



Estudio del glaciar Lange y su impacto debido al aumento de temperatura en la bahía Almirantazgo, isla Rey Jorge, Antártica

Study of the Lange Glacier and its impact due to temperature increase in Admiralty Bay, King George Island, Antarctica

Diego F. Mojica-Moncada^{1,2,3,4,*}, Carlos Cárdenas¹, Jhon F. Mojica-Moncada^{3,4,5}, Fabian Brondi⁶, Dalia C. Barragán-Barrera^{2,3,4},

0000-0002-5570-7527

0000-0003-1011-643X

0000-0003-3317-0404

0000-0002-1582-4892

0000-0003-4023-9908

Cedomir Marangunic¹, David Holland⁵, Andrés Franco Herrera^{3,7} y Gino Casassa¹

0000-0003-1045-8499

0000-0002-5768-0866

0000-0002-9809-8151

0000-0002-7888-071X

1. Gaia Antarctica Research Center, Universidad de Magallanes, Punta Arenas, Chile. asuntosantarticos@gmail.com*, carlos.cardenas@umag.cl, cmarangunic@geoestudios.cl, gino.casassa@gmail.com
2. Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe-CIOH, Dirección General Marítima, Cartagena de Indias, Colombia. daliac.barraganbarrera@gmail.com
3. Programa Antártico Colombiano, Bogotá, Colombia.
4. Association of Polar Early Career Scientists-APECS Colombia, Bogotá, Colombia.
5. Center for global Sea Level Change, New York University, Abu Dhabi, UAE. jhon.mojica@nyu.edu, dmh4@nyu.edu
6. Instituto Geográfico Nacional del Perú, Lima, Perú. fabianbrondi@hotmail.com
7. Universidad de Bogotá Jorge Tadeo Lozano, Bogotá, Colombia. andres.franco@utadeo.edu.co

* Autor de correspondencia

RESUMEN

Al occidente de la Península Antártica se ha identificado una de las áreas de mayor calentamiento del hemisferio sur. Para caracterizar esta tendencia, se seleccionó el Glaciar Lange (GL) en la Isla Rey Jorge, con el fin de evaluar: 1) temperatura superficial y dinámica del GL utilizando estacas con sensores de temperatura; 2) espesor sumergido del GL y parámetros del mar a través de batimetría (BT) y 29 estaciones CTD frente al GL; 3) frente de glaciar (FG) utilizando BT y un Modelo Digital de Elevación (MDE); 4) cambio en la posición del FG usando MDE y datos históricos de su ancho; 5) flujo de Calving (QC). Los resultados mostraron que el 85 % de las temperaturas estuvieron por encima del punto de fusión de 0 °C (media = 5,0 ± 5,2 °C). Las estacas arrojaron una pérdida promedio de hielo de 9,3 ± 1,3 cm. La dinámica promedio del GL fue de 8,8 ± 1,5 m (0,40 ± 0,70 m/día), corroborado por imágenes de satélite Sentinel-1 (Offset Tracking = 0,43 ± 0,01 m/día). Se identificó una intrusión de aguas externas más cálidas que las aguas residentes en la bahía del GL, lo cual desestabiliza la columna de agua debido a procesos de convección. Nuestros hallazgos en conjunto indicaron una fusión glaciar continua que aumenta su dinámica debido al aumento de temperatura, con un aporte de agua dulce a la Bahía del Almirantazgo. Según los resultados históricos y este estudio, el retroceso del GL se estimó entre 1956 y 2019 en 2.492 m.

PALABRAS CLAVE: Glaciar Lange, Deshielo, Cambio Climático, Flujo de Calving, Antártica

ABSTRACT

In the western Antarctic Peninsula one of the areas the highest warming in the southern hemisphere has been identified. To characterize this tendency, we selected the Lange Glacier (LG) on King George Island, to evaluate: 1) LG surface temperature and dynamics using stakes with temperature data loggers; 2) LG submerged thickness and sea parameters through bathymetry (BT) and 29 CTD stations in front of LG; 3) glacier front (GF) using BT and a Digital Elevation Model (DEM); 4) change in GF position using DEM and historical data of GF width; 5) Calving flux (QC). Our findings showed 85 % of temperatures were above the 0 °C melting point (mean = 5.0 ± 5.2 °C). The stakes had an average ice loss of 9.3 ± 1.3 cm. The LG mean dynamics was 8.8 ± 1.5 m (0.40 ± 0.70 m/day), corroborated by Sentinel-1 satellite images (Offset Tracking = 0.43 ± 0.01 m/day). An intrusion of external waters warmer in the LG bay was identified, which destabilizes the water column due to convection processes. Our findings together indicated a continuous glacial melt that increases its dynamics due to the increase in temperature, with a contribution of fresh water to the Admiralty Bay. Based on historical results and this study, the LG retracement was estimated in 2,492 m between 1956 and 2019.

KEYWORDS: Lange Glacier, Melting, Climate change, Calving flux, Antarctica

DOI: <https://doi.org/10.25268/bimc.invemar.2021.50.SuplEsp.949>

Publicado por INVEMAR

Este es un manuscrito de acceso abierto bajo la licencia CC

Reconocimiento-No Comercial-Compartir Igual

Published by INVEMAR

This is an open Access article under the CC BY-NC-SA

INTRODUCCIÓN

La criósfera es un integrador natural de la variabilidad del clima y proporciona algunos de los registros más visibles del cambio climático (Vaughan *et al.*, 2013; IPCC, 2014), basados en la variación del agua sólida como la nieve, el hielo de los ríos y lagos, hielo marino, glaciares, plataformas de hielo, hielo continental y suelo congelado (permafrost). En particular, la Antártica alberga la mayor parte de la criosfera del mundo; por lo tanto, su derretimiento elevaría potencialmente el nivel del mar a 61 metros, lo que afectaría sustancialmente a una gran parte de la población humana (Vaughan *et al.*, 2013; Moss *et al.*, 2010).

Según la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), el cambio climático, ha alterado la composición de la atmósfera global variando el clima observado durante períodos comparables (IPCC, 2014), no se atribuye solo a la actividad humana. Sin embargo, el quinto informe del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, AR5) indicó que el calentamiento global está inequívocamente influenciado por la actividad humana. Durante el último siglo, la temperatura media de la superficie ha aumentado de 0,60 a 0,78 °C (Vaughan *et al.*, 2003), y tanto la atmósfera como el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y el espesor del hielo han disminuido sustancialmente y el nivel del mar ha aumentado (IPCC, 2013; 2014; IPCCa, 2014).

Aunque los glaciares responden a la variación de temperatura, aumentando o disminuyendo en volumen y avanzando o retrocediendo en sus frentes (Marangunic *et al.*, 2008), casi todos los glaciares del mundo se han reducido continuamente desde finales de los 80s, mostrando como resultado balances de masa negativos debido a la pérdida de masa glaciar (por ejemplo, Kejna *et al.*, 1998; Park *et al.*, 1998; Calvet *et al.*, 1999; Simões *et al.*, 1999; Arigony-Neto *et al.*, 2004). En consecuencia, los glaciares han perdido masa y han contribuido al aumento del nivel del mar a lo largo del siglo XX (Vaughan *et al.*, 2003; Goss, 2020). Por ejemplo, en la Antártica occidental, el glaciar Thwaites en el mar de Amundsen, uno de los glaciares más grandes del continente, se está derritiendo actualmente porque el agua debajo del glaciar está actualmente dos grados por encima del punto de congelación (Goss, 2020), lo que podría elevar el nivel del mar más de medio metro (Rignot *et al.*, 2014), tema relevante a considerar debido a la relativa proximidad a la Península Antártica.

Debido a las mayores implicaciones del cambio climático relacionadas con el derretimiento de la criósfera,

INTRODUCTION

The cryosphere is a natural integrator of the variability of the climate and provides some of the most visible records of climate change (Vaughan *et al.*, 2013; IPCC, 2014), based on the variation of solid water such as snow, ice from rivers and lakes, sea ice, glaciers, ice shelves, continental ice, and frozen ground (permafrost). Particularly the Antarctic holds most cryosphere worldwide; therefore, its melting potentially will raise sea level up to 61 m, which would substantially affect a large part of the human population (Moss *et al.*, 2010; Vaughan *et al.*, 2013).

According to the United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC), climate change, which has altered the composition of the global atmosphere varying climate observed during comparable periods (IPCC, 2014), is not attributed only by human activity. However, the fifth report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, AR5) indicated global warming is unequivocally influenced by human activity. During last century average surface temperature has increased from 0.60 to 0.78 °C (Vaughan *et al.*, 2003), and both atmosphere and ocean have warmed up, snow volumes and ice thickness have decreased substantially, and sea level has risen (IPCC, 2013, 2014; IPCCa, 2014).

Although glaciers respond to temperature variation, increasing or decreasing in volume and advancing or retreating in their fronts (Marangunic *et al.*, 2008), almost all glaciers in the world have been continuously reduced since the late 80s, showing negative mass balances as a result of glacier mass loss (e.g. Kejna *et al.*, 1998; Park *et al.*, 1998; Calvet *et al.*, 1999; Simões *et al.*, 1999; Arigony-Neto *et al.*, 2004). Consequently, glaciers have lost mass and have contributed to sea-level rise throughout the twentieth century (Vaughan *et al.*, 2003; Goss, 2020). For example, at West Antarctic the Thwaites glacier in the Amundsen Sea, one of the largest glaciers on the continent, is currently melting because the water below the glacier is currently two degrees above freezing (Goss, 2020), which could raise sea levels by more than half a meter (Rignot *et al.*, 2014), relevant topic to consider due to the relative proximity to the Antarctic Peninsula.

Because of the highest climate change implications related to cryosphere melting, the Antarctic is one of the most studied areas regarding global warming (IPCC, 2013), mainly the Antarctic Peninsula, where has

la Antártica es una de las áreas más estudiadas con respecto al calentamiento global (IPCC, 2013), principalmente la Península Antártica, que ha reportado las temperaturas más altas en el hemisferio sur (Vauhghan *et al.*, 2003; Braun, 2001), mostrando un aumento de alrededor de 3 °C desde 1950 (Meredith y King, 2005). Como resultado, varios estudios han proporcionado evidencia del retroceso de los glaciares en la Península Antártica y en las Islas Shetland del Sur (Kejna *et al.*, 1998; Park *et al.*, 1998; Calvet *et al.*, 1999; Simões *et al.*, 1999; Braun, 2001; Braun y Gossmann, 2002; Arigony-Neto *et al.*, 2004).

Particularmente en la Isla Rey Jorge (IRJ), los glaciares son pequeños y templados, mostrando temperaturas cercanas al punto de fusión de 0 °C, haciendo que estas masas de hielo sean muy sensibles a los cambios de temperatura (Knap *et al.*, 1996). En la IRJ, se ha informado de un aumento significativo de la temperatura del aire, tasas de ablación más altas y retroceso de los glaciares en comparación con otros sitios de la Península Antártica (Braun, 2001). De hecho, durante los últimos 45 años, la escorrentía de la cuenca glaciar ha aumentado en la IRJ y, desde 1956, esta isla ha perdido aproximadamente el 7 % de su capa de hielo original (Simões *et al.*, 1999). Solo en la costa sur de la IRJ, la mayoría de los glaciares que fluyen como hielo continental han ido retrocediendo (Simões *et al.*, 1995; Simões *et al.*, 1999). La pérdida de hielo en la IRJ se relacionó con un aumento estimado en el promedio de la temperatura atmosférica (Ferron *et al.*, 2004), coincidiendo con el calentamiento regional en las Islas Shetland del Sur desde 1944 y en la parte norte de la Península Antártica desde 1960 (Peel *et al.*, 1988; Braun, 2001). En particular, el frente del Glaciar Lange (GL), ubicado en la Costa Sur del hielo continental, ha retrocedido 1 km en 35 años, evidenciado por registros fotográficos aéreos, mapas topográficos e imágenes de satélite obtenidas en 1956, 1988-89, y 1991 (Macheret y Moskalevsky, 1999; Simões *et al.*, 1995; Simões *et al.*, 1999).

Con el fin de obtener datos e información sobre la dinámica y el derretimiento en el GL, utilizamos una red de estacas con sensores de temperatura e imágenes satelitales Sentinel-1. Además, se desplegó equipo CTD (conductividad, temperatura y densidad) en la Bahía de Almirantazgo, para evaluar la temperatura de la superficie del agua y la salinidad en la columna de agua frente al glaciar. Además, se realizó un levantamiento batimétrico en el frente del glaciar para determinar la profundidad y el espesor del hielo y estimar su dinámica de flujo y derretimiento superficial. Todos estos datos en conjunto proporcionarán un diagnóstico actual del

been reported the highest temperatures in the Southern Hemisphere (Braun, 2001; Vauhghan *et al.*, 2003), showing an increase around 3 °C since 1950 (Meredith and King, 2005). As a result, several studies have provided evidence of glaciers retreatment on the Antarctic Peninsula and in the South Shetland Islands (Kejna *et al.*, 1998; Park *et al.*, 1998; Calvet *et al.*, 1999; Simões *et al.*, 1999; Braun, 2001; Braun and Gossmann, 2002; Arigony-Neto *et al.*, 2004).

Particularly on King George Island (KGI), glaciers are small and temperate, showing temperatures near to 0 °C melting point, doing these ice masses very sensitive to temperature changes (Knap *et al.*, 1996). In the KGI, it has been reported significant air temperature increase, higher ablation rates, and glacier retreatment in comparison to other sites on the Antarctic Peninsula (Braun, 2001). Indeed, during the last 45 years, glacier basin runoff has been increasing on KGI, and since 1956, this island has lost approximately 7 % of its original ice cover (Simões *et al.*, 1999). Only on the Southern coast in KGI, most of the glaciers that flow as continental ice has been receding (Simões *et al.*, 1995, 1999). The KGI ice loss was related to an increase in the estimated average atmospheric temperature (Ferron *et al.*, 2004), matching with regional warming in the South Shetland Islands since 1944 and in the northern part of the Antarctic Peninsula since 1960 (Peel *et al.*, 1988; Braun, 2001). Particularly, the front of the Lange Glacier (LG), located on the Southern Coast of the continental ice, has retreated 1 km over 35 years, evidenced by aerial photographic records, topographic maps, and satellite images obtained in 1956, 1988-89, and 1991 (Simões *et al.*, 1995, 1999; Macheret and Moskalevsky, 1999).

With the purpose to obtain data and information on the dynamics and melting in the LG, we used a network of stakes with temperature data loggers and Sentinel-1 satellite images. Furthermore, a CTD (conductivity, temperature, and density) equipment was deployed in the Admiralty Bay, to assess water surface temperature and salinity in the water column in the bay facing the glacier. Additionally, a bathymetric survey was carried out in the glacier front to determine the depth and ice thickness to estimate its flow dynamics and surface melting. All these data together will provide a current diagnosis of the LG in the current scenario of climate change, which influences the temperature increasing of Antarctic Peninsula and is positively related to the loss of ice and melting in this area (Vaughan *et al.*, 2013). This work provides new knowledge

GL en el escenario actual de cambio climático, que influye en el aumento de temperatura de la Península Antártica y se relaciona positivamente con la pérdida de hielo y deshielo en esta zona (Vaughan *et al.*, 2013). Este trabajo aporta nuevos conocimientos relacionados con el Objetivo de Desarrollo Sostenible No. 13 sobre Acción Climática del Programa de Naciones Unidas para el Desarrollo, y se enmarca dentro de los lineamientos de investigación del Comité Científico de Investigaciones Antárticas - SCAR.

MATERIALES Y MÉTODOS

El trabajo de campo de este estudio se realizó en el marco de los proyectos de investigación de la

related to the Sustainable Development Goal No. 13 about Climate Action of the United Nations Development Program, and it is framed within the research guidelines of the Scientific Committee on Antarctic Research - SCAR.

MATERIALS AND METHODS

The fieldwork of this study was carried out within the framework of the research projects of the Fifth Scientific Expedition of Colombia to the Antarctic “Admiral Campos” austral summer 2018 - 2019, the 55th Chilean Antarctic Scientific Expedition (ECA 55) austral summer 2018 - 2019, and 26th Peruvian Antarctic Scientific Expedition austral summer 2018 - 2019.

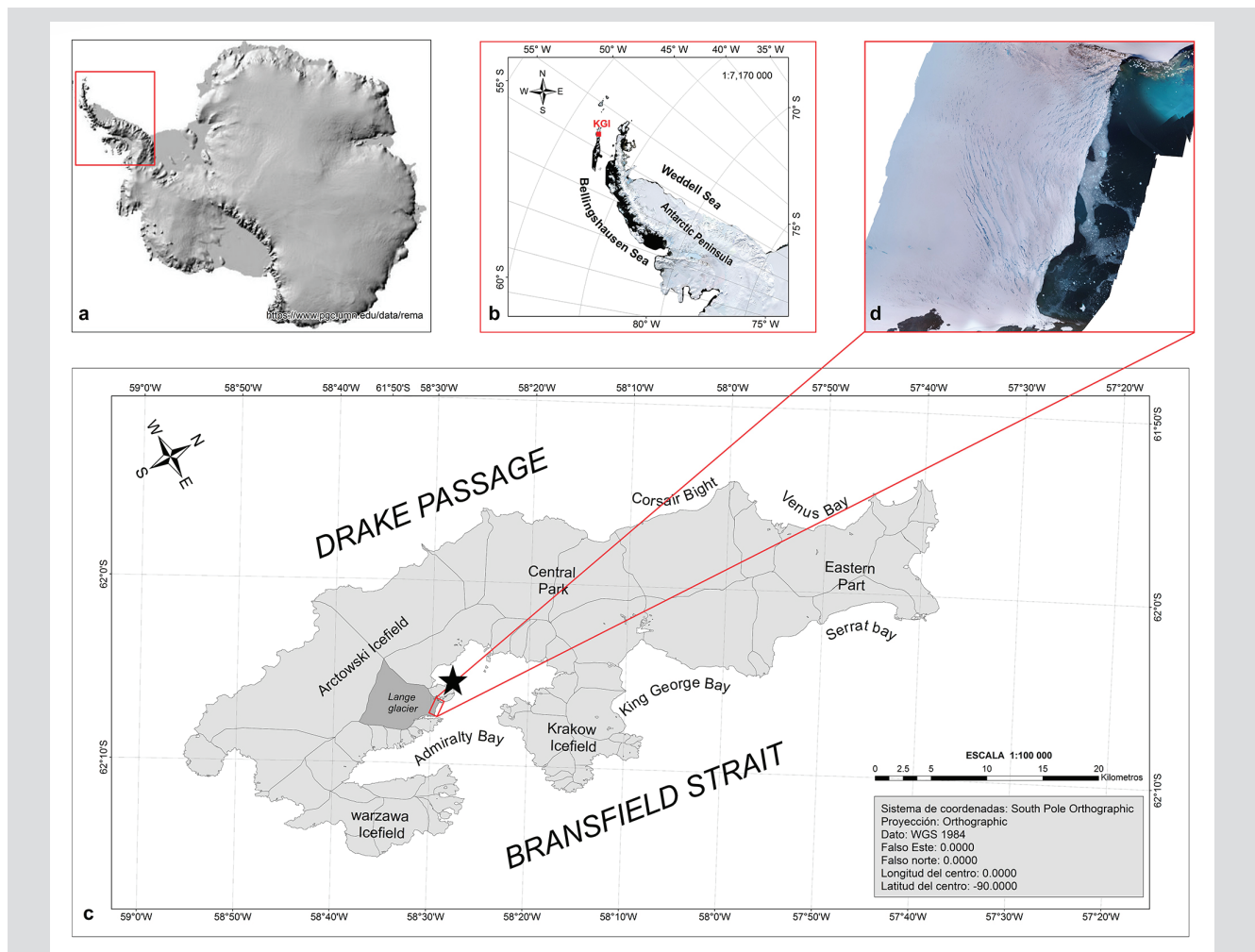


Figura 1. a. Ubicación de la Península Antártica en el continente Antártico (fuente del mapa: Howat *et al.*, 2019 www.pgc.umn.edu/data/rema). b. El mapa muestra un detalle de la Península Antártica, y c. la ubicación del Glaciar Lange (GL), en la Isla Rey Jorge. En este último mapa está marcada con una estrella negra, la Estación Científica Antártica Machu Picchu del Perú - ECAMP, que se encuentra cerca del GL y donde se ubico el mareógrafo. El mapa d. muestra una Ortofoto del GL.

Figure 1. a. Location of the Antarctic Peninsula in the Antarctic continent (map source: Howat *et al.*, 2019 www.pgc.umn.edu/data/rema). b. The map shows a detail of the Antarctic Peninsula, and c. location of the Lange Glacier (LG), in the King George Island. On this last map is marked with a black star the Scientific Antarctica station Machu Picchu of Peru - ECAMP, which is located close to the LG and where the tide-gauge was located. The map b. shows an Orthophoto of LG.

Quinta Expedición Científica de Colombia a la Antártica “Almirante Campos” verano austral 2018 - 2019, la 55a Expedición Científica Antártica Chilena (ECA 55) verano austral 2018 - 2019, y 26a Expedición Científica Antártica Peruana verano austral 2018 - 2019.

Área de estudio

La Isla Rey Jorge (IRJ) está ubicada en la parte norte de la Península Antártica en el Archipiélago de las Islas Shetland del Sur, entre $61^{\circ} 54' - 62^{\circ} 16' S$ y $57^{\circ} 35' - 59^{\circ} 02' W$ (Ferron *et al.*, 2004) (Figura 1). Ocho estaciones de investigación permanentes, varias cabañas estacionales y campamentos de investigación se encuentran en la IRJ, y aproximadamente el 90 % de la superficie de la isla (1250 km^2) está cubierta de glaciares (Rückamp *et al.*, 2011). La capa de hielo de la isla consta de varios casquetes polares conectados con glaciares de salida pronunciados. Mientras que la costa norte presenta pendientes suaves, la costa sur tiene pendientes más empinadas y ensenadas parecidas a fiordos (Rückamp *et al.*, 2011). El GL está ubicado en la parte sur de la IRJ, en la Bahía de Almirantazgo, en paralelo y cerca de la Península Antártica (Figura 1).

El GL se identifica como una de las principales salidas de hielo en la IRJ, que desemboca en la Bahía de Almirantazgo (Barboza *et al.*, 2004) (Figura 1c). Este glaciar tiene 6.2 km a lo largo del eje longitudinal, 5 km de ancho en la parte media, su frente tiene un ancho de aproximadamente 2 km y su cuenca de drenaje cubre 28.3 km^2 (Barboza *et al.*, 2004). El agua superficial frente a este glaciar es fría y dulce debido al deshielo estacional, registrando rangos de temperatura y salinidad entre -0.13 a $0.79 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y 32.43 a 33.73 , respectivamente. Las mediciones en campo y la presencia de plumas de sedimentos en el frente del glaciar indican que se trata de un glaciar templado (Macheret y Moskalevsky, 1999, Pichlmaier *et al.*, 2004), cuyo lecho basal está próximo al punto de fusión permitiendo su deslizamiento y derretimiento basal. (Marangunic *et al.*, 2008). El GL ha evidenciado un alto retroceso en su frente desde 1956 (Simões *et al.*, 1999, Braun, 2001), con un retroceso de 1.4 km, perdiendo un total de 2.0 km^2 (Arigony-Neto, 2001). Frente al GL se ubica la Bahía de Almirantazgo que tiene una batimetría variable, la cual es somera cerca del frente del glaciar con profundidades entre 10 a 220 m (Figura 5), aumentando de 300 a 1,000 m en las sub bahías adyacentes. Desde la parte central de la bahía hasta la salida hacia el estrecho de Bransfield, se ubican puntos más profundos con profundidades entre 1.200 y 1.800 m.

Study area

King George Island (KGI) is located at the northern portion of the Antarctic Peninsula in the South Shetland Islands Archipelago, between $61^{\circ} 54' - 62^{\circ} 16' S$ and $57^{\circ} 35' - 59^{\circ} 02' W$ (Ferron *et al.*, 2004) (Figure 1). Eight permanent research stations, various seasonal huts, and research camps are located on KGI, and about 90 % of the island's surface ($1,250 \text{ km}^2$) is glaciated (Rückamp *et al.*, 2011). The island's ice cover consists of several connected ice caps with pronounced outlet glaciers. While the northern coast exhibits gentle slopes, the southern coastline has steeper slopes and fjord-like inlets (Rückamp *et al.*, 2011). The LG is located in the southern portion of KGI, in the Admiralty Bay, in parallel and near the Antarctic Peninsula (Figure 1).

The LG is identified as one of the main outlets of ice on KGI, which flows into Admiralty Bay (Barboza *et al.*, 2004) (Figure 1c). This glacier is 6.2 km along the longitudinal axis, 5 km wide in the middle part, its front has a width of approximately 2 km, and its drainage basin covers 28.3 km^2 (Barboza *et al.*, 2004). The surface water in front of this glacier is cold and fresh due to the seasonal ice-melting, showing temperature and salinity ranges between -0.13 to $0.79 \text{ }^{\circ}\text{C}$ and 32.43 to 33.73 , respectively. The measurements in the field and the presence of sediment plumes in the glacier front indicates it is a temperate glacier (Macheret and Moskalevsky, 1999; Pichlmaier *et al.*, 2004), whose basal bed is near to fusion point allowing its glide and basal melting (Marangunic *et al.*, 2008). The LG has high retreatment on its front since 1956 (Simões *et al.*, 1999; Braun, 2001), with a 1.4 km retreat, losing a total of 2.0 km^2 (Arigony-Neto, 2001). In front of the LG is located the Admiralty Bay that has a variable bathymetry, which is shallower near to the glacier front with depths between 10 to 220 m (Figure 5), increasing from 300 to 1,000 m in adjacent sub bays. From the central portion of the bay to the output towards Bransfield Strait, are located deeper points with depths between 1,200 and 1,800 m.

Thermic gradient and glacier dynamics

In order to evaluate the thermal gradient on the surface of the glacier, an Onset HOBO temperature data logger sensor was installed in three bamboo stakes (Figure 2a) at 200 m distance each, and 200 m from the northside on the surface of the glacier, on December 24, 2018. Each stake registered temperature data every 10 min during the study period (22 days). We used a Kovacs drill



Figura 2. Metodología para instalar estacas de bambú en el Glaciar Lange (GL), IRJ, Antártica. **a.** Uso de un taladro Kovacs para la apertura de orificios sobre el glaciar y la instalación de estacas de bambú. **b.** Mediciones en la estaca para determinar el derretimiento de hielo en la zona de ablación. **c.** Sensor de temperatura instalado en la estaca. **Fotos:** **a. - b.** Jhon Mojica y **c.** Diego Mojica, 2019.

Figure 2. Methodology to install bamboo stakes on the Lange Glacier (LG), KGI, Antarctica. **a.** Use of Kovacs drill for hole opening and bamboo stake installation. **b.** Measurements of melt at ablation stake. **c.** Temperature data logger sensor installed on stake. **Photos:** **a. - b.** Jhon Mojica and **c.** Diego Mojica, 2019.

Gradiente térmico y dinámica del glaciar

Para evaluar el gradiente térmico de la superficie del glaciar, se instaló un sensor de temperatura Onset HOBO en cada una de las tres estacas de bambú (Figura 2a) a 200 m de distancia cada una, y 200 m del lado norte en la superficie del glaciar, el 24 de diciembre 2018. Cada estaca registró datos de temperatura cada 10 minutos durante el período de estudio (22 días). Se usó un taladro Kovacs para abrir un agujero sobre el glaciar e instalar una estaca (Figura 2b). Esta metodología se realizó para instalar todas las estacas, las cuales fueron georeferenciadas mediante un Sistema de Posicionamiento Global (GPS). Cada estaca se midió desde la base expuesta sobre la superficie del glaciar hasta su extremo superior (Figura 2c), para posteriormente evaluar la variación en el espesor del hielo. El 14 de enero de 2019, se volvió a medir la posición de la estaca utilizando un GPS con el fin de estimar la velocidad del glaciar.

Los datos registrados a través de los sensores de temperatura fueron descargados a través del software Onset HOBO versión 3.7.13 (<https://www.onsetcomp.com/hoboware-free-download>). Para comparar y obtener una tendencia climática de las temperaturas del área en el GL, usamos algunos de los datos de temperatura registrados por la Estación Meteorológica Automática (EMA) de la Estación Científica Antártica Machu Picchu de Perú (ECAMP), ubicada cerca del GL (Figura 1). Además, se utilizaron un conjunto de datos climatológicos de temperatura de otras EMA (por ejemplo, Turner *et al.*, 2005; Ferron *et al.*, 2004;

to open a hole and install one stake (Figure 2b). This methodology was conducted to install all stakes, which were georeferenced using a Global Positioning System (GPS). Each stake was measured from the surface-exposed base until its superior end (Figure 2c), to assess variation in ice thickness posteriorly. On January 14, 2019, we re-measured the stake's position using a GPS to assess glacier velocity.

The dataset from temperature data loggers in each stake was downloaded through the Onset HOBO software version 3.7.13 (<https://www.onsetcomp.com/hoboware-free-download>). In order to compare and obtain a climatic trend of the area's temperatures on the LG, we used an Automatic Weather Station (AWS) dataset from the Scientific Antarctica station Machu Picchu of Peru (ECAMP), located close to the LG (Figure 1). Additionally, we used temperature climatological dataset from other AWS (e.g. Ferron *et al.*, 2004; Turner *et al.*, 2005; see Table 2), and the temperature dataset from Frei Station (1970 - 2015) provided by Dr. Jorge Carrasco of the University of Magallanes, Chile (Table 2).

To confirm our results of the methodology used by glacier dynamics, data obtained from the displacement of the three stakes installed was compared with data obtained from Sentinel-1 satellite images. These images were filtered through Copernicus (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>) of the European Space Agency. For this, we used the level-1 of Ground Range Detected (GRD)

ver Tabla 2), y una serie de datos de temperatura de la Estación Frei (1970 - 2015) proporcionado por el Dr. Jorge Carrasco de la Universidad de Magallanes, Chile (Tabla 2).

Para confirmar nuestros resultados de la metodología utilizada para estimar la dinámica del glaciar, se compararon los datos obtenidos del desplazamiento de las tres estacas instaladas con los datos obtenidos de las imágenes del satélite Sentinel-1. Estas imágenes fueron filtradas a través de Copernicus (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>) de la Agencia Espacial Europea. Para ello, se utilizó el nivel 1 de los productos de Rango de Tierra Detectado (GRD), que consisten en un radar de apertura sintética (SAR) enfocado. Estos datos fueron detectados y examinados de forma múltiple para proyectarse al rango terrestre utilizando el modelo de elipsoide terrestre WGS84. La proyección elipsoide de los productos GRD se corrigió utilizando la altura del terreno especificada en las características generales del producto. La altura del terreno utilizada varía en azimut pero es constante en el rango (Lu y Veci, 2016).

Trabajamos con dos imágenes satelitales del área de estudio correspondientes al GL, las cuales fueron capturadas en diferentes momentos durante el verano austral (19 de enero de 2019 y 24 de febrero de 2019). La imagen más antigua que se adquirió se seleccionó como la “imagen maestra” y la más reciente se seleccionó como la “imagen esclava” (Lu y Veci, 2016). Estas imágenes se analizaron posteriormente utilizando la herramienta SAR de Seguimiento de Desplazamiento (Offset Tracking) en la aplicación de la Plataforma de Aplicaciones de Sentinel (SNAP). El Offset Tracking es una técnica que mide el movimiento de las características entre dos imágenes mediante la optimización de la correlación cruzada de la intensidad del cuadro y se ha utilizado ampliamente en la estimación del movimiento de los glaciares (Lu y Veci, 2016).

Cálculo del ancho y área frontal del Glaciar Lange

Para evaluar la profundidad y el espesor del GL bajo el mar y mostrar sus variaciones históricas (por ejemplo, Barboza *et al.*, 2004; Braun, 2001; Arigony-Neto, 2001), utilizamos una embarcación tipo Defender, proporcionada por el buque colombiano “ARC 20 de Julio” para realizar el levantamiento batimétrico, actividad apoyada por el Programa Antártico Colombiano, a través de la Armada Nacional de Colombia y la Dirección General Marítima (Autoridad Marítima Colombiana). Se utilizó una ecosonda multihaz Kongsberg de 80 y 200 kHz para capturar datos con mayor frecuencia y cobertura espacial. Además, se utilizó un mareógrafo instalado en las cercanías del GL

products, which consist of focused Synthetic Aperture Radar (SAR). These data were detected, multi-looked, and projected to ground range using an Earth ellipsoid model such as WGS84. The ellipsoid projection of the GRD products was corrected using the terrain height specified in the product general annotation. The terrain height used varies in azimuth but is constant in range (Lu and Veci, 2016).

We work on two satellite images of the study area corresponding to the LG, which were captured at different times during the austral summer (January 19, 2019, and February 24, 2019). The image that was acquired earlier is selected as the “master image” and the other image is selected as the “slave image” (Lu and Veci, 2016). These images were subsequently analyzed using the Offset Tracking SAR in the Application of Sentinels Application Platform (SNAP). Offset Tracking is a technique that measures feature motion between two images using patch intensity cross-correlation optimization and has been widely used in glacier motion estimation (Lu and Veci, 2016).

Calculation of width and frontal area of Lange Glacier

In order to assess the depth and thickness of the LG under the sea and show historical variations (e.g. Arigony-Neto, 2001; Braun, 2001; Barboza *et al.*, 2004), we used a Defender-type boat, provided from Colombian vessel “ARC 20 de Julio” to conduct this bathymetric survey, an activity supported by the Colombian Antarctic Program, the National Navy of Colombia, and the General Maritime Directorate (Colombian Maritime Authority). We used a multibeam echo sounder Kongsberg of 80 and 200 kHz to capture data with greater spatial coverage and frequency. Also, a tide gauge installed in the vicinity of the LG was used (62° 05' 29" S, 58° 28' 06" W) (Figure 1c). The acquisition and processing of the dataset were carried out using the CARIS Easy View 4.4.1 and HYPACK software. We also used bathymetric data provided from Peruvian vessel “BAP Carrasco”, from the Navy of Peru and Peruvian Antarctic Program.

In order to estimate the current ice thickness and width of the LG front above sea level, a Digital Elevation Model (DEM) was performed using a Remotely Piloted Aircraft (RPA) technology, which was geodesically adjusted with the static method (2 hours - 1per every 5 seconds), and an orthophoto (georeferenced and scale image of the territory) was generated in ArcMap 10.3. To calculate the glacier frontal area, 10 m inwards of the

(Lat. 62° 05' 29" S Long. 58° 28' 06" W) (Figura 1c). La adquisición y el procesamiento del conjunto de datos se llevó a cabo utilizando el software CARIS Easy View 4.4.1 y HYPACK. También se utilizaron datos batimétricos proporcionados por el buque peruano "BAP Carrasco", de la Armada del Perú y Programa Antártico Peruano.

Para estimar el espesor actual del hielo y el ancho del frente del GL sobre el nivel del mar, se realizó un Modelo Digital de Elevación (MDE) utilizando una tecnología de Vuelo de Piloto Remoto (RPAS), que se ajustó geodésicamente con el método estático (2 horas - 1 por cada 5 segundos), y se generó una ortofoto (imagen georreferenciada y a escala del territorio) en ArcMap 10.3. Para calcular el área frontal del glaciar, se tomaron 10 m hacia adentro del glaciar para generar curvas en el Modelo Digital de Superficie (MDS), con un intervalo de 0.5 m de equidistancia para producir una Red Triangular Irregular (TIN), y se generó un Volumen Poligonal en ArcGIS 10.3.

Cálculo del flujo de Calving

Se estimó el flujo de Calving del GL utilizando los datos obtenidos del movimiento de las estacas, el levantamiento batimétrico y el MDE, según la siguiente ecuación:

$$Q_c = S (U_T - dx/dt) \quad (1)$$

Donde Q_c es el flujo de Calving (Motyka *et al.*, 2003, Benn *et al.*, 2007). S representa el área del frente del glaciar, que se calculó sumando las áreas del frente del glaciar emergido y sumergido. Para evaluar el área emergida del frente del glaciar, usamos datos de ancho del frente del glaciar obtenidos con el MDE y ArcGIS; Para estimar el área sumergida del frente del glaciar, promediamos las profundidades obtenidas a partir del levantamiento batimétrico, y este valor se multiplicó por el valor del ancho del frente del glaciar sobre el nivel del mar. U_T corresponde a la velocidad del frente del glaciar, que se evaluó utilizando velocidades tanto superficiales como basales. La velocidad superficial se determinó a partir de las mediciones de las posiciones de las estacas al inicio y al final del periodo de estudio y la velocidad de deslizamiento basal se promedió en un 50 % debido a que este tipo de glaciares (templados) suelen mostrar velocidades entre el 40 % y el 60 % (Marangunic *et al.*, 2008). dx/dt es el cambio en la posición del frente del glaciar (por ejemplo, Sikonia, 1982; Bindschadler y Rasmusen, 1983; Siegert y Dowdeswell, 2004; Van der Veen, 2002; Vieli *et al.*, 2002), que se estimó utilizando datos históricos del ancho del frente glaciar reportado por Barboza *et al.* (2004) para compararlos con los datos actuales calculados utilizando el MDE.

glacier was taken to generate curves in the Digital Surface Model (DSM), with an interval of 0.5 m of equidistance to produce a Triangular Irregular Net (TIN), and we generated a Polygon Volume in ArcGIS 10.3.

Calculation of Calving flux

We estimated the LG calving flux using previous data from stakes movement, bathymetric survey, and DEM, following this equation:

$$Q_c = S (U_T - dx/dt) \quad (1)$$

Where Q_c is the Calving flux (Motyka *et al.*, 2003, Benn *et al.*, 2007). S represents the glacier frontal area, which was calculated adding up both emerged and submerged glacier front areas. To assess the emerged area of glacier front we used glacier front width data obtained with DEM and ArcGIS; to estimate the submerged area of glacier front, we averaged depths obtained with a bathymetric survey, and this value was multiplied with the value of glacier front width over sea level. U_T corresponds to velocity of the glacier front, which was assessed using both superficial and basal velocities. Superficial velocity was determined from measurements of stake positions at the beginning and the end of the study period and basal slip speed was averaged at 50 % because this type of glaciers (temperate) usually shows velocities between 40 % and 60 % (Marangunic *et al.*, 2008). dx/dt is the change in glacier frontal position (e.g. Sikonia, 1982; Bindschadler and Rasmusen, 1983; Van der Veen, 2002; Vieli *et al.*, 2002; Siegert and Dowdeswell, 2004), which was estimated using historical data of width glacier front reported by Barboza *et al.* (2004) to compare with current data calculated using the DEM.

Oceanographic stations

We collected all oceanographic data on December 24, 2018, recording all datasets in a short period to characterize the ocean-glacier dynamic as a quasi-steady system. The equipment used was a CastAway CTD (<https://www.sontek.com/castaway-ctd>) that provides profiles of temperature, conductivity (salinity), and sound speed at different pressure (depth). The temperature accuracy is +0.05 °C, salinity +0.1 PSU, and pressure +0.01 dBar, with a sampling rate of 5Hz determined by the manufacturer. The profiles were recorded in front of the LG, northeast and central part of the bay.

To analyze the oceanographic data, we split the CTD stations into two sections, one parallel and perpendicular regarding the glacier front (Figure 3). The

Estaciones oceanográficas

Se recopilieron los datos oceanográficos el 24 de diciembre de 2018, registrados en un período corto y caracterizando la dinámica océano-glaciar como un sistema cuasi-estable. El equipo utilizado fue un CastAway CTD (<https://www.sontek.com/castaway-ctd>) que proporciona perfiles de temperatura, conductividad (salinidad) y velocidad del sonido a diferentes presiones (profundidad). La precisión de la sonda de temperatura utilizada fue de $+ 0.05\text{ }^{\circ}\text{C}$, salinidad $+0.1\text{ PSU}$ y presión $+ 0.01\text{ dBar}$, con una frecuencia de muestreo de 5 Hz determinada por el fabricante. Los perfiles se registraron frente al GL, para la parte noreste y central de la bahía.

Para analizar los datos oceanográficos, dividimos las estaciones CTD en dos secciones, una paralela y una perpendicular frente al glaciar (Figura 3). Las estaciones posteriores se ubicaron a 1 km del frente del glaciar en dirección sureste. Debido a escombros y trozos de hielo de

further station was located at 1 km from the glacier front southeast direction. Due to ice-cover, the southern part of the glacier front was not covered by the CTD measurements. A total of 29 usable CTD profiles were included in this study, to characterize the dynamics of the water column. The dataset was processed by the manufacturer software (V1.6) and plotted using the Ocean Data View 4.4. As the dataset was recorded in the summer season, is not representative of the winter dynamics, but allows us to identify trends of the year-round water circulation.

In order to describe the ocean dynamic in front to the glacier, we calculated some derived variables, which include: 1) the Brunt Vaisala frequency, to identify the buoyancy of the waters that describes the levels of stability in the system and can help drive the thermohaline circulation in the area (Llanillo *et al.*, 2019); 2) the Turner angle, which defines the levels if the water column conditions are prone to develop unstable processes such as

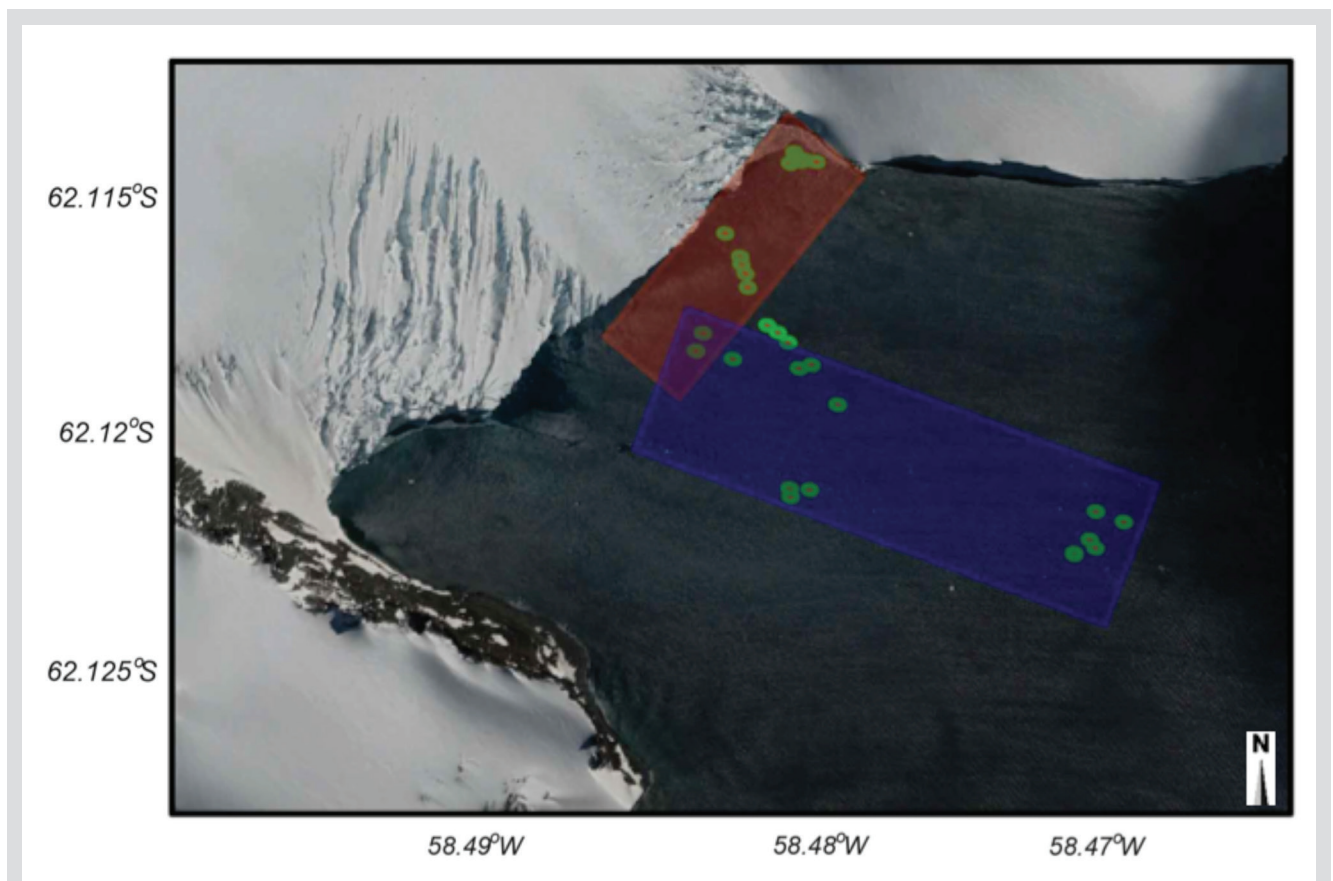


Figura 3. Ubicación de las estaciones CastAway-CTD registradas frente al Glaciar Lange (GL), Isla Rey Jorge, Antártica (puntos verdes). El rectángulo rojizo representa una sección paralela (\Rightarrow) y el rectángulo azulado indica una sección perpendicular (\square) de estaciones oceanográficas frente al glaciar.

Figure 3. Location of the CastAway-CTD stations recorded in front of the Lange Glacier (LG), King George Island, Antarctica (green dots). The reddish rectangle represents a parallel section (\Rightarrow), and the bluish rectangle indicates a perpendicular section (\square) to the glacier front.

diferente tamaño presentes en la superficie del agua, en la parte sur de la bahía del frente del glaciar no fue posible realizar la navegación en bote para las mediciones de CTD. En este estudio se incluyeron un total de 29 datos de los perfiles de CTD para caracterizar la dinámica de la columna de agua. Los datos fueron procesados en el software del fabricante (VI.6) y graficados usando Ocean Data View 4.4. Teniendo en cuenta que los datos se obtuvieron durante la temporada de verano austral, no son representativos de la dinámica invernal, no obstante nos permite identificar las tendencias de la circulación del agua durante todo el año.

Para describir la dinámica del océano frente al glaciar, calculamos algunas variables derivadas, que incluyen: 1) la frecuencia de Brunt Vaisala, para identificar la flotabilidad de las aguas la cual describe los niveles de estabilidad en el sistema y puede ayudar a impulsar la circulación termohalina en la zona (Llanillo *et al.*, 2019); 2) el ángulo de Turner, que define los niveles si las condiciones de la columna de agua son propensas a desarrollar procesos inestables como doble difusión, convección y dedos de sal; y 3) el coeficiente termobárico, que identifica la influencia de la composición del agua y la distribución de la relación entre la temperatura y la salinidad.

RESULTADOS

Gradiente térmico y dinámica del glaciar

La dinámica del glaciar se identificó a partir del desplazamiento de cada estaca en relación a su ubicación (GPS) inicial y final. La estaca 1 registró un movimiento de 10,19 m con dirección 155° sureste (SE), la estaca 2 un movimiento de 9,17 m con dirección 110° (SE) y la estaca 3 un movimiento de 7,11 m con dirección 90° (SE) (Figura 4).

La red de estacas registró un movimiento promedio de 8.8 ± 1.5 m desde el punto inicial de instalación (24 de diciembre de 2018) hasta el punto de medición final (14 de enero de 2019) en dirección SE hacia el frente del glaciar, equivalente a 0.40 ± 0.07 m/día, y el Offset Tracking arrojó una velocidad de 0.43 ± 0.01 m/día para el sector de instalación de estacas (Figura 4). Los datos de reducción de hielo detectados en la estaca uno, dos y tres mostraron una reducción de 10,5 cm, 8 cm y 9,5 cm, respectivamente, registrando una pérdida de espesor de hielo promedio de $9,3 \pm 1,3$ cm equivalente a $0,42 \pm 0,06$ cm/día (Figura 5).

Los sensores de temperatura registraron una temperatura promedio de 5.0 ± 5.2 °C, con temperaturas mínimas entre -2.3 y -2.6, y temperaturas máximas entre

double-diffusion, convection, and salt fingering; and 3) the thermobaric coefficient, which identifies the influence of the water composition and the ratio distribution between the temperature and salinity.

RESULTS

Thermic gradient and glacier dynamics

The glacier dynamics were identified with the displacement of each stake in relation to its initial and final GPS location. The stake one recorded a movement of 10.19 m with direction 155° southeast (SE), the stake two a movement of 9.17 m with direction 110° (SE), and the stake three a movement of 7.11 m with direction 90° (SE) (Figure 4).

The network of stakes registered an average movement of 8.8 ± 1.5 m from the initial point of installation (December 24, 2018) to the final measurement point (January 14, 2019) in SE direction towards the front of the glacier, equivalent to 0.40 ± 0.07 m/day, and the Offset Tracking showed a speed of 0.43 ± 0.01 m/day for the stakes installation sector (Figure 4). The detected ice reduction data on stake one, two, and three showed a reduction of 10.5 cm, 8 cm, and 9.5 cm, respectively, showing an average ice thickness loss of 9.3 ± 1.3 cm equivalent to 0.42 ± 0.06 cm/day (Figure 5).

The temperature sensors recorded an average temperature of 5.0 ± 5.2 °C, with minimum temperatures between -2.3 and -2.6, and maximum temperatures between 19.4 and 19.9 °C (Table 1). Conversely, ECAMP registered an average temperature of 1.2 ± 0.7 °C, with a minimum temperature of -1.4 °C and a maximum of 5.6 °C.

Calculation of width and frontal area of Lange Glacier and Calving flux

The bathymetry recorded in the bay in front of the LG showed depths between 10 and 220 m (Figure 6). The deepest zone is located in a small sector in the northeast (NE), at the central part of the glacier front. A shallow zone of 20 m depth is located at 1 km from the glacier front (Figure 6a - b). The orthophoto generated showed that LG front wall length is around 1.4 km (Figure 6c).

The front of the LG was estimated at 198,079 m², including both submerged and emerged areas. The submerged area of the glacier front was estimated at 137,805 m², with an average depth of 96.30 ± 53 m and a width of 1,431 m. Regarding the emerged area, it was

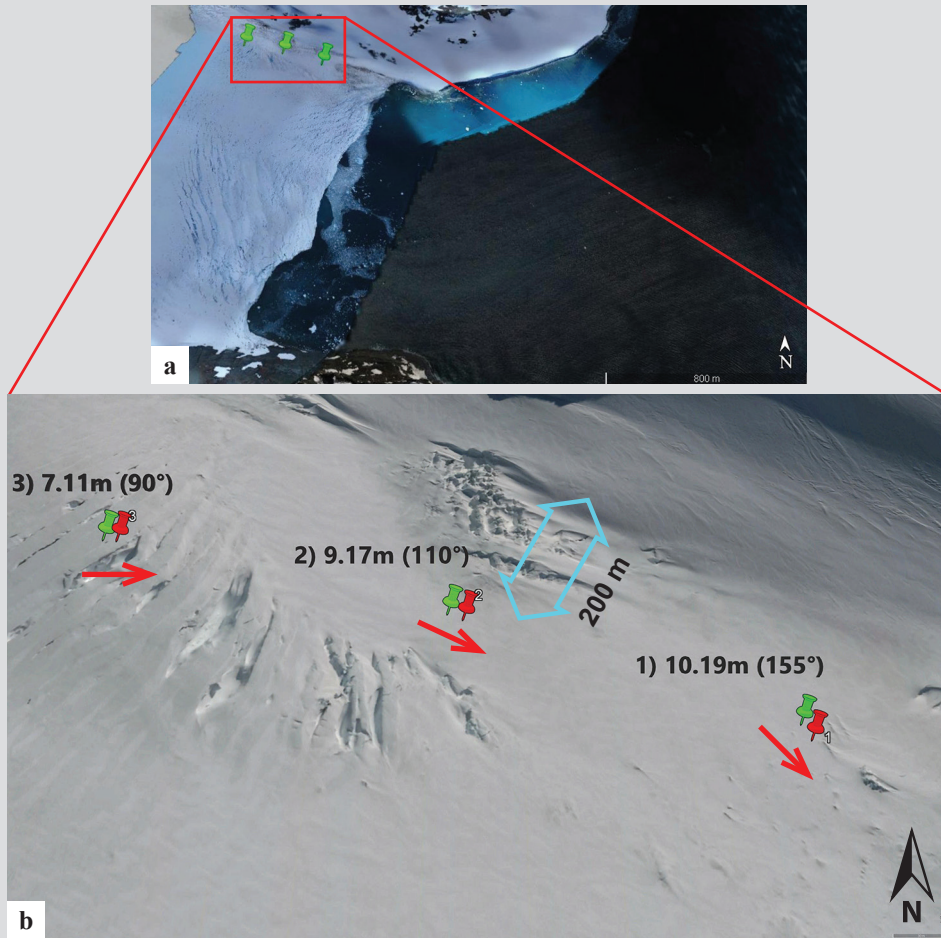


Figure 4. a - b. Dinámica de las tres estacas instaladas en el Glaciar Lange (GL), Isla Rey Jorge, Antártica. Los marcadores verdes muestran posición inicial, y los marcadores rojos muestran la posición final. Flecha azul representa la distancia de instalación de las estacas desde el borde norte del glaciar. Imágenes: **a.** DEM y **b.** Google Earth Pro, 2019.

Figure 4. a - b. Dynamics of the three stakes installed on the Lange Glacier (LG), King George Island, Antarctica. Green markers show the initial position, and red markers show the final position. Blue arrow represents stakes installation distance from the north edge of the glacier. Images: **a.** DEM and **b.** Google Earth Pro, 2019.

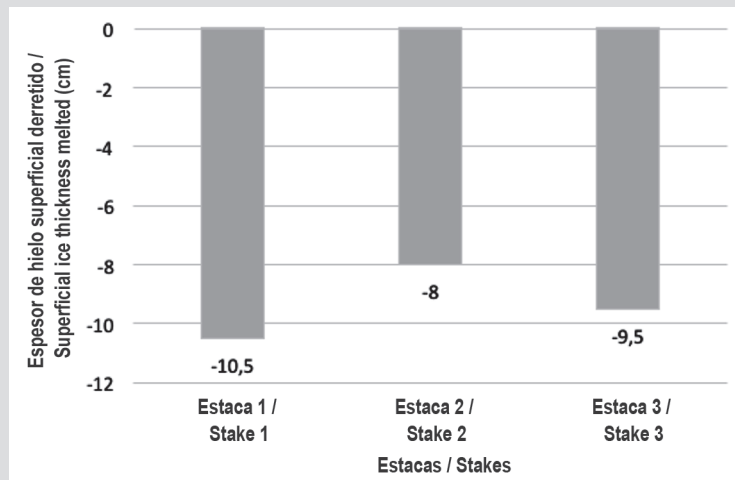


Figura 5. Disminución del espesor de hielo superficial por derretimiento a partir de las mediciones de las estacas instaladas en el Glaciar Lange (GL), Antártica, durante 22 días desde el 24 de diciembre de 2018 al 14 de enero de 2019, en el verano austral 2018 - 2019.

Figure 5. Superficial ice thickness melted from the measurements of the stakes installed in the Lange Glacier (LG), Antarctica, during 22 days from December 24, 2018, to January 14, 2019, in the austral summer 2018 - 2019.

19.4 y 19.9 °C (Tabla 1). Por el contrario, ECAMP registró una temperatura promedio de 1.2 ± 0.7 °C, con una temperatura mínima de -1.4 °C y una máxima de 5.6 °C.

estimated at 60,274 m². The estimated velocity of the glacier front was 219 m/yr and its position retreat was 48 m/yr, which showed a Calving flux (Q_c) of 33.87×10^6 m³/yr.

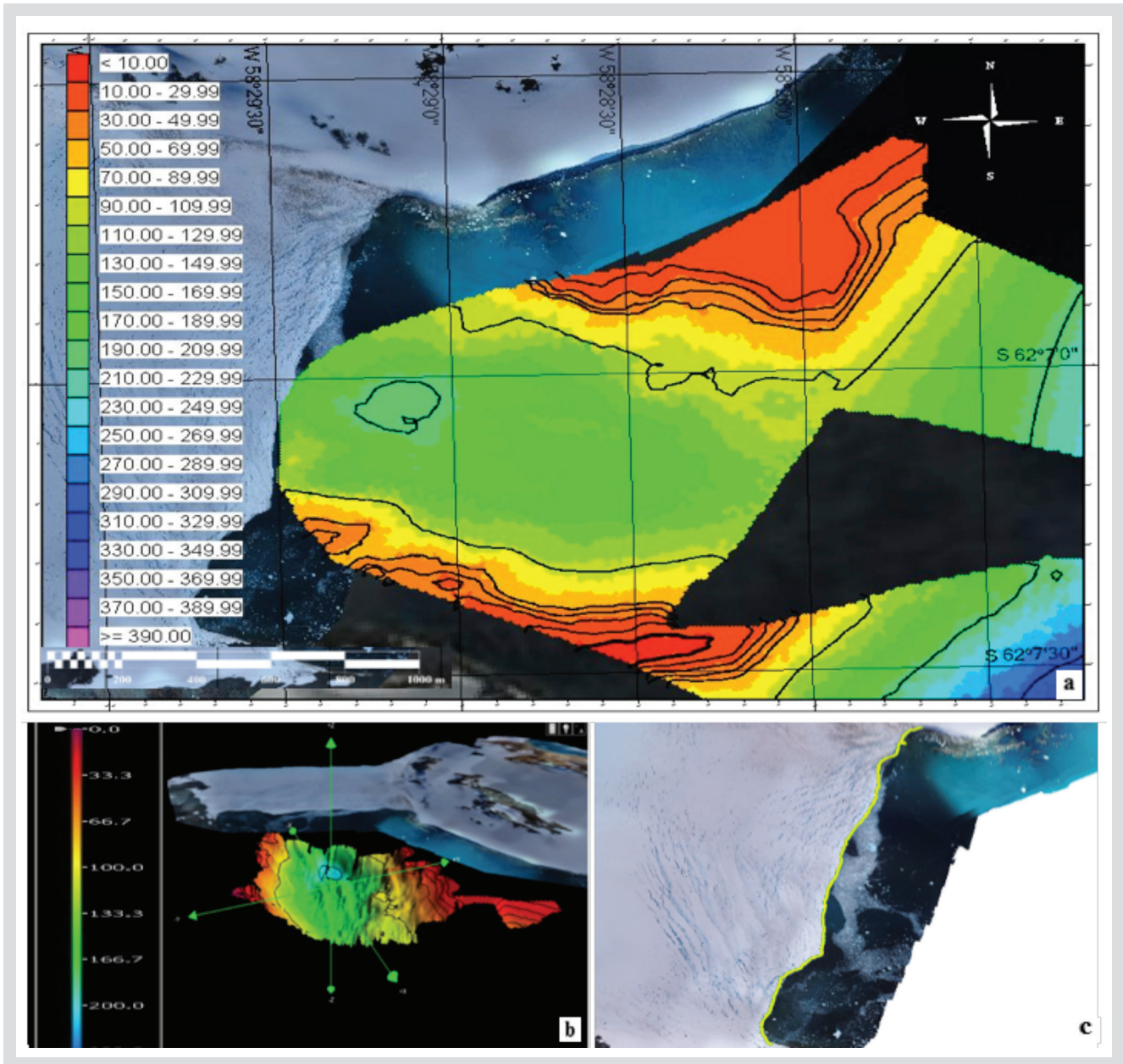


Figura 6. a. Área del levantamiento batimétrico y Modelo Digital de Elevación (MDE) frente al Glaciar Lange (GL), Bahía de Almirantazgo, Isla Rey Jorge, Antártica (Leyenda en metros). La elipse azul en el área central verde indica el punto más profundo frente a la bahía. **b.** Modelo tridimensional del GL; La leyenda se muestra en metros (Imágenes obtenidas de CARIS Easy View, Dirección General Marítima). **c.** La Ortofoto MDE es generada por ArcMap 10.3., en el cual la línea amarilla representa el frente del glaciar (Instituto Geográfico Nacional del Perú).

Figure 6. a. Area of the bathymetric survey and Digital Elevation Model (DEM) in front of the Lange Glacier (LG), Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. Legend in meters. Blue ellipse in the green central area indicates the deepest point in front of the bay. **b.** The three-dimensional model of LG; legend is showing in meters (Images obtained from CARIS Easy View, Dirección General Marítima). **c.** DEM Orthophoto generated by ArcMap 10.3., in which the yellow line represents the glacier front (Instituto Geográfico Nacional del Perú).

Tabla 1. Datos de temperatura (°C) registrados por el sensor ubicado en cada estaca sobre el Glaciar Lange (GL), así como los datos registrados por la Estación Meteorológica Automática de la Estación Científica Antártica Machu Picchu del Perú (ECAMP).

Table 1. Temperature data (°C) registered by the sensor located in each stake on the Lange Glacier (LG) front, as well as the Automatic Weather Station of the Scientific Antarctica Station Machu Picchu of Peru (ECAMP).

Datos de los Sensores de Temperatura en las Estacas sobre el GL y EMA ECAMP / Temperature Data Loggers Stakes LG and AWS ECAMP	Promedio ± Desviación Estándar / Average ± Standard Deviation (°C)	Temperatura Mínima / Minimum Temperature (°C)	Temperatura Máxima / Maximum Temperature (°C)
Estaca 1 GL / Stake 1 LG	5.0 ± 5.3	-2.5	19.9
Estaca 2 GL / Stake 2 LG	4.9 ± 5.2	-2.3	19.4
Estaca 3 GL / Stake 3 LG	5.2 ± 5.2	-2.6	19.9
EMA ECAMP / AWS ECAMP	1.2 ± 0.7	-1.4	5.6

Cálculo del ancho y área frontal del glaciar Lange y su flujo de Calving

La batimetría registrada en la bahía frente al GL arroja como resultado profundidades entre 10 y 220 m (Figura 6). La zona más profunda se ubica en un pequeño sector al noreste (NE), en la parte central del frente glaciar. Una zona poco profunda de 20 m de profundidad se encuentra a 1 km del frente del glaciar (Figura 6a - b). La ortofoto generada mostró que la longitud de la pared frontal de GL es de alrededor de 1,4 km (Figura 6c).

Oceanographic stations

The vertical structure of the LG front is presented on the T-S diagrams (Figure 7). The surface water (~7 m) is cold and fresh due to the seasonal ice-melting, recording minimum values -0.13 °C and 32.43 for temperature and salinity, respectively. Over the 40 m depth was registered the maximum temperature (0.79 °C). Below the seasonal layer, the salinity range is small (33.56 - 33.73) with some variations in the potential density for selected stations.

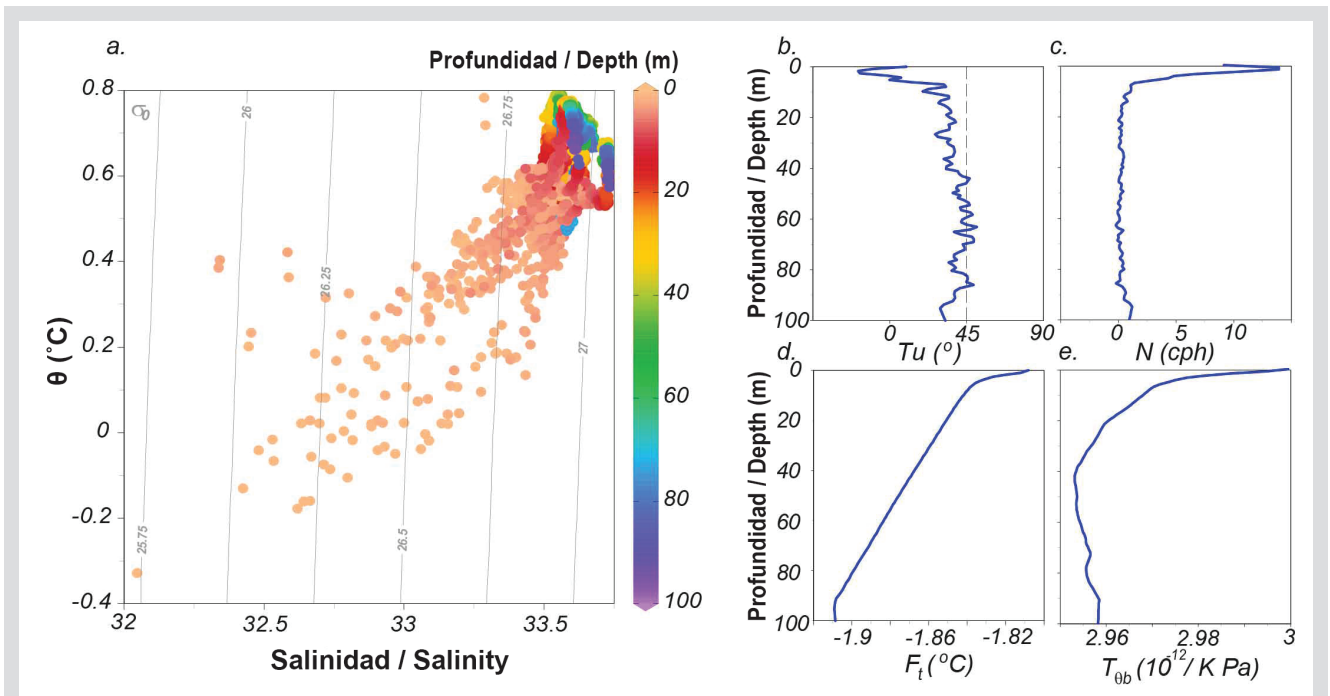


Figura 7. a. Diagramas TS, y promedio de los perfiles completos para b. Ángulo de Turner, c. frecuencia de flotación, d. temperatura de congelación y e. coeficiente termobárico, de todas las estaciones de CTD frente al Glaciar Lange (GL), Antártica.

Figure 7. a. T-S diagrams, and an average of the full profiles for b. Turner angle, c. buoyancy frequency, d. freezing temperature, and e. thermobaric coefficient, from all CTD stations in front of the Glacier Lange (LG), Antarctica.

El frente del GL se estimó en 198.079 m^2 , incluidas áreas sumergidas y emergidas. El área sumergida del frente del glaciar se estimó en $137,805 \text{ m}^2$, con una profundidad promedio de $96,30 \pm 53 \text{ m}$ y un ancho de $1,431 \text{ m}$. En cuanto al área emergida, se estimó en 60.274 m^2 . La velocidad estimada del frente del glaciar fue de 219 m/año y un retroceso de 48 m/año , lo cual arrojó como resultado un flujo de Calving (Q_C) de $33.87 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$.

Estaciones oceanográficas

La estructura vertical del frente del GL se presenta en los diagramas T-S (Figura 7). El agua de la superficie ($\sim 7 \text{ m}$) es fría y dulce debido al deshielo estacional, registrando valores mínimos de $-0,13 \text{ }^\circ\text{C}$ y $32,43$ para temperatura y salinidad, respectivamente. Sobre los 40 m de profundidad se registró la temperatura máxima ($0,79 \text{ }^\circ\text{C}$). Por debajo de la capa estacional, el rango de salinidad es bajo ($33.56 - 33.73$) con algunas variaciones en la densidad potencial para las estaciones seleccionadas.

Una columna de agua débilmente estratificada se define por los valores de frecuencia de flotabilidad más bajos, con respecto al promedio del océano ($N_{\text{average}} = 3.0 \text{ cph}$) (Garret y Munk, 1979). Esta condición se identificó debajo de la capa superficial estacional, lo que hace que la columna de agua sea propensa a perder su estabilidad, como lo muestra el ángulo de Turner en profundidades específicas por debajo de los 40 m . A esta profundidad, el coeficiente termobárico alcanzó los valores mínimos de 2.95×10^{-12} . Este valor se relaciona con la mayor expansión térmica y la menor concentración de la salinidad en la columna de agua, lo cual disminuye la estabilidad de esta. La temperatura de congelación es más baja que la del agua, sin expectativas de formación de hielo a mayor profundidad.

DISCUSIÓN

Esta investigación es el primer estudio glaciológico que realiza el Programa Antártico Colombiano, con apoyo de los Programas Antárticos de Chile y Perú, así como de instituciones estadounidenses, para brindar datos recientes sobre la dinámica del Glaciar Lange (GL), ubicado en una de las áreas más afectadas por el calentamiento global en la Península Antártica (Vaughan *et al.*, 2013). Los resultados obtenidos muestran una alta dinámica del glaciar, asociada con un derretimiento continuo por las altas temperaturas registradas en el área, lo que podría tener incidencias en el aumento del nivel del mar.

A weakly stratified water column is defined by the lowest buoyancy frequency values, regarding the ocean average ($N_{\text{average}} = 3.0 \text{ cph}$) (Garret and Munk, 1979). This condition was identified below the seasonal surface layer, making the water column prone to lose its stability as it was shown by the Turner angle in specific depths below the 40 m . At this depth, the thermobaric coefficient reached the minimum values of 2.95×10^{-12} . This value relates to the highest thermal expansion and the lowest salinity contraction of the water column that decrease the water column stability. The freezing temperature is lower than the water, with no ice depth expectation.

DISCUSSION

This research is the first glaciology study conducted by the Colombian Antarctic Program, with support of Chilean and Peruvian Antarctic Programs, as well as American institutions, to provide recent data about dynamics of Lange Glacier (LG), located in one of the most affected areas by global warming in the Antarctic Peninsula (Vaughan *et al.*, 2013). Our results combined show a high glacier dynamic, associated with a continuous melting by higher temperatures, which could have implications in sea level rise.

Thermic gradient and glacier dynamics

The LG, which has been described as a temperate glacier (Braun, 2001), showed an average superficial movement of $8.8 \text{ m} \pm 1.5 \text{ m}$ per 22 days (equivalent to $0.40 \pm 0.07 \text{ m/day}$), indicating a displacement of 146 m per year, which is consistent with maximum velocities reported for temperate glaciers (between 10 and until more of 100 m per year; e.g. Llibouty, 1956). Particularly, glaciers that come from an extensive ice mass and flows into the sea show higher velocities than glaciers inside the Antarctic (Llibouty, 1956). For instance, the dynamic reported for the Union Glacier in the inside Antarctica showed a slower dynamic between 0.06 and 0.10 m per day, with a mean value of 22.6 m per year (Rivera *et al.*, 2010, 2018). Variations in glacier velocities between exterior and the interior Antarctic could be related to higher temperatures recorded in the Antarctic Peninsula and the South Shetland Islands (Vaughan *et al.*, 2013), differences in dynamic also be related to glacier characteristics, showing higher velocities in the glacier center than the glacier edge (Tarbuck *et al.*, 2005; Marangunic *et al.*, 2008).

Gradiente térmico y dinámica del glaciar

El -GL, que ha sido descrito como un glaciar templado (Braun, 2001), mostró un movimiento superficial promedio de $8.8 \text{ m} \pm 1.5 \text{ m}$ durante 22 días (equivalente a $0.40 \pm 0.07 \text{ m/día}$), indicando un desplazamiento de 146 m por año, lo cual es consistente con las velocidades máximas reportadas para glaciares templados (entre 10 y hasta más de 100 m por año; por ejemplo, Lliboutry, 1956). En particular, los glaciares que provienen de una extensa masa de hielo y fluyen hacia el mar muestran velocidades más altas que los glaciares dentro de la Antártica (Lliboutry, 1956). Por ejemplo, la dinámica reportada para el Glaciar Unión en el interior de la Antártica registró una dinámica más lenta, entre 0.06 y 0.10 m por día, con un promedio de 22,6 m por año (Rivera *et al.*, 2010; 2018). Las variaciones en las velocidades de los glaciares entre el exterior y el interior de la Antártica podrían estar relacionadas con las temperaturas más altas registradas en la Península Antártica y las Islas Shetland del Sur (Vaughan *et al.*, 2013), las diferencias en la dinámica también pueden estar relacionadas con las características de los glaciares, que muestran velocidades más altas en el centro del glaciar que el borde del glaciar (Marangunic *et al.*, 2008; Tarbuck *et al.*, 2005).

Aunque en nuestro estudio las estacas se ubicaron en inmediaciones del borde del glaciar (Figura 4b), la dinámica registrada fue levemente mayor que en el centro. De acuerdo con los datos obtenidos de offset tracking, las imágenes de satélite reportaron una velocidad de $0.30 \pm 0.03 \text{ m/día}$ en el centro del glaciar, mientras que en el borde del glaciar reportaron una velocidad de $0.43 \pm 0.01 \text{ m/día}$ (Figura 8), corroborando los resultados obtenidos con las estacas instaladas de $0.40 \pm 0.07 \text{ m/día}$. Estas pequeñas diferencias registradas entre el centro y el borde del glaciar pueden deberse a variaciones a pequeña escala de la profundidad de la nieve inducidas por patrones de grietas, efectos topográficos en el área que varían entre el centro o borde de un glaciar (Braun y Hock, 2004), y también por el cambio de cota e inclinación más pronunciada en los lugares de instalación de las estacas (Wang *et al.*, 2017).

El GL mostró una pérdida de hielo promedio de 0.42 cm/día , que es menor a la reportada por Braun y Hock (2004) en la parte occidental de la capa de hielo en la IRJ (promedio = 0.62 cm/día), quienes usaron un total de 15 estacas para monitorear la ablación en varios glaciares del área incluido el GL. Aunque estos autores no instalaron las estacas en la misma área del GL donde se instalaron para este estudio, nuestros hallazgos sugieren que el deshielo del

Although in our study the stakes were located around the glacier edge (Figure 4b), the dynamic registered was slightly higher than in the center. According to data obtained from offset tracking, satellite images reported a velocity at $0.30 \pm 0.03 \text{ m/day}$ in the glacier center, while in the glacier edge reported a velocity at $0.43 \pm 0.01 \text{ m/day}$ (Figure 8), corroborating the results obtained with the installed stakes of $0.40 \pm 0.07 \text{ m/day}$. These small differences registered between glacier center and edge may be due to small-scale variations of snow depth induced by crevasse patterns, topographic effects in the area, which vary between center or edge of a glacier (Braun and Hock, 2004), and also due to the change in elevation and more pronounced inclination in the places of installation of the stakes (Wang *et al.*, 2017).

The LG showed an average ice loss of 0.42 cm/day , which is lower than reported by Braun and Hock (2004) in the western part of the ice cap on KGI (average = 0.62 cm/day), who used a total of 15 stakes to monitor ablation in several glaciers including the LG. Although these authors did not install the stakes on LG in the same area of this study, our findings suggest that glacier melting has decreased in recent years. However, melting values reported in this study were higher than reported inside Antarctic (0.04 cm/day in the Union Glacier) (Rivera *et al.*, 2010). The LG is a drainage glacier with an outlet that emerges from a partially drained ice cap (Simões *et al.*, 1999); therefore, and due to global temperature increase tendency, velocity in this glacier may increase in comparison to ice masses inside the Antarctic.

The high temperatures recorded by sensors in the stakes on the LG, which 85 % were above the 0 °C melting point, may increase glacier velocity in the long term. However, this temperature dataset was higher than the data recorded by the AWS of ECAMP during the same season. Comparing the temperature recorded with the stakes with the one obtained from the ECAMP, results showed differences in terms of minimum, maximum, and average temperatures (Table 1). These differences could be attributed to sensor exposition since ECAMP uses a temperature sensor ventilated with a rotor that sucks air to have the most real data of the place, while sensors on stakes can be affected by a local greenhouse effect in the plastic shells that cover them. In other words, sensors on the stakes may be affected by the strong effect of albedo by glacier exposure. Nevertheless, despite these differences between sensor types, both showed most temperatures above 0 °C melting point.

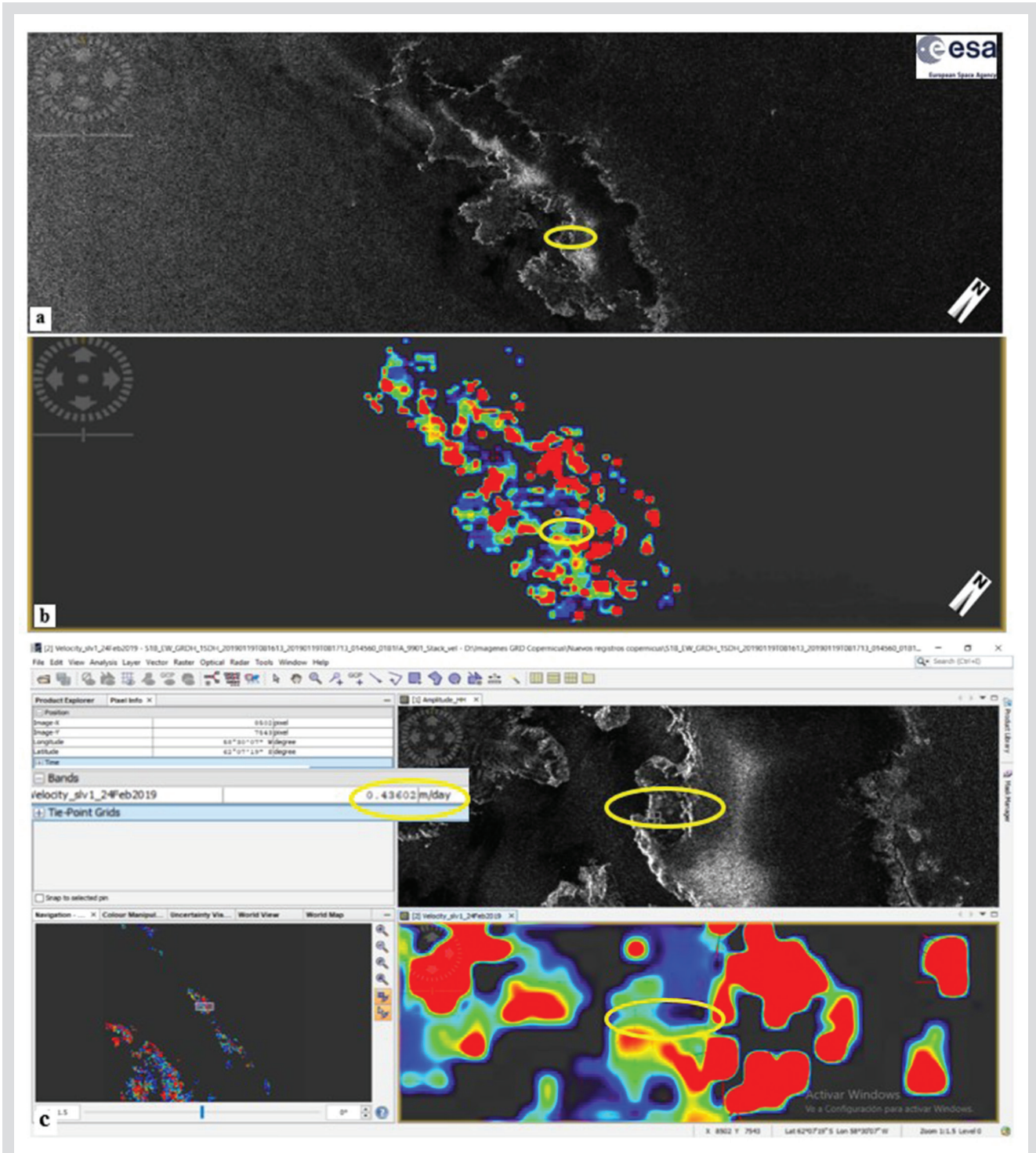


Figura 8. a. “Imagen maestra satelital” de la Isla Rey Jorge (IRJ), Antártica capturada el 19 de enero de 2019 por la Misión Sentinel-1 y descargada desde Copernicus Open Access Hub de la Agencia Espacial Europea (ESA). **b.** La imagen resultante a través del Radar de Apertura Sintética (SAR) Offset Tracking en la plataforma de aplicaciones Sentinel (SNAP). **c.** Ventana SNAP, para el procesamiento de las imágenes de satélite adquiridas (01192019 “imagen maestra” y 24022019 “imagen esclava”) para el GL en la IRJ. El óvalo amarillo corresponde al área y velocidad m/día registrados en el lugar donde se instalaron las estacas.

Figure 8. a. King George Island (KGI) satellite “master image”, Antarctica captured on January 19, 2019 by the Sentinel-1 - Mission, and download from Copernicus Open Access Hub by European Space Agency (ESA). **b.** The image resulting from the Synthetic Aperture Radar (SAR) Application Offset Tracking in Sentinel Application Platform (SNAP). **c.** SNAP window, for the processing of the acquired satellite images (01192019 “master image” and 24022019 “slave image”) for the LG in KGI. Yellow oval corresponds to the area and velocity m/day recorded in the place where the stakes were installed.

glaciar ha disminuido en los últimos años. Sin embargo, los valores de deshielo registrados en este estudio fueron más altos que los reportados dentro de la Antártica (0.04 cm/día en el Glaciar Unión) (Rivera *et al.*, 2010). El GL es un glaciar de drenaje con una salida que emerge de una capa de hielo parcialmente drenada (Simões *et al.*, 1999); por lo tanto, y debido a la tendencia al aumento de la temperatura global, la velocidad en este glaciar puede aumentar en comparación con las masas de hielo dentro de la Antártica.

Las altas temperaturas registradas por los sensores instalados en las estacas sobre el GL, estuvieron el 85 % por encima del punto de fusión de 0 °C, lo cual puede incrementar la velocidad del glaciar a largo plazo. Sin embargo, los datos de temperatura obtenidos fueron más altos que los datos registrados por la EMA de ECAMP durante la misma temporada. Comparando las temperaturas registradas con los sensores de las estacas y la obtenida por la EMA de ECAMP, los resultados mostraron diferencias en términos de temperaturas mínima, máxima y promedio (Tabla 1). Estas diferencias podrían atribuirse a la exposición del sensor, ya que ECAMP utiliza un sensor de temperatura ventilado con un rotor que succiona aire para tener los datos más reales del lugar, mientras que los sensores en las estacas pueden verse afectados por un efecto invernadero local en las carcasas plásticas que los cubren. En otras palabras, los sensores en las estacas pueden verse afectados por el fuerte efecto del albedo del glaciar. Sin embargo, a pesar de estas diferencias entre los tipos de sensores utilizados, ambos registraron que la mayoría de las temperaturas estuvieron por encima del punto de fusión de 0 °C.

Estos hallazgos de temperatura están en concordancia con los promedios anuales de temperatura del verano austral reportados por estaciones ubicadas en la Península Antártica como Bellinghausen, Comandante Ferraz, Esperanza y Frei entre 1944 y 2015 (por ejemplo, Marshall *et al.*, 2002; Ferron *et al.*, 2004; Turner *et al.*, 2005), que están todos por encima del punto de fusión de 0 °C (ver Tabla 2). En general, los datos históricos de temperatura anual entre 1957 y 1982 de la Antártica muestran una tendencia de calentamiento de aproximadamente 1,45 °C (Raper *et al.*, 1984), particularmente en la Península Antártica (Ferron *et al.*, 2004). De hecho, la IRJ muestra la tendencia más cálida de aproximadamente 2 °C entre 1947 y 1997 (50 años) (King y Harangozo, 1998; Smith *et al.*, 1996).

These temperature findings are in concordance with austral summer annual temperature averages reported by stations located in the Antarctic Peninsula such as Bellinghausen, Comandante Ferraz, Esperanza, and Frei between 1944 and 2015 (e.g. Marshall *et al.*, 2002; Ferron *et al.*, 2004; Turner *et al.*, 2005), which are all above 0 °C melting point (see Table 2). In general, historical annual temperature data between 1957 and 1982 from Antarctica shows a warming trend of approximately 1.45 °C (Raper *et al.*, 1984), particularly in the Antarctic Peninsula (Ferron *et al.*, 2004). Indeed, The KGI shows the warmest trend of approximately 2 °C between 1947 and 1997 (50 years) (Smith *et al.*, 1996; King and Harangozo, 1998).

Tabla 2. Promedios de temperatura anual y estacional (°C) por década para las estaciones meteorológicas automáticas (EMA) ubicadas en la isla Rey Jorge y cerca de la Península Antártica.

Table 2. Annual and seasonal temperature averages (°C) by decade for Automatic Weather Stations (AWS) located on King George Island and near Antarctic Peninsula.

Estación científica - base / Scientific station - base	Promedio de temperatura (°C/decadal) / Average temperature (°C/decadal)					Periodo de tiempo / Time frame	Tiempo (años/días) / Time (years/days)
	Annual / Annual	Primavera / Spring	Verano / Summer	Otoño / Autumn	Invierno / Winter		
Bellingshausen-bell. Turner <i>et al.</i> (2005)	0.35	-0.1	0.3 ± 0.20	0.51	0.58	1969-2000	31
Esperanza. Turner <i>et al.</i> (2005)	0.41	-0.07	0.43 ± 0.34	0.82	0.51	1961-2000	39
Rothera-Vernadsky-Bellinghausen-O'Higgins- Esperanza y Marambio. Turner <i>et al.</i> (2016) (pc/wp)	0.32	0.18	0.51	0.33	0.04	1979-1997	18
Rothera-Vernadsky-Bellinghausen-O'Higgins- Esperanza y Marambio. Turner <i>et al.</i> (2016) (pe/cp)	-0.47	-0.39	-0.72	-0.36	-0.09	1999-2014	16
Bellinghausen. Oliva <i>et al.</i> (2017) (pc/wp)	-2.3	-2.7	1.1	-1.6	-6.1	1968-2015	47
Bellinghausen. Oliva <i>et al.</i> (2017) (pe/cp)	-2.3	-2.8	0.9	-1.4	-6.0	2006-2015	10
King Sejong. Oliva <i>et al.</i> (2017) (pc/wp)	-1.8	-2.2	1.5	-1.2	-5.3	1986-2015	30
King Sejong. Oliva <i>et al.</i> (2017) (pe/cp)	-2.1	-2.5	1.2	-1.2	-5.8	2006-2015	10
Frei - Dr. Jorge Carrasco, Universidad de Magallanes (2017)	-2.3	-2.8	1.1	-1.6	-6.1	1970-2015	45
Bahía Almirantazgo [//antartica.cptec.inpe.br/ PROANTAR - Brasil (julio/july, 2019)]	-2.1 ± 1.0	--	1.6 ± 0.7	--	--	1944-2013*	69
Ferraz - EACF [//antartica.cptec.inpe.br/ PROANTAR - Brasil (julio/july, 2019)]	-1.8 ± 3.5	--	1.6	--	-5.3	1986-2013	28
Frei / Deception (DI) / Bellinghausen (Bell) / Ferraz (EACF)** Ferron <i>et al.</i> (2004)	--	-3.0	0.9	-2.2	-7.0	1987-1992 (Bell) / 1992- 1995 (EACF)	6 / 4
EMA Machu Picchu (ECAMP) – Perú / AWS Machu Picchu (ECAMP) – Peru	--	--	1.2 ± 0.7	--	--	Dic/Dec 31/2018 – Ene/Jan. 15/2019	16 Días
Glaciar Lange***, este estudio / Lange Glacier***, this study	--	--	5.0 ± 5.2***	--	--	Dic/Dec. 24/2018 – Ene/Jan 15/2019	22 Días
Esperanza - Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2020) Región VII (Antártica e islas adyacentes) /Esperanza - World Meteorological Organization (WMO, 2020) VII Region (Antarctica and adjacent islands)	Temperatura más alta registrada en la antártica 18.3 °C en la Base Esperanza, Península Antártica el 06 de febrero de 2020 (verano austral) / Highest temperature recorded in Antarctica 18.3 °C at Esperanza Base, Antarctic Peninsula on February 6, 2020 (austral summer)						

(pc) periodo de calentamiento, (pe) periodo de enfriamiento

* A excepción de 1946, los datos se tomaron de Deception Island (1944-1945, 1947, 1959-1967), Base "G" (1948-1960), Bellinghausen (1968-1976), Arctowski (1977-1985, 1988-1989), Ferraz (1986-1987, 1990-2013) Fuente: Datos tomados de <http://antartica.cptec.inpe.br/> EMA PROANTAR - Brasil.

** La distancia entre DI y BELL es de 123 km y BELL y EACF son 31,5 km.

*** Temperatura promedio para el periodo descrito en la tabla.

(wp) warm-up period, (cp) cooling period

* Except for 1946, data were taken from Deception Island (1944-1945, 1947, 1959-1967), Base "G" (1948-1960), Bellinghausen (1968-1976), Arctowski (1977-1985, 1988-1989), Ferraz (1986-1987, 1990-2013) Source: Data taken from <http://antartica.cptec.inpe.br/> Antarctic meteorological PROANTAR - Brazil.

** Distance between DI and BELL is 123 km and BELL and EACF are 31.5 km.

*** Average temperature for the period described in the table.

No obstante, se debe mencionar que estudios más recientes como los de Carrasco (2013), reportan un período de ligero enfriamiento en la parte norte de la Península Antártica. Particularmente Oliva *et al.* (2017) reportan para la IRJ en verano una media anual en la temperatura del aire (diciembre

However, more recent studies such as those of Carrasco (2013), report a period of slight cooling in the northern part of the Antarctic Peninsula. Oliva *et al.* (2017), report for the KGI in austral summer an annual mean in air temperature (December to February) lower by 0.3 °C in the

a febrero) menor en $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la década de 2006–2015 que en el período 1986–2015, del mismo modo Turner *et al.* (2016) reportó para la Península Antártica posterior al período de calentamiento entre 1979–1997, un período de enfriamiento entre 1999–2014 consistente con la variabilidad natural. Sin embargo, hay que añadir que recientemente la Organización Meteorológica Mundial (2020), reportó el 06 de febrero de 2020, la temperatura más alta registrada en la Antártica: $18,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ en la Base Esperanza (parte norte de la península Antártica - inmediaciones de la IRJ) (Tabla 2). Todos estos valores históricos de temperatura en el área junto con los resultados de las mediciones de este estudio indican una tendencia de aumento de temperatura con un ligero período de enfriamiento durante aproximadamente 10 a 15 años, que según últimos registros podría retomar la tendencia de aumento de temperatura en la porción norte de la Península Antártica. Esta tendencia más cálida en las temperaturas tiene implicaciones directas en el derretimiento actual del GL, que puede continuar retrocediendo si aumentan las tendencias de aumento de temperatura actuales, contribuyendo con el aporte de agua dulce a la Bahía del Almirantazgo con incidencias en el aumento del nivel del mar y todas sus repercusiones en las zonas costeras del planeta.

Estaciones oceanográficas

El agua superficial se evidenció fría y dulce, por los procesos de Calving y deshielo. En las estaciones del sur, identificamos una alta salinidad y baja temperatura como producto de la salmuera producida por la formación de hielo, en concordancia con las observaciones visuales y la falta de datos en esta área debido a la presencia de escombros de hielo (Figura 9). En las estaciones ubicadas en paralelo, se observó una notable zona de alta temperatura ($0,78\text{ }^{\circ}\text{C}$) entre los 20 y 60 m en la parte central de la bahía, asociada a una baja salinidad (33,52). Comparando con la sección de las estaciones ubicadas en perpendicular (registros de temperatura y densidad, Figura 9e-f), podemos interpretar que este núcleo de agua dulce y cálida proviene de aguas fuera de la bahía del frente del Glaciar. Comparando el agua entrante con la residente, hay un pico de $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ de variabilidad que puede impactar directamente el frente del glaciar. Esta afirmación es relevante para las condiciones de estabilidad del glaciar porque la entrada de este núcleo de aguas puede producir un proceso de derretimiento bajo la superficie del glaciar, aumentando el retroceso del glaciar, como se presentó en secciones anteriores.

Las aguas frías sobre aguas cálidas, en un sistema estratificado débil, se conocen como parte de las condiciones

decade 2006 - 2015 than in the period 1986 - 2015, in the same way Turner *et al.* (2016) reported for the Antarctic Peninsula after the warming period between 1979 - 1997, a cooling period, between 1999 - 2014 consistent with natural variability. However, recently the World Meteorological Organization (2020), reported on February 6, 2020, the highest temperature recorded in Antarctica: $18.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ at the Esperanza Base (northern part of the Antarctic Peninsula - vicinity of the KGI) (Table 2). All these historical values of temperature in the area together with the results of the measurements of this study indicate a trend of temperature increase with a slight cooling period for approximately 10 to 15 years, according to the latest records could resume the trend of increase of temperature in the Northern portion of the Antarctic Peninsula. This warmer trend in temperatures has direct implications on the current melting of the LG, may continue to retreat if current temperature increase trends increment, contributing to the fresh water inlet to the Admiralty Bay with incidences in the increase of the sea level and all its repercussions in the Coastal zones of the planet.

Oceanographic stations

The surface water was cold and fresh, by Calving and melting processes. At the southern stations, we identified a high salinity and low temperature as a product of the brine produced by the ice formation, in agreement with the visual observations and the lack of data in this area because of the ice-cover (Figure 9). From the parallel section, there was a remarkable area of high temperature ($0.78\text{ }^{\circ}\text{C}$) between 20 and 60 m in the bay central part, associated with low salinity (33.52). Comparing with the perpendicular section (temperature and density signature, Figure 9e-f), we can interpret that this core of warm and freshwater coming from waters outside the Glacier Bay. Comparing the incoming water with the resident, there is a peak of $0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ of variability that can impact directly the glacier front. This statement is relevant for the stability conditions of the glacier because the entrance of this core of waters can produce a subsurface melting process increasing the glacier retreatment, as was presented in previous sections.

Cold waters over warm waters, in a weak stratified system, is known as part of the preconditions of convection processes. Consequently, the ocean circulation transport oceanic heat through a weakly stratified water column increasing the surface ventilation (Schmitt, 1994). From this assumption and the Turner angle values and

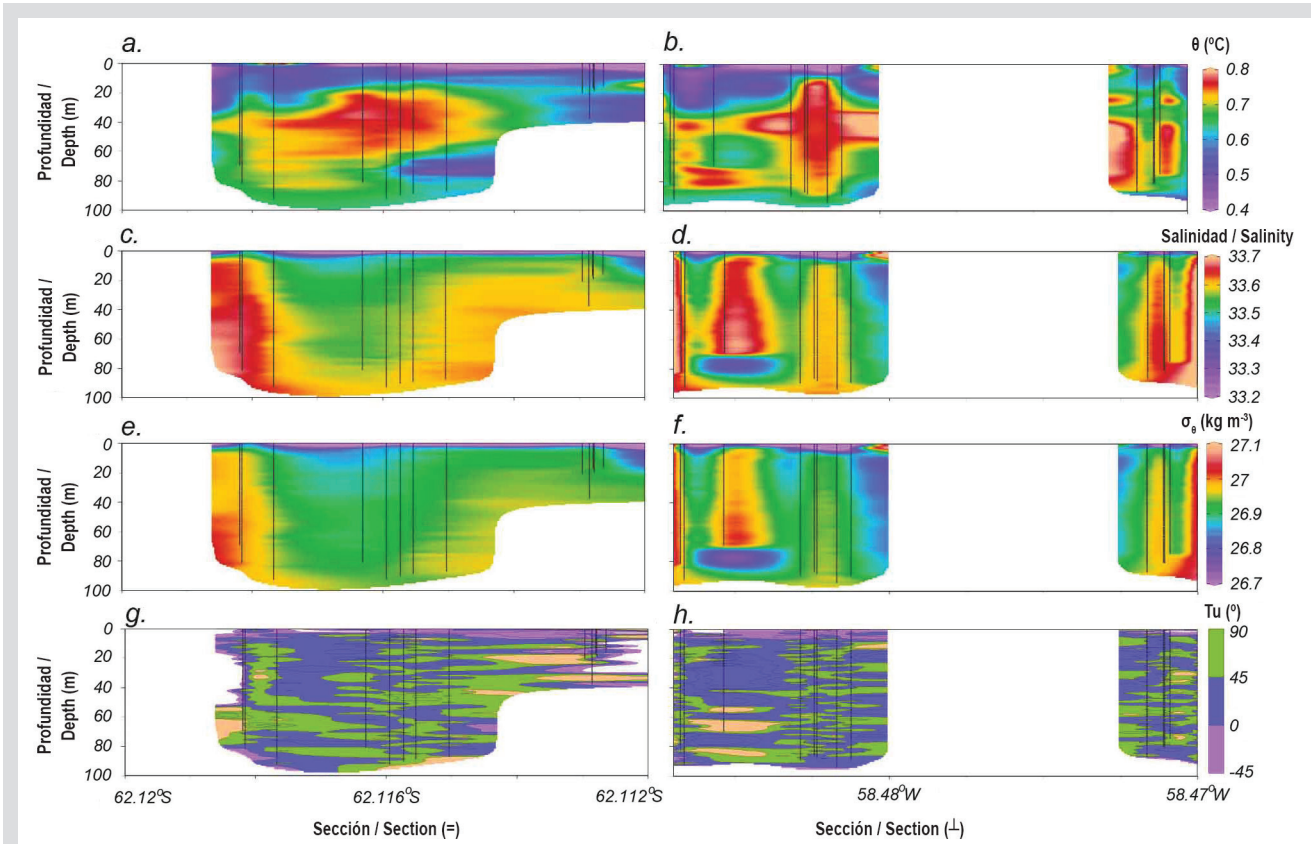


Figura 9. a. - b. Secciones de temperatura potencial, c. - d. salinidad, e. - f. densidad potencial y g. - h. Ángulo de Turner para las estaciones en la Bahía de Almirantazgo, Antártica dentro de cada sección paralela y perpendicular, respectivamente.

Figure 9. a. - b. Sections of potential temperature, c. - d. salinity, e. - f. potential density, and g. - h. Turner angle for the stations in Admiralty Bay, Antarctica inside each parallel and perpendicular section, respectively.

previas para los procesos de convección. En consecuencia, la circulación oceánica transporta el calor oceánico a través de una columna de agua débilmente estratificada que aumenta la ventilación de la superficie (Schmitt, 1994). A partir de esta suposición y los valores del ángulo de Turner y puntos calientes identificados sobre la columna de agua (Figura 9), podemos confirmar la entrada de aguas externas provocando una pérdida de estabilidad del sistema en la columna de agua. El proceso como formación de dedos de sal puede aumentar la mezcla de la columna de agua en el área y los procesos de convección, afectando el intercambio de energía que impacta los procesos océano-glaciar. No obstante, se necesitan más estudios para confirmar esta dinámica.

La Corriente Circumpolar Antártica es una corriente oceánica que fluye de oeste a este alrededor de la Antártica, desempeñando un papel importante en el transporte y distribución de calor y sal, que tienen efectos sobre la dinámica del hielo oceánico, afectando las tasas de derretimiento basal y retroceso de los glaciares (Nitsche *et al.*, 2007; Depoorter *et al.*, 2013). La cantidad de deshielo

hotspots identificados sobre la columna de agua (Figura 9), we can confirm the entrance of external water making a loss the stability of the water column system. The process as salt fingering can increase the convection mixing in the area, affecting the energy exchange that impacts the ocean-glacier processes, but further studies are needed to confirm the dynamics.

The Antarctic Circumpolar Current is an ocean current that flows from west to east around Antarctica, playing an important role transporting and distributing heat and salt, which have effects on the dynamics of ocean ice, affecting the rates of basal melting and retreat of glaciers (Nitsche *et al.*, 2007; Depoorter *et al.*, 2013). The amount of melting produced by the ocean depends on ocean water temperature, which is controlled by the combination of the surrounding ocean thermal structure and the local circulation of the ocean that is determined by winds and bathymetry. As the climate warms and the atmospheric circulation changes, there will be subsequent changes in the circulation and temperature of the ocean,

producido por el océano depende de la temperatura del agua del océano, que está controlada por la combinación de la estructura térmica del océano circundante y la circulación local del océano que a su vez está determinada por los vientos y la batimetría. A medida que el clima se calienta y la circulación atmosférica cambia, habrá cambios posteriores en la circulación y la temperatura del océano, particularmente en la circulación de una masa de agua más cálida (Circumpolar Deep Water - CDW), que es más densa debido a la mayor cantidad de sal contenida y se encuentran a profundidades por debajo de las aguas superficiales, alrededor de los 500 m (Holland *et al.*, 2020). Esta CDW está afectando el retroceso frontal de los glaciares, particularmente en el oeste de la Península Antártica (Cook *et al.*, 2016; Depoorter *et al.*, 2013; Jacobs *et al.*, 2012). Por lo tanto, la CDW cálida, salada y poco oxigenada se mezcla con el agua de alta salinidad recientemente ventilada y modificada, que es relativamente fría, dulce se forma en el mar de Weddell para ser direccionado hacia el sur a lo largo de las cuencas profundas del Estrecho de Bransfield (Torres *et al.*, 2020), quizás invadiendo las aguas dulces y cálidas de la Bahía del Almirantazgo.

Batimetría y Modelo Digital de Elevación (MDE)

El levantamiento batimétrico en la bahía frente al GL mostró una forma de valle, en cuyo centro están las áreas más profundas con 220 m y mayor espesor del hielo (Figura 6a-b). Se evidenció un área de plumas de sedimentos en la bahía del frente del glaciar, lo que indica que este frente está en contacto con el lecho basal, en concordancia con estudios previos en el área (p. Ej., Pichlmaier *et al.*, 2004; Barboza *et al.*, 2004). Asimismo, se observó a 1 km del frente del glaciar algunas áreas someras de 20 m de profundidad en el suroeste (SW) y noreste (NE) de la bahía (Figura 6a-b), que pueden corresponder a morrenas por el arrastre de rocas glaciales, sedimentos y detritos depositados en la bahía. Estos hallazgos sugieren que en el pasado allí estuvo ubicado el frente del glaciar. De hecho, la longitud actual del frente GL mostró una notable disminución de 600 m en comparación con las mediciones de la longitud frontal del GL obtenidas hace 20 años por Barboza *et al.* (2004).

Según descripciones históricas del retroceso de GL, la primera fase de retroceso (440 m) se registró para el período entre 1956 y 1975, y la segunda fase de retroceso se registró en un corto período entre 1975 y 1979, retrocediendo unos 880 m de acantilado de hielo y perdiendo aproximadamente 1,1 km² (Braun, 2001). Este proceso continuó posteriormente entre 1979 y 1988, cuando el glaciar retrocedió 280 m

particularmente en la circulación de una capa más cálida de agua (Circumpolar Deep Water – CDW), que es más densa debido a su mayor contenido de sal y se encuentra a profundidades por debajo de las aguas superficiales, alrededor de 500 m (Holland *et al.*, 2020). Esta CDW está afectando el retroceso frontal de los glaciares, particularmente en la península Antártica occidental (Jacobs *et al.*, 2012; Depoorter *et al.*, 2013; Cook *et al.*, 2016). Por lo tanto, el agua cálida, salada y con bajo oxígeno de la CDW que se mezcla con el agua recientemente ventilada y modificada de la High Salinity Shelf Water, que es relativamente fría, dulce y se forma en el mar de Weddell para ser adveccionada hacia el sur a lo largo de las cuencas profundas del Estrecho de Bransfield (Torres *et al.*, 2020), quizás invadiendo las aguas dulces y más cálidas de la Bahía del Almirantazgo.

Bathymetry and Digital Elevation Model (DEM)

El levantamiento batimétrico en la bahía frente al LG mostró una forma de valle, en cuyo centro están las áreas más profundas con 220 m y mayor espesor del hielo (Figura 6a-b). Se evidenció un área de plumas de sedimentos en la bahía del frente del glaciar, lo que indica que el frente del glaciar está en contacto con el lecho basal, en concordancia con estudios previos en el área (p. Ej., Barboza *et al.*, 2004; Pichlmaier *et al.*, 2004). Asimismo, se observó a 1 km del frente del glaciar algunas áreas someras de 20 m de profundidad en el suroeste (SW) y noreste (NE) de la bahía (Figura 6a-b), que pueden corresponder a morrenas por el arrastre de rocas glaciales, sedimentos, y detritos depositados en la bahía. Estos hallazgos sugieren que el frente del glaciar ha retrocedido de su posición anterior. De hecho, la longitud actual del frente LG mostró una notable disminución de 600 m en comparación con las mediciones de la longitud frontal del LG obtenidas hace 20 años por Barboza *et al.* (2004).

Según descripciones históricas del retroceso de LG, la primera fase de retroceso (440 m) se registró para el período entre 1956 y 1975, y la segunda fase de retroceso se registró en un corto período entre 1975 y 1979, retrocediendo unos 880 m de acantilado de hielo y perdiendo aproximadamente 1,1 km² (Braun, 2001). Este proceso continuó posteriormente entre 1979 y 1988, cuando el glaciar retrocedió 280 m, perdiendo un área de 1,1 km². En total, el glaciar retrocedió unos 1,780 m entre 1956 y 1995, perdiendo un área de 1,7 km² (Braun, 2001). Asimismo, Arigony-Neto (2001) registró un retroceso de 1,4 km², perdiendo un total de 2,0 km². Basado en estos datos históricos, se estimó un promedio de retroceso de 28 m/año para el período en el que no había registros de retroceso entre 1995 y 1999, con un retroceso del glaciar estimado

adicionales, perdiendo otros 0,56 km². Entre 1988 y 1995, el glaciar retrocedió 180 m, con una pérdida de superficie de 0,13 km². En total, el glaciar retrocedió alrededor de 1.780 m entre 1956 y 1995, perdiendo así aproximadamente 1,7 km² (Braun, 2001). De manera similar, Arigony-Neto (2001) registró un retroceso del glaciar de 1.4 km², perdiendo un total de 2.0 km². Con base en estos datos históricos, estimamos un retroceso promedio de 28 m/año para el período en el que no hubo registro de datos de su retroceso, entre 1995 y 1999, equivalente a 112 m. Según los anteriores datos y registros e incluyendo los resultados de este estudio, el retroceso del GL se estimó entre 1956 y 2019 en aproximadamente 2.492 m.

Consideraciones sobre el cambio climático

Nuestros resultados sugieren un balance de masa negativo para el GL según el flujo de Calving, la temperatura registrada en este estudio y el aumento de temperatura en la zona durante las últimas décadas. Los datos históricos en el área indican que el deshielo en GL está aumentando en forma continua (0.42 ± 0.06 cm/día) debido al aumento de la temperatura atmosférica con un aporte de agua dulce a la Bahía del Almirantazgo. A partir de los datos de las estaciones oceanográficas, hay indicios de una intrusión de aguas externas a la bahía frente al GL. Además, se evidenció un núcleo de aguas calientes externas, que desestabilizan la columna de agua y generan procesos de convección. Esa entrada de aguas externas puede producir niveles más altos de mezcla y energía, transferidos del océano al glaciar, impulsando su retroceso y deshielo basal debajo de la superficie del mar. Combinando la información de la dinámica del glaciar a partir de los datos de las imágenes satelitales, batimetría, topografía que evidenciaron el retroceso del glaciar e indicaciones de un balance de masa negativo, el GL es un muy buen indicador del efecto acelerado del cambio climático en la Península Antártica. Se requiere un estudio completo de toda la cuenca glaciar y un monitoreo continuo para establecer la contribución y aporte agua al aumento del nivel del mar debido al derretimiento de GL, que puede acelerarse por el cambio climático si aumentan las tendencias actuales de temperatura.

AGRADECIMIENTOS

Estamos en deuda con todas las instituciones que apoyaron y fueron parte de esta investigación, que incluyen a las siguientes instituciones colombianas: Dirección General Marítima, Comisión Colombiana del Océano, Programa Antártico Colombiano, Armada Nacional de Colombia y

at 112 m. Thus, with all these estimations and including data of this study, the LG retreatment estimated between 1956 and 2019 was approximately 2,492 m.

Climate change considerations

Our results suggest a negative mass balance according to the Calving flux, the temperature registered in this study, and the temperature increase in the area in the last decades. The historical data in the area indicate the LG is increasing continuous fusion (0.42 ± 0.06 cm/day) due to the increase in atmospheric temperature with a freshwater contribution to the Admiralty Bay. From the oceanographic station's data, there are indications of water external intrusion to the bay in front of the LG. Furthermore, there is a core of external warm water, which destabilizes the water column and generates convection processes. That external water entrance can produce higher levels of mixing and energy, transferred from the ocean to the glacier, driving its retreatment and basal melting below the sea surface. Combining the information of the glacier dynamics from satellite image data, bathymetry, topography that showed the already detectable glacier retreatment and indications for a negative mass balance, the LG is a very good indicator of accelerated climatic change effect in the Antarctic Peninsula. A complete study of the entire glacier basin and continuous monitoring is required to establish the water contribution to sea-level rise due to melting of LG, which may be accelerated by climate change if increase current temperature trends.

ACKNOWLEDGMENTS

We are in debt with all institutions that supported and were part of this research, which include following Colombian institutions: General Maritime Directorate, Colombian Ocean Commission, Colombian Antarctic Program, Colombian National Navy and its vessel the "ARC 20 de Julio" and crew; Chilean institutions: University of Magallanes, Chilean National Antarctic Institute, Chilean Navy and its vessel "AP-41 Aquiles" and crew; Peruvian institutions: National Antarctic Program of Peru, Peruvian Navy and its vessel "BAP Carrasco" and crew, personnel of the Machu Picchu Antarctic Scientific Station of Peru austral summer 2018-2019, National Geographic Institute of Peru; and the Center for Global Sea Level Change (CSLC) of New York University Abu Dhabi (NYUAD) research institute (G1204) in the UAE. The synergy between these institutions allowed the achievement of our



su buque “ARC 20 de Julio” y tripulación; Instituciones chilenas: Universidad de Magallanes, Instituto Nacional Antártico Chileno, Armada de Chile y su embarcación “AP-41 Aquiles” y tripulación; Instituciones peruanas: Programa Nacional Antártico del Perú, Armada del Perú y su embarcación “BAP Carrasco” y tripulación, personal de la Estación Científica Antártica Machu Picchu del Perú, verano austral 2018-2019, Instituto Geográfico Nacional del Perú; y el Center for global Sea Level Change (CSLC) of New York University Abu Dhabi (NYUAD) instituto de investigación (G1204) en los Emiratos Árabes Unidos. La sinergia entre estas instituciones permitió el logro de nuestros objetivos y exaltó el espíritu de cooperación internacional del Sistema del Tratado Antártico (STA). GC recibió apoyo financiero del Instituto Nacional Antártico Chileno (INACH) a través del XXII Concurso Nacional de Proyectos de Investigación Científica y Tecnológica Antártica 2016, proyecto “*Calving y balance de masa estudiado por teledetección, métodos in-situ y modelización en la Isla Rey Jorge (CAMB-KGI)*”, para realizar el trabajo de campo. DFMM y DCBB recibieron una donación de la Fundación Malpelo y Otros Ecosistemas Marinos y la Fundación AVIATUR para participar en la V Expedición Científica de Colombia a la Antártica “Almirante Campos” (2018-2019). Un agradecimiento especial al Vicealmirante Juan Manuel Soltau Ospina, Director General Marítimo, Capitán de Navío Alex Ferrero y al Dr. Pedro Cid-Aguero. Agradecemos a Octavio Martínez por su apoyo en los análisis batimétricos y a Christian Bermúdez por su apoyo en las estaciones oceanográficas. Gracias al Dr. Jorge Carrasco por proporcionar la serie de datos de temperaturas de la estación Antártica chilena Frei y al Dr. Javier Díaz por sus sugerencias para mejorar este manuscrito. Finalmente, un agradecimiento especial a la Dra. Ellen Schwalbe, el Dr. Robert Koschitzki, Dr. Benjamin Schröeter y Alfredo Soto por su valioso apoyo durante el trabajo de campo en la Antártica, y a Doña Erta Alvarez por su apoyo en Punta Arenas, Chile.

goals and exalted the spirit of international cooperation of the Antarctic Treaty System. GC received financial support by the Chilean National Antarctic Institute through XXII National Competition of Antarctic Scientific and Technological Research Projects 2016, project “*Calving and mass balance studied by remote sensing, in situ methods and modeling at King George Island (CAMB-KGI)*”, to conduct fieldwork. DFMM and DCBB received a donation provided by Fundación Malpelo y Otros Ecosistemas Marinos and AVIATUR Foundation to participate in V Scientific Expedition of Colombia to the Antarctic “Admiral Campos” (2018-2019). Special thanks to Vice Admiral Juan Manuel Soltau Ospina, Maritime General Director, Captain Alex Ferrero, and Dr. Pedro Cid-Aguero. We thank Octavio Martínez for his support in bathymetric analyses, and Christian Bermúdez for his support in the oceanographic stations. Thanks to Dr. Jorge Carrasco for providing temperature dataset from Chilean Frei station, to Dr. Javier Díaz for his suggestions to improve this manuscript. Special thanks to Dra. Ellen Schwalbe, Dr. Robert Koschitzki, Benjamin Schröeter, and Alfredo Soto for their valuable support during fieldwork in Antarctica, and Erta Alvarez for her support in Punta Arenas, Chile.

BIBLIOGRAFÍA / LITERATURE CITED

- Arigony-Neto, J. 2001. Determinação e interpretação de características glaciológicas e geográficas com sistema de informações geográficas na Área Antártica Especialmente Gerenciada Baía do Almirantado, Ilha Rei George, Antártica. Unpublished M.Sc. tesis, Univ. Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 84 p.
- Arigony-Neto, J., J. Simões and U. Bremer. 2004. Implementation of the Admiralty Bay Geographic Information System, King George Island, Antarctica. *Pesqui. Antart. Bras.*, 4: 187-190.
- Barboza, H., A. De Bortoli, J. Simoes, R. Da Cunha and M. Braun. 2004. Bidimensional numerical simulation of the Lange Glacier, King George Island, Antarctica: preliminary results. *Pesqui. Antart. Bras.*, 4: 67-76.
- Benn, D., C. Warren and R. Mottram. 2007. Calving processes and the dynamics of calving glaciers. *Earth-Sci. Rev.*, 82: 143-179
- Bennett, M. and N. Glasser. 2009. *Glacial geology: Ice sheets and landforms*. 2nd. Ed. Wiley-Blackwell Publication. 385 p.
- Bindschadler, R.A. and L.A. Rasmussen. 1983. Finite difference model predictions of the drastic retreat of Columbia Glacier, Alaska. *US Geol. Surv. Profes. Pap.*, 1258-D.
- Braun, M. 2001. Ablation on the ice CAP OF King George Island (Antarctica) an approach from field measurements, modelling and remote sensing. Doctoral thesis Earth Sciences, Albert-Ludwigs-Univ., Freiburg i.191 p.
- Braun, M. and H. Gossmann. 2002. Glacial changes in the area of Admiralty Bay and Potter Cove, King George Island, Antarctica: 75-89. In: Beyer, M. and M. Boelter (Eds.). *GeoEcology of Terrestrial Antarctic Oases*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg.
- Braun, M. and R. Hock. 2004. Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica). *Glob. Planet. Change*, 42: 45-58.
- Calvet, J., D. García Sellés y J. Corbera. 1999. Fluctuaciones de la extensión del casquete glacial de la Isla Livingston (Shetland del Sur) desde 1956 hasta 1996. *Acta Geol. Hisp.*, 34: 365-374.
- Cook, A.J., P.R. Holland, M.P. Meredith, T. Murray, A. Luckman and D.G. Vaughan. 2016. Ocean forcing of glacier retreat in the western Antarctic Peninsula. *Science* 353, 283-286. <https://doi.org/10.1126/science.aae0017>
- Departamento Nacional de Planeación. 2012. Plan nacional de adaptación al cambio climático. DNP, Bogotá. 74 p.
- Depoorter, M.A., J.L. Bamber, J.A. Griggs, J.T.M. Lenaerts, S.R.M. Ligtenberg, M.R. Van Den Broeke and G. Moholdt. 2013. Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves. *Nature*, 502: 89 – 93 p.
- Ferron, F., J. Simoes, F. Aquino and A. Setzer. 2004. Air temperature time series for King George Island, Antarctica. *Pesqui. Antart. Bras.*, 4: 155 – 169.
- Garret C. and W. Munk. 1979. Internal waves in the ocean. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 11: 339-369
- Goss, H. 2020. The threat at Thwaites, *Eos*, 101, <https://doi.org/10.1029/2020EO140232>
- Hansen, J., R. Ruedy, J. Glascoe and M. Sato. 1999. GISS analysis of surface temperature change. *J. Geophys. Res-Atmos.*, 104: 30997– 31022.
- Holland, D., K.W. Nicholls and A. Basinski. 2020. The Southern Ocean and its interaction with Antarctic Ice Sheet. *Science*, 367(6484): 1326-1330. DOI: 10.1126/science.aaz5491.
- Howat, I.M., C. Porter, B.E. Smith, M.J. Noh and P. Morin. 2019. REMA. *Cryosphere* 13: 665-674. <https://doi.org/10.5194/tc-13-665-2019>
- IPCC. 2013. Climate change the physical science basis. In: Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (Eds.) Working Group I Contr. Fifth Asses. Rep. Intergovern. Panel Clim. Change. Cambridge Univ., Cambridge, UK and New York. 1535 p.
- IPCC. 2014. Climate Change 2014: Synthesis Report. In: Pachauri R.K. and L.A. Meyer (Eds.). Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Ginebra. 157 p.
- IPCC. 2014a. Anexo II: Glosario: 127-141. In: Mach, K.J., S. Planton y C. von Stechow (Eds.). Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. IPCC, Ginebra.
- Jacobs, S., A. Jenkins, H. Hellmer, C. Giulivi, F. Nitsche, B. Huber and R. Guerrero. 2012. The Amundsen Sea and the Antarctic Ice Sheet. *Oceanography*, 25(3): 154-163. <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2012.90>.
- Kejna, M., K. Láska and Z. Caputa. 1998. Recession of the Ecology Glacier (King George Island) in the period 1961–1996: 121-128. In: Glowacki P. and J. Bednarek (Eds.). *Internat. Polar Symp.*, 25. Warsaw: Polish Academy of Sciences, Warsaw.



- King, J.C. and S.A. Harangozo. 1998. Climate change in the western Antarctic Peninsula since 1945: observations and possible causes. *Ann. Glaciol.*, 27: 571-575.
- Knap, W.H., J. Oerlemans and M. Cadée. 1996. Climate sensitivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 23: 154-159.
- Llanillo, P.J., C.M. Aiken, R.R. Cordero, A. Damiani, E. Sepúlveda and B. Fernández-Gómez. 2019. Oceanographic variability induced by tides, the intraseasonal cycle and warm subsurface water intrusions in Maxwell Bay, King George Island (West-Antarctica). *Nat. Sci. Rep.*, 9: 18571 doi:10.1038/s41598-019-54875-8.
- Lliboutry, L. 1956. Nieves y glaciares de Chile. *Fundamentos de glaciología*. Univ. Chile, Santiago. 471 p.
- Lu, J. and L. Veci. 2016. Sentinel-1 Toolbox. Offset Tracking Tutorial, Eur. Spat. Ag. Array Syst. Comp. <http://www.array.ca/> <http://step.esa.int>
- Macheret, Y. Y. and M. Y. Moskalevsky. 1999. Study of Lange Glacier on King George Island, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 29: 202-206 doi:10.3189/172756499781820941.
- Marangunic, C., P. Marangunic y P. González. 2008. *Manual de glaciología*. Vol. 2. Min. Obras Públ., Dir. Gen. Aguas, Santiago. 341 p.
- Marshall, G.J., V. Lagun and T.A. Lachlan-Cope. 2002. Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: a synthesis of observations and reanalysis data. *Int. J. Climatol.*, 22: 291-310.
- Meredith, M. P. and J. C. King. 2005. Rapid climate change in the ocean west of the Antarctic Peninsula during the second half of the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 32(19).
- Moss, R., J. A., Edmonds, K. A. Hibbard, M. R. Manning, S. K. Rose, D. P. van Vuuren, T. R. Carter, S. Emori, M. Kainuma, T. Kram, G. A. Meehl, J. F. B. Mitchell, N. Nakicenovic, K. Riahi, S. J. Smith, R. J. Stouffer, A. M. Thomson, J. P. Weyant and T. J. Wilbanks, 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463: 747–756.
- Motyka, R.J., L. Hunter, K. Echelmeyer and C. Connor. 2003. Submarine melting at the terminus of a temperate tidewater glacier, LeConte Glacier, Alaska, U.S.A. *Ann. Glaciol.*, 36: 57– 65.
- Nitsche, F. O., S. S. Jacobs, R. D. Larter, and K. Gohl. 2007. Bathymetry of the Amundsen Sea continental shelf: Implications for geology, oceanography, and glaciology. *GGG.*, 8 (Q10009).
- Oliva, M., F. Navarro, F. Hrbáček, A. Hernández, D. Nývlt and P. Pereira. 2017. Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. *Sci. Total Environ.*, 580: 210–223.
- Organización Meteorológica Mundial (OMM). 2020. Región VII, Antártica e islas adyacentes. <https://wmo.asu.edu/content/antarctica-highest-temperature-continent-06/06/2020>.
- Park, B.K., S-K. Chang, H.I. Yoo and H. Chung. 1998. Recent retreat of ice cliffs, King George Island, South Shetland Islands, Antarctic Peninsula. *Ann. Glaciol.*, 27:633-635.
- Peel, D.A., R. Mulvaney and B.M. Davison. 1988. Stable-isotope/air-temperature relationships in ice cores from Dolleman Island and the Palmer Land plateau, Antarctic Peninsula. *Ann. Glaciol.*, 10: 130-136.
- Pichlmaier, M., FE. Aquino, C. Santos da Silva and M. Braun. 2004. Suspended sediments in Admiralty Bay, King George Island (Antarctica). *Pesq. Antart. Bras.*, 4: 77-85.
- Raper, S.C.B., J.M.L. Wigley, P.R. Mayes, P.D. Jones and M.J. Salinger. 1984. Variations in surface air temperatures; part 3, the Antarctica, 1957-1982. *Mon. Weather Rev.*, 112: 1341-1353.
- Rignot, E., J. Mouginot, M. Morlighem, H. Seroussi and B. Scheuchi. 2014. Widespread, rapid grounding line retreat of Pine Island, Thwaites, Smith and Kohler glaciers, West Antarctica, from 1992 to 2011. *Geophys. Res. Lett.*, 41: 3502-3509, doi: 10.1002/2014GL60140.
- Rivera, A., R. Zamora, C. Rada, J. Walton and S. Proctor. 2010. Glaciological investigations on Union Glacier, Ellsworth Mountains, West Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 51(55): 91 – 95.
- Rivera, A., R. Zamora and J. Uribe. 2018. Recent glaciological studies in the interior of West Antarctica: Discovery of Subglacial “Lake CECs”. *Ilaia*, 4: 19 – 21.
- Riveros, N., L. Euillades, P. Euillades, S. Moreiras and S. Balbarani. 2013. Offset tracking procedure applied to high resolution SAR data on Viedma Glacier, Patagonian Andes, Argentina. *Adv. Geosci.*, 35: 7-13.
- Ruckamp, M., M. Braun, S. Suckro and N. Blindow. 2011. Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antártica, in the last decade. *Global Planet. Change*, 100-106.

- Schmitt, R.W. 1994. Double diffusion in oceanography. *An. Rev. Fluid Mech.*, 26: 255-285.
- Siegert, M.J. and J.A. Dowdeswell. 2004. Numerical reconstructions of the Eurasian Ice Sheet and climate during the Late Weichselian. *Quat. Sci. Rev.*, 23: 1273–1283
- Sikonia, W.G. 1982. Finite element glacier dynamics model applied to Columbia Glacier, Alaska. *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1258-B.
- Simões, J.C., U.F. Bremer, N. Dani, F.E. Aquino y N.L.S Gruber. 1995. Resultados preliminares do programa glaciológico brasileiro. *Simp. Nal Geogr. Apl. Anais Geogr. Apl.*, 2: 244-249.
- Simões, J. C., U. F. Bremer, F.E. Aquino and F.A. Ferron. 1999. Morphology and variations of glacial drainage basins in the King George Island ice field, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, 29: 220– 224.
- Simoës, J.C., N. Dani, U. Bremer, F. Aquino and J. Arigony-Neto. 2004. Small cirque glaciers retreat on Keller Peninsula, Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. *Pesq. Antart. Bras.*, 4: 49-56.
- Smith, R.C., S.E. Stammerjohn and K. Baker. 1996. Surface air temperature variations in the Western Antarctic Peninsula region: 105-121. In: Ross, R.M., E.E. Hofmann and L.B. Quetin (Eds.) *Foundations for ecological research west of the Antarctic Peninsula. Am. Geophys. Un., Antarct. Res. Book. Ser.*, 70.
- Tarback, E.J., F.K. Lutgens and D. Tasa. 2005. *Earth sciences an introduction to physical geology. Eighth edition. Pearson, Madrid.* 736 p.
- Torres., R., A.L. Caicedo and J.D. Iriarte. 2020. Hydrographic conditions during two austral summer situations (2015 and 2017) in the Gerlache and Bismarck straits, northern Antarctic Peninsula. *Sci. Dir.*, 161. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2020.103278>
- Turner, J., S. Colwell, G. Marshall, T. Lachlan-Cope, A. Carleton, P. Jones, V. Lagun, P. Reid and S. Iagovkina. 2005. Antarctic climate change during the last 50 years. *Internat. J. Climatol.*, 25: 279 – 294.
- Turner, J., H. Lu, I. White, J.C. King, T. Phillips, J.S. Hosking, T.J. Bracegirdle, G.J. Marshall, R. Mulvaney and P. Deb. 2016. Absence of 21st century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability. *Nature*, 535: 411–423.
- Van der Veen, C.J. 2002. Calving glaciers. *Progr. Phys. Geogr.*, 26: 96–122.
- Vaughan, D. G., G. J. Marshall, W. M. Connolley, C. Parkinson, R. Mulvaney, D. A. Hodgson and J. Turner. 2003. Recent rapid regional climate warming on the Antarctic Peninsula. *Clim. Change*, 60(3): 243-274.
- Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang. 2013. Observations: cryosphere. In: *Climate change 2013: The Physical Sciences Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*
- Vieli, S.K., A. Jania and J. Kolondra. 2002. The retreat of a tidewater glacier: observations and model calculations on Hansbreen, Spitsbergen. *J. Glaciol.*, 48(163): 592-600.
- Wang, Q., W. Zhou, J. Fan, W. Yuan, H. Li, J. Sousa and Z. Guo. 2017. Estimation of Shie Glacier surface movement using offset tracking technique with cosmo-skymed images. *ISPRS An. Photogr., Rem. Sens. Spat. Inf. Sci.*, IV-2/W4: 493-497.

RECIBIDO/RECEIVED: 30/09/2019

ACEPTADO/ACCEPTED: 15/07/2020