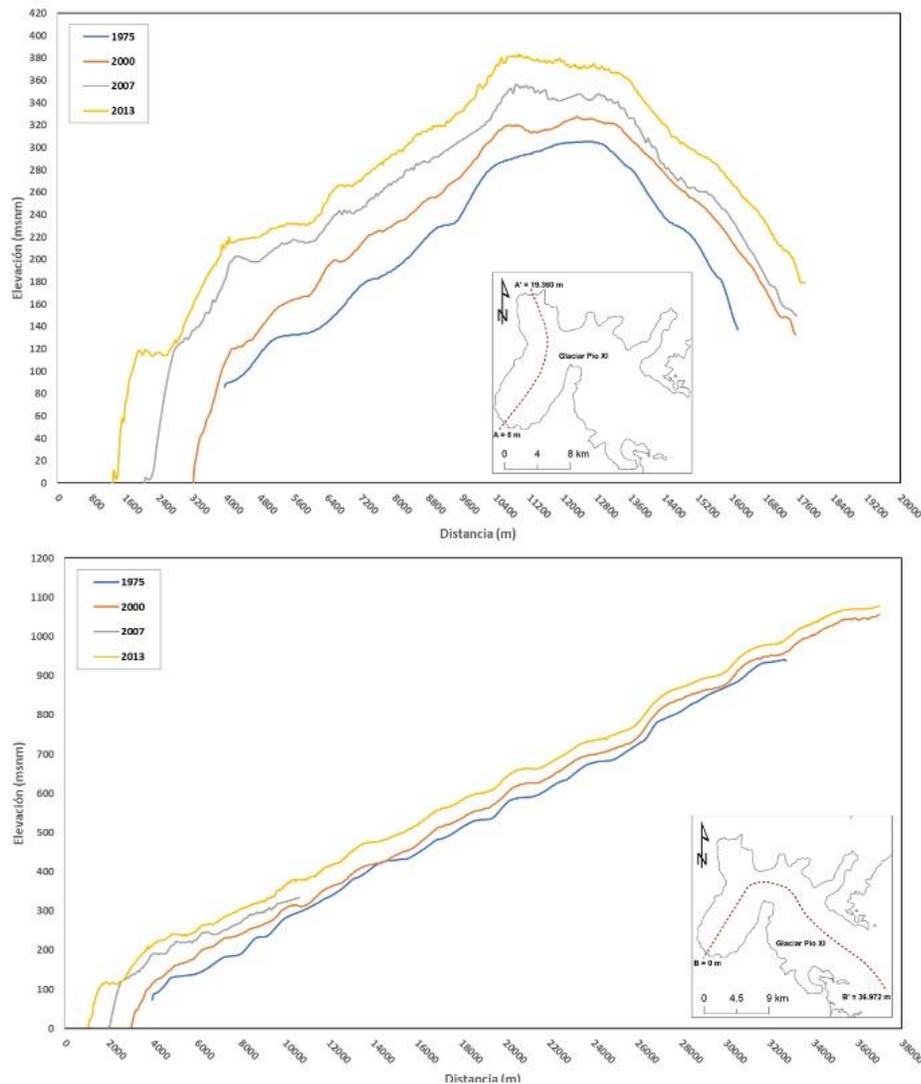


Figura 6: Cambios de elevación en perfil transversal (arriba) y longitudinal (abajo) en la zona de ablación del glaciar Pío XI. Actualizados a partir de Wilson et al., (2016).

También se puede constatar el avance del frente sur de casi 2.400 m entre el año 1975 y el 2013. El segundo es un perfil longitudinal de 36.972 m de largo (Figura 6 abajo) desde el frente sur en el fiordo Eyre hasta la línea de equilibrio del glaciar a 1100 m snm. A lo largo de este perfil se puede ver que el glaciar también engrosó en toda su extensión, con valores máximos de casi 140 m cerca del frente sur y mínimos del orden de 50 m en el final del perfil. La tasa de engrosamiento promedio a lo largo de este perfil es de 1,9 m/a, con una clara distribución de engrosamientos máximos en la parte baja cerca del frente y valores mínimos en la parte superior.

DISCUSIÓN

El comportamiento anómalo del Pío XI en el contexto patagónico es similar al observado por un pequeño número de glaciares, uno de los cuales es el glaciar Trinidad (49°24'S 73°45'W) ubicado al final del fiordo Exmouth y que nace en el mismo *plateau* desde donde nace el Pío XI (Figura 4). Este pequeño glaciar ya avanzaba contra árboles centenarios a fines de la década del 2000 (Masiokas et al 2009) totalizando un avance de 2.4 km entre 1976 y 2018. Otro está en los Andes patagónicos de la región de Los Lagos, donde Rivera et al., (2012c) reportaron que el glaciar Amarillo del volcán Michinmahuida (42°52'S 72°28'W) avanzó cerca de 250 metros, posiblemente en respuesta a la actividad del volcán Chaitén del año 2008. Otro glaciar que también ha avanzado en décadas recientes es el Garibaldi (54°42'S 69°56'W) en el margen sur de Cordillera Darwin (Bown et al., 2014) y que desde 1986 al 2018 avanzó 2.3 km. El último caso reportado de avances glaciares también está en Cordillera Darwin, pero esta vez en su margen norte al final del Fiordo Parry (54°40'S 69°29' W), donde dos glaciares desprendentes han avanzado unos 500 m (Rivera et al., 2017), uno de los cuales estaba destruyendo árboles el verano del año 2018 (Donoso, comunicación personal).

Estos pocos glaciares que avanzan son la excepción de la tendencia general de retroceso y se han postulado varias hipótesis para explicarlas: 1) actividad volcánica, 2) crecidas o *surges*, 3) cambios en la presión hidrostática en la base del glaciar, 4) precipitación más alta que otras regiones, 5) relaciones particulares de los frentes

desprendentes con la batimetría y las tasas de sedimentación. Debido a la falta de mayores antecedentes para el Pío XI, en particular sobre los procesos subglaciares que lo afectan, es difícil decidirse por una explicación o una combinación de ellas. Lo que sí se puede concluir, es que el Pío XI tiene los 3 elementos considerados necesarios para definir un glaciar que experimenta crecidas o *surges* (Sevestre and Benn, 2015), 1, la presencia de ciclos de velocidades con diferencias de órdenes de magnitud entre algunos de ellos, 2, el avance del frente terminal fuera de sincronía respecto de otros glaciares aledaños y 3, la presencia de inflexiones en las morrenas superficiales. La pregunta que queda es por qué tiene estas características.

Los glaciares tipo *surge* como el Pío XI, tienen una transferencia de masa desde las zonas de acumulación a las de ablación que no es constante en el tiempo. Esto puede deberse a que el balance de masa es muy variable año tras año, habiendo ciclos muy positivos, versus otros negativos. En Patagonia, si bien se han identificado ciclos en las precipitaciones (Rivera and Casassa, 1999), estos no son suficientemente distintos como para generar comportamientos tan contrastados en el balance de masa. No obstante, lo anterior, el Pío XI es el glaciar que recibe la mayor precipitación sólida del CHS, con cerca de 5500 mm anuales promedios para toda su cuenca alta (Figura 7), lo que se explica principalmente por la presencia de una barrera topográfica a los vientos del oeste predominantes, constituida por dos cordones montañosos con alturas culminantes por encima de los 3000 m snm, el activo volcán Lautaro (3623 m snm) y el Cordón Mariano Moreno (3249 m snm). Inmediatamente a barlovento de esta barrera, el Pío XI tiene además un *plateau* o altiplano en altura (por encima de los 1200 m snm) lo que genera una curva hipsométrica muy favorable para la acumulación de nieve (Rivera et al, 2011), dado que su línea de equilibrio más debajo, aproximadamente entre los 800 y 1100 m snm (Rivera and Casassa, 1999), lo que determina un área de acumulación que representa el 81% del área total (De Angelis 2014). En el CHS son pocos los glaciares que tienen estas condiciones especiales, y más importante, ninguno las tiene combinadas como el Pío XI.

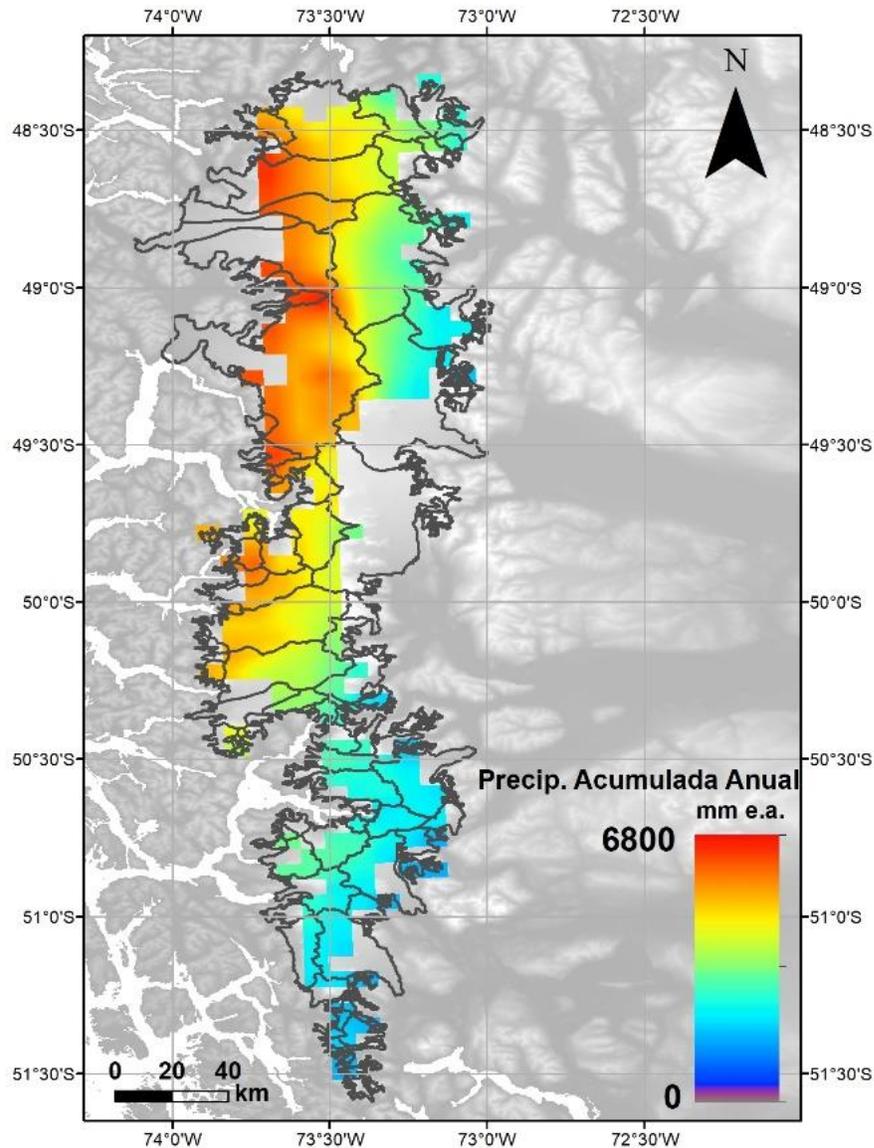


Figura 7: Precipitaciones en el CHS

En este marco topográfico, y con las altas precipitaciones sólidas en este sector, es dable entender que el glaciar tenga un balance de masa positivo (Malz et al, 2018) y, por ende, que están dadas las condiciones para que pueda engrosar y avanzar como lo ha hecho en las últimas décadas. Finalmente, la pregunta remanente es porqué la transferencia de masa no es lo suficientemente eficiente y haya ciclos de crecidas versus otros estables o con retrocesos menores. La respuesta puede relacionarse con el denominado TWC de

Post et al, (2011), dado que en el caso del Pío XI, su posición actual es típica de un ciclo de avance o máxima extensión, donde la sedimentación es muy alta y la construcción de morrenas frontales disminuye la eficiencia del desprendimiento de témpanos, dando por lo tanto soporte basal al frente de hielo reduciendo las tasas de *calving*.

CONCLUSIONES

Después de 28 años desde la publicación en Terra Australis de un artículo sobre las variaciones históricas del glaciar Pío XI en el CHS, se han presentado en este artículo datos nuevos con sus cambios recientes, confirmándose que sigue experimentando un avance frontal constituyéndose en una excepción a la tendencia generalizada de retroceso glaciar observada en Chile y gran parte del mundo. Se han actualizado los cambios frontales, areales, morfológicos y dinámicos de este glaciar, concluyéndose que se trata de uno del tipo *surge* porque ha experimentado crecidas cíclicas con avances frontales, inflexión de morrenas superficiales y cambios significativos de velocidades del hielo. El Pío XI tiene estas características, en parte debido a sus condiciones topográficas, que lo convierten en el glaciar con las mayores acumulaciones de nieve de todo el CHS. Estas condiciones topográficas también se relacionan con la presencia del volcán Lautaro, cuya actividad puede explicar cambios en la hidrología basal del hielo y por ende en la transferencia de masa desde la zona de acumulación.

REFERENCIAS

- Aniya, M., H. Sato, R. Naruse, P., Skvarca, C., Casassa, The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 62. 1996. Pages 1361-1369.
- Bown F, Rivera A, Zenteno P, Bravo C, Cawkwell F (2014), First glacier inventory and recent glacier variation on Isla Grande de Tierra del Fuego and adjacent islands in Southern Chile. In: J.S. Kargel, G.J. Leonard, M.P. Bishop, A. Kaab, B. Raup (eds). Global Land Ice Measurements from Space, Springer-Praxis. ISBN: 978-3540798170, chapter 28, 661-674. Cuffey, K & W. Paterson (2010), The physics of glaciers. Elsevier, 702 pp.
- De Angelis, H., Hypsometry and sensitivity of the mass balance to changes in equilibrium-line altitude: the case of the Southern Patagonia Icefield. J. Glaciol. 60(219), 2014. Pages 14–28.
- Foresta, I. N. Gourmelena, F. Weissgerber, P. Nienow, J. Williams, A. Shepherd, M. Drinkwater and S. Plummer (2018), Heterogeneous and rapid ice loss over the Patagonian Ice Fields revealed by CryoSat-2 swath radar altimetry Remote Sensing of Environment 211, 2018. Pages 441–455.
- Hambrey M., W. Lawson. Structural styles and deformation fields in glaciers: a review. In Maltman, A, Hubbard, B & Hambrey, M. (Eds). Deformation of glacial materials. Geological Society, Londo, Special publication 176, 2000. Pages 59-83.
- Lenzano, E. Lannutti, Ch. Toth, L. Lenzano, A. Lo Vecchio, D. Falaschi, A. Vich, Analyzing the oscillations of the Perito Moreno Glacier, using time-lapse image sequences Cold Regions Science and Technology 146, 2018. Pages 155–166.
- Malz, P., W. Meier, G. Casassa, R. Jaña, P. Skvarca, M. Braun, Elevation and Mass Changes of the Southern Patagonia Icefield Derived from TanDEM-X and SRTM Data. Remote Sens. 10, 188; doi:10.3390/rs10020188, 2018.
- Masiokas, M., Rivera, A., Espizúa, L., Villalba, R., Delgado S., J.C. Aravena, Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 281, 2009. Pages 242–268.
- Mouginot, J. and E. Rignot, E., Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984-2014. Geophys. Res. Lett. 42 (5), 1441–1449. <http://dx.doi.org/10.1002/2014GL062661>. 2015.
- Post, A., O'Neel, S., Motyka, R., Streveler, G., A complex relationship between calving glaciers and climate, EOS, 92, 2011. Pages 305–306.
- Rignot, E., A. Rivera, G. Casassa, Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. Science, 302(5644), 2003. Pages 434–437.
- Rivera, A., El Glaciar Pío XI: Avances y retrocesos, el impacto sobre su entorno durante el presente siglo. Rev. Geo. Chile Terra Aust., 36, 1993. Pages 33–62.

Rivera, A., G. Casassa, Volume changes on Pio XI glacier, Patagonia: 1975–1995. *Global Planet. Change*, 22, 1995. Pages 233–244

Rivera, A., F. Cawkwell, C. Rada & C. Bravo. Hypsometry. In: V. SINGH, P. SINGH & U. HARITASHYA (Eds.). *Encyclopedia of Snow Ice and Glaciers*. Springer, The Netherlands, 2011. Pages 551-554.

Rivera, A., M. Koppes, C. Bravo, J. Aravena, Little Ice Age advance and retreat of Glaciar Jorge Montt, Chilean Patagonia, *Climate of the Past*, 8, 2012. Pages 403–414.

Rivera, A., J. Corripio, C. Bravo, S. Cisternas, Glaciar Jorge Montt dynamics derived from photos obtained by fixed cameras and satellite image feature tracking. *Annals of Glaciology*, 53(60), 2012. Pages 147-155.

Rivera, A., F. Bown, D. Carrión, P. Zenteno, Glacier responses to recent volcanic activity in Southern Chile. *Environmental Research Letters*, 7, doi:10.1088/1748-9326/7/014036. 2012.

Rivera, A., F. Bown, F. Napoleoni, C. Muñoz, M. Vuille, Balance de masa glaciar. Ediciones CECs, Valdivia, Chile, 2016. Page 203.

Rivera, A, G Boub, C. Bravo. Climate Change and land ice. In: D. Richardson et al. (eds). *The International Encyclopedia of Geography*. Wiley, DOI: 10.1002/9781118786352.wbieg0538. 2017.

Sakakibara, D., S. Sugiyama, Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011, *Journal of Geophysical Research*, DOI: 10.1002/2014JF003148. 2014.

Schaefer, M., H. Machguth, M. Falvey, G. Casassa, E. Rignot, Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield, *The Cryosphere*, doi:10.5194/tc-9-25-2015.

Sevestre, H., D. Benn, Climatic and geometric controls on the global distribution of surge-type glaciers: implications for a unifying model of surging. *J. Glaciol.*, 59, 2015. Pages 646–662.

Warren, C., Rivera, A., Non linear climatic response of calving glaciers: A case study of PIO

XI Glacier, Chilean Patagonia. *Revista chilena de Historia Natural*, 67. 1994. Pages 385–394.

Wilson, R., D. Carrión, A. Rivera, Detailed dynamic, geometric and supraglacial moraine data for Glaciar Pío XI, the only surge-type glacier of the SPI. *Annals of Glaciology*, doi:10.1017/aog.2016.32. 2016.

Willis, M. J., A. K. Melkonian, M. E. Pritchard, A. Rivera, Ice loss from the Southern Patagonian Ice Field, South America, between 2000 and 2012. *Geophysical Research Letters*, DOI:10.1029/2012GL053136. 2012.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por FONDECYT N°1171832, CECs y el programa de financiamiento basal. Se agradece en especial a Roberto Smith por su trabajo cartográfico en el mapeo geomorfológico del glaciar, a Daniela Carrión por su trabajo con imágenes satelitales, a Juan Francisco Baschmann por análisis de MDE y a Pablo Paredes por su análisis de precipitaciones. Se agradece a Dana Floricioiu de la DLR-Alemania por dar acceso al modelo TanDem-X, al proyecto GLIMS y el USGS por dar acceso a imágenes ASTER y Landsat.