



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**Aspectos Hidrológicos, Hidrogeológicos y
Geocriológicos de Bahía del Diablo, Isla Vega,
Antártida.**

Autor: Seco, José Luis.

Director: Silva-Busso, Adrián.



Año 2018

Contenido

RESUMEN	4
1. GENERALIDADES.....	5
1.1 INTRODUCCIÓN	5
1.2 OBJETIVO	5
1.3 UBICACIÓN	6
1.4 METODOLOGÍA.....	8
1.4.1 Análisis Geomorfológicos y Geológicos.....	8
1.4.2 Análisis Geofísico: Interpretación del estudio Geoeléctrico del subsuelo.....	9
1.4.3 Análisis hidrológico.....	10
1.4.4 Análisis Hidroquímico.....	12
1.4.5 Análisis Glaciológico	13
2. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO	15
2.1 CLIMA	15
2.2 FLORA Y FAUNA	16
3. ANTECEDENTES	18
3.1 Antecedentes Geología	18
3.2 Antecedentes Geomorfología y Geocriología	19
3.3 Antecedentes Hidrogeología.....	21
3.4 Antecedentes Glaciología.....	22
4. GEOLOGÍA.....	25
4.1 MARCO REGIONAL	25
4.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO	26
4.2.1. Grupo Volcánico Isla James Ross.....	27
4.2.2 Depósitos Cuaternarios	31
4.2.3. Perfil estratigráfico	32
4.3 GEOMORFOLOGÍA.....	34
4.3.1 Actividad glaciaria	34
4.3.2 Proceso criogénico	35
4.3.3 Proceso glacifluvial.....	36
4.3.4 Proceso de remoción en masa	37
4.3.5 Proceso marino	38
4.3.6 Proceso eólico	39

4.4 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA	39
5. GLACIOLOGÍA	41
5.1. METODOLOGÍAS EMPLEADAS PARA LOS BALANCES DE MASA	43
5.1.1. Método glaciológico.....	43
5.1.2. Método geodésico o altimétrico	43
5.1.3. Método hidrológico.....	44
5.2. GLACIAR BAHÍA DEL DIABLO	45
6. HIDROLOGÍA	51
6.1. CUENCA HIDROLÓGICA	52
6.1.1. Diseños de la red de drenaje.....	53
6.2. FUENTES DE APOORTE DEL CAUCE PROGLACIARIO	54
6.2.1. Precipitación.....	55
6.2.2. Icing	55
6.2.3. Morena rica en hielo	57
6.2.3. Ablación interna	57
6.3. MODELADO DEL CAUDAL.....	58
6.4. BALANCE HÍDRICO.....	59
7. HIDROQUÍMICA.....	63
7.1. ANÁLISIS HIDROQUÍMICOS	63
7.2. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORITARIOS:.....	65
7.2.1. Aniones.....	65
7.2.2. Cationes.....	66
7.3. DETERMINACIÓN DE HIERRO (Fe).....	67
7.4. DETERMINACIÓN DE ALUMINIO (Al).....	67
7.5. DETERMINACIÓN DE SILICIO (Si)	68
7.6. DETERMINACIÓN DE ALCALINIDAD.....	68
7.7. RESULTADOS	68
7.8. CLASIFICACIÓN HIDROQUÍMICA	69
7.9. RESULTADOS	71
7.10. HIDROQUÍMICA DEL AMBIENTE PERIGLACIAR DEL GLACIAR BAHÍA DEL DIABLO	73
8. GEOCRIOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA.....	75
8.1. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO GEOELÉCTRICO.....	75
8.1.1. ESTUDIO GEOELÉCTRICO EN BAHÍA DEL DIABLO	77
8.1.2. Unidades Geocriológicas	79

8.2. HIDROGEOLOGÍA.....	83
9. MODELO GEOCRIOLÓGICO LOCAL	85
10. CONCLUSIONES	87
11. BIBLIOGRAFÍA.....	90
ANEXO I: PROSPECCIÓN GEOFÍSICA	98
ANEXO II: MAPA GEOCRIOLÓGICO.....	116

RESUMEN

Este trabajo final de licenciatura se llevó a cabo en Bahía del Diablo, Isla Vega, Antártida. Con el mismo se pretende contribuir al conocimiento del comportamiento hídrico y geocriológico del norte de la Península Antártica. Para esto se realizaron análisis geológicos, hidrológicos, hidrogeológicos e hidroquímicos. Las mediciones de caudales medidos en el cauce proglaciario poseen un valor medio de $3,36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. El volumen de agua que circuló durante el período estival analizado (verano 2014-15) fue de $25,75 \text{ Hm}^3$. Las fuentes de proveniencias de esta son: el cuerpo de icing, morena frontal que se encuentra enriquecida en hielo, las precipitaciones y agua producto de la ablación del glaciar, tanto del Glaciar Bahía del Diablo como de glaciares circundantes.

La hidrogeología de la zona se caracteriza por presentar un subsuelo que se distribuye en zonas de permafrost continuo y discontinuo donde se desarrollan los taliks abiertos y cerrados.

La caracterización de la hidroquímica de las aguas superficiales de la zona indica que las mismas son cloruradas y/o sulfatadas sódicas. Los cuerpos de aguas, en general tienen una recarga a partir de las precipitaciones nívicas. Un análisis de los índices hidroquímicos evidencia las mezclas de agua mostrando una fuerte influencia marina.

1. GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La Antártida constituye una de las regiones más aisladas e inaccesibles del planeta Tierra, es por este motivo que los conocimientos que se tienen sobre este continente son escasos, y la evolución del comportamiento ha sido lenta a lo largo del tiempo.

Además de esto, se lo considera como objeto de estudio fundamental para detectar los cambios climáticos que acontecen en el planeta. Su característica de poseer uno de los dos mantos de hielo que existen actualmente sobre la tierra, lo convierte en foco de análisis de múltiples disciplinas que buscan, entre otras cosas, encontrar respuesta a los cambios que ocurren con la criósfera, y la repercusión que estos mismos puedan llegar a tener en el resto del globo.

El cambio climático ha impulsado el retroceso de muchos cuerpos de hielos a lo largo del continente blanco, la zona más vulnerable y que mayores cambios ha demostrado como respuesta a los mismos ha sido la Península Antártica.

Es en la península, el sector más boreal del continente blanco, en donde los hielos no solamente han retrocedido, sino también en donde se han fragmentado grandes porciones de barreras de hielo, los cuales al romperse generan aumentos en las velocidades de los glaciares que las alimentan, con su consecuente adelgazamiento y retroceso.

El retroceso de los glaciares deja expuesto zonas de tierra, y son en estos lugares en donde se desarrollan cauces fluviales y sistemas lacustres, generando la oportunidad de nuevos lugares como óptimos laboratorios para el estudio de hidrología e hidrogeología en zonas polares. Es en este contexto donde se llevó a cabo este Trabajo Final de Licenciatura.

1.2 OBJETIVO

Este trabajo final de licenciatura tiene como objetivo, además de cumplir con los requisitos para optar por el título de grado de Licenciado en Ciencias Geológicas, el de:

- Realizar una caracterización hidrogeológica y geocriológica de Bahía del Diablo.

- Relacionar la hidrología e hidrogeología de la zona con los aspectos y procesos geocriológicos (glaciares y permafrost).
- Realizar una caracterización hidroquímica de las aguas de la zona, con el objetivo de conocer si la proveniencia del agua que circula por el arroyo Bahía del Diablo proviene de la ablación glaciaria del glaciar homónimo.

Finalmente, contribuir al conocimiento que se tiene sobre el comportamiento hídrico de la Antártida y Península Antártica.

1.3 UBICACIÓN

La Bahía del Diablo (63°49'S, 57°20'O), la zona de estudio, es una bahía que se encuentra situada al norte de Isla Vega (Figura 1.1), isla que forma parte del archipiélago de Jame Ross, y que se encuentra ubicado al noreste de la Península Antártica. La Bahía del Diablo es una planicie ondulada de un área aproximada de 4,5 km², y uno de los pocos lugares en la isla que no se encuentra cubierta de hielo, ubicada en el sector más septentrional de la misma, al sureste de Cabo Buen Encuentro.

La Isla Vega es la segunda en mayor superficie, después de la Isla James Ross. Tiene dimensiones de 32,2km de extensión O-E y de 16,4 km de extensión N-S. Presenta una meseta englasada y su punto más alto es a los 700 msnm, conocido como Sándwich Bluff. Aproximadamente el 78% (187.5 km²) de la isla (268.5 km²) se encuentra cubierta por hielo (Ermolin, 2009).

Los afloramientos de rocas, más antiguos que los sedimentos cuaternarios, son escasos en este sector insular. Se encuentran las mejores representaciones sedimentarias de edades mesozoicas en Cabo Lamb, al suroeste de Isla Vega; mientras que en la zona de estudio se encuentran aflorando unidades del Grupo Volcánico Isla Jame Ross (GVIJR), nombradas por Adie (1953). Esta secuencia se caracteriza por tener de base diamictitas, denominadas Formación Hobbs Glacier (Pierre *et al.*, 1997), y suprayacente a ellas, poseer una secuencia volcánica basáltica y piroclástica, de signatura química alcalina.

La zona de estudio no es un lugar de fácil acceso. El viaje de campo fue realizado dentro del marco de la Campaña Antártica de Verano 2014-15. El arribo a la zona se realizó durante el mes de enero del año 2015, con logística de la Fuerza Aérea. Las escalas que se realizaron entre Buenos Aires y el lugar de trabajo fueron en Río Gallegos y Base Marambio. Desde la base, se accedió a la zona donde se estableció el campamento a través de helicópteros.

Fisiográficamente la zona de estudio se caracteriza por ser una zona descubierta de hielo en la que pueden discriminarse dos zonas: una sur, caracterizada por una topografía suavemente ondulada, con desniveles del orden de los 5 metros debido al emplazamiento de sistemas morénicos, y una zona norte, en donde se extiende una planicie fluvioglaciaria. Ambos tipos de superficie se hallan sometidas a la acción de fenómenos criogénicos que han dado lugar a rasgos típicos del ambiente periglacial subpolar como son los domos de solifluxión y los suelos estructurados (Ermolin *et al.*, 2002).

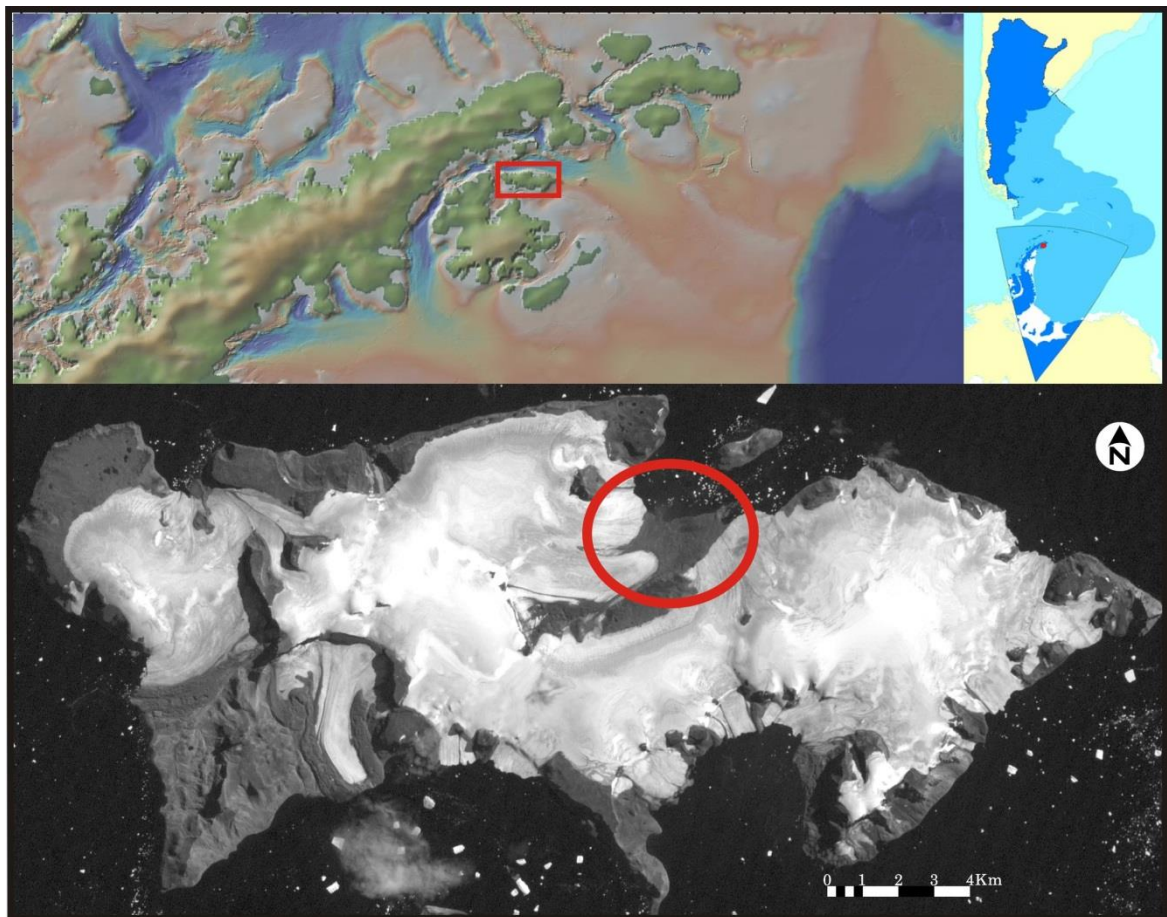


Figura 1.1. Ubicación de Bahía del Diablo, la zona de estudio.

1.4 METODOLOGÍA

Para llevar a cabo este estudio se contó con datos de geofísica del subsuelo, los cuales fueron medidos en la campaña de verano 2005-06 por personal del Instituto Nacional del Agua (INA) y del Instituto Antártico Argentino (IAA), siendo éste un material inédito; se tomaron muestras de aguas de diferentes puntos de la bahía durante la campaña 2014-15, de las cuales se determinaron los parámetros físicos-químicos y la alcalinidad in situ, mientras que los iones mayoritarios en laboratorios de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA; se midieron, las velocidades del flujo de agua en el Arroyo Bahía del Diablo y la sección del cauce del mismo, con el objetivo de calcular los caudales de agua que circula por el arroyo y llevar adelante el balance hidrológico para el Glaciar Bahía del Diablo. Finalmente se realizó el balance de masa glaciario del Glaciar Bahía del Diablo, para ese período, 2014-15.

Con el fin de cumplir los objetivos se realizaron los análisis explicados a continuación:

1.4.1 Análisis Geomorfológicos y Geológicos

Estos análisis implicaron un trabajo de gabinete previo a la salida de campo, el cual consistió en la recolección de datos bibliográficos, fotos aéreas e imágenes satelitales. Toda esta información también fue utilizada en el momento de efectuar las interpretaciones geoelectrica y geocriológicas que permitieron desarrollar un modelo hidrocriológico para la zona de estudio. Con esta misma información se logró plantear una evolución geomorfológica del lugar.

Una vez en el sitio, se efectuó el reconocimiento de la zona tomando muestras fotográficas, datos de campo y muestras de afloramientos, a estos últimos se le efectuaron los cortes delgados con el fin de conocer la mineralogía de las mismas. Los cortes petrográficos fueron realizados en el taller de cortes del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, siendo analizados posteriormente en el laboratorio de microscopía de dicho departamento.

1.4.2 Análisis Geofísico: Interpretación del estudio Geoeléctrico del subsuelo

Estos estudios comprenden la realización de sondeos eléctricos verticales, su posterior interpretación, y a partir de estos últimos, la confección de un modelo geocriológico de la zona de estudio.

En la aplicación del sondeo eléctrico vertical (SEV) se utilizó un multímetro de precisión (Fluke 79 III y Fluke 180 con dos baterías internas de 24 voltios). Con este último se hizo una serie de determinaciones de la resistividad aparente (ρ_a) del subsuelo, realizando una separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción (AB), azimut constante y con el centro del segmento MN fijo. Con los datos obtenidos de las mediciones de campo, se confeccionó una curva denominada curva de campo o curva de resistividad aparente, la cual guarda correlación con el comportamiento geoeléctrico del subsuelo que se encuentra debajo del punto de medición del tendido. El SEV tiene como finalidad determinar la distribución vertical de resistividades verdaderas bajo el punto sondeado, partiendo de la curva de campo obtenida a partir de mediciones de resistividades aparentes.

En este estudio se ha elegido el método Schlumberger, el cual consiste en un dispositivo eléctrico lineal, y en este caso, simétrico, en donde la distancia MN es muy corta con respecto a AB. Esta metodología, es la más utilizada en comparación a otros dispositivos para la realización de estos sondeos, porque las curvas que se obtienen son representativas de las características del corte geoeléctrico sobre el que se efectuaron las mediciones.

Los sondeos eléctricos verticales realizados fueron un total de 18, y los mismos alcanzaron como máximo 320 metros de AB/2 con 11 puntos de proyección logarítmica. Fueron realizados en las zonas donde la fisionomía del terreno permitió llevar a cabo estos tipos de prácticas.

La aplicación de este método en permafrost es de gran utilidad ya que se puede conocer un contenido relativo de hielo, contenido de agua y salinidad, y cambios litológicos en el subsuelo, siempre y cuando sean acompañados con estudios geológicos y geomorfológicos de la zona. Así como el tamaño, composición de los sedimentos y contenido de fluidos influyen en la respuesta resistiva, también influye el

contenido del hielo, aumentando considerablemente las respuestas resistivas (Ermolin y Silva Busso, 2007).

Con estudios de microsondeo pueden estimarse de mejor manera la profundidad de la capa activa y contenidos de hielo en sedimentos, mientras que con macrosondeos las profundidades que pueden lograrse son mayores, pero de menor resolución.

1.4.3 Análisis hidrológico

Para realizar estos análisis se tomaron mediciones de caudales mínimos y máximos para un período de tiempo de 15 días, que estuvieron dentro del marco de la campaña de verano antártica 2014-2015 (CAV 2014-15). Estas mediciones consistieron en la cuantificación de velocidades del caudal de agua que circula por el cauce proglaciario del glaciar Bahía del Diablo. Para conocer la velocidad del flujo de agua que circulaba por el cauce, se realizaron mediciones en el sector medio del mismo y en una zona donde la morfología recta del mismo permitía llevar a cabo esta actividad. Se tomaron las medidas del tiempo del flujo en una distancia de 10m, y la velocidad se obtuvo mediante el empleo de un micromolinete (OTT) y un flotador, el cual se arrojaba al río para su seguimiento con un cronómetro. Se verificó realizando mediciones en el cauce, que las velocidades calculadas por ambos métodos no variaran significativamente (diferencias inferiores al 3%) por lo que se usaron indistintamente según las condiciones del flujo, dado que no siempre fue posible usar el micromolinete. Con estos datos, de tiempo y distancia recorrida, se calcularon las velocidades de circulación del agua. También se midió y calculó el área de la sección de dicho cauce, que junto con los datos de velocidad de agua, permitió conocer el caudal. El perfil del cauce fue medido realizando una transecta perpendicular a la dirección del flujo de agua; también se conoció la profundidad del lecho del arroyo respecto al pelo de agua con una equidistancia de 1m desde una orilla a la otra. Por otro lado se insertó en el lecho del cauce una estaca de 2m de altura graduada, con el fin de conocer la altura relativa del pelo de agua en el momento en que se efectuaban las mediciones de velocidad. Con los conocimientos de la altura relativa del pelo de agua medida en intervalos regulares durante el día, y la transecta obtenida, se calcularon las secciones

del cauce correspondiente a cada momento de medición, obteniendo así el caudal del arroyo proglaciario.

Con los datos de temperatura que se tomaron de la estación meteorológica automática de Bahía del Diablo (EMBD), se calcularon los grados días positivos (medida de energía que llega a la zona por radiación) para el período en los cuales fueron calculados los caudales del Arroyo Bahía del Diablo. Realizando una correlación entre ambas variables, los grados días positivos y los caudales obtenidos, se confeccionó un modelo de caudales para el arroyo, y de esta manera estimar la cantidad de agua que circuló por el arroyo para el resto del período de verano (de diciembre a marzo).

En base a los valores de caudales calculados, se conocieron los valores medio, máximo y mínimo de los mismos durante la temporada estival, pudiendo obtener así, el valor de volumen de agua que circuló por el cauce durante el verano 2014-2015. También, se realizaron estimaciones de las posibles fuentes de aporte de agua al arroyo Bahía del Diablo, las cuales fueron: el propio glaciar Bahía del Diablo, las precipitaciones, el icing proglaciario (cuerpo de hielo proglaciario que se origina durante el invierno, a partir de la surgencia y posterior congelamiento de agua proveniente del glaciar Bahía del Diablo) y la morena frontal del glaciar Bahía del Diablo.

Los análisis para conocer el aporte del glaciar Bahía del Diablo son explicados en el apartado 5.2, ya que el trabajo sobre el cuerpo de hielo amerita de un mayor desarrollo.

Las precipitaciones fueron medidas en los pluviómetros que se encuentran instalados en la zona de Bahía del Diablo. Uno de ellos se encuentra a la altura del campamento, a 4msnm, mientras que el segundo se encuentra en la zona más alta del glaciar, aproximadamente a los 650msnm. Con el valor de las precipitaciones y conociéndose el área del glaciar (12.9Km^2), se calculó el volumen de agua acumulado a partir de las precipitaciones en todo el cuerpo de hielo, lo que luego pasaría al arroyo durante la temporada estival en forma de agua líquida.

Para la estimación del aporte del icing fue necesario basarse en un trabajo realizado por Ermolin et al., (2016). En ese trabajo, los autores proponen un modelo de comportamiento del icing basándose en los grados días positivos, por lo que conociendo estos valores de energía para el periodo estudiado, y el área de este

cuerpo de hielo, se logró estimar el aporte en volumen de agua del mismo, al arroyo proglaciario.

Para estimar el aporte de la morena fue necesario realizar su cubicación previa. Se contó con un mapa topográfico de la zona y con el contorno de la morena, la cual pudo definirse realizando un polígono mediante el empleo de un software de Sistema de Posición Geográfico (QGIS 2.16) y un mosaico aerofotográfico. Realizando la superposición de ambos y utilizando el ArcGIS 10.0, se logró calcular el volumen de este cuerpo. Conociendo el contenido de hielo de la geoforma, se estimó el contenido de hielo total de la morena.

1.4.4 Análisis Hidroquímico

Para la caracterización hidroquímica de la zona, se realizó un muestreo tratando de cubrir la mayor cantidad posible de cuerpos de agua. Estas muestras se tomaron en botellas de agua de 1Lt, llenándolas completamente teniendo la precaución, en caso de arroyos, de dejar decantar los sedimentos arrastrados por la corriente. Las mismas fueron mantenidas a una temperatura 4°C (evitando la congelación) sin ningún tipo de preservante. En el campo, se realizaron los análisis de alcalinidad mediante el método de titulación, dentro de las 24hs posterior al muestreo, mientras que el resto de los iones fueron analizados en los laboratorios. Los análisis de aniones y cationes mayoritarios, fueron hechos en los laboratorios de Instituto de Química Física, Medio Ambiente y Energía, y el de Análisis Químicos aplicados a las Geociencias del departamento de Geología, ambos laboratorios pertenecientes a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Las variables fisicoquímicas de las muestras (conductividad, temperatura, salinidad total, potencial óxido-reducción) fueron medidas en el campo empleando un conductímetro multiparamétrico.

Con los resultados de los análisis se conoció la caracterización hidroquímica de los cuerpos de agua de la zona de estudio.

1.4.5 Análisis Glaciológico

El método empleado es el glaciológico, para esto fue necesario realizar la medición correspondiente en cada una de las balizas, o estacas, colocadas sobre el glaciar. Las mismas fueron colocadas originalmente en el año 1999, y año a año se las van renovando en caso de ser necesario, con el fin de llevar adelante el monitoreo del Glaciar Bahía del Diablo (GBD), el conocimiento de su dinámica es posible vincularlo al clima de la región (Skvarca *et al.*, 2004). Las variables climáticas, como temperatura, radiación y humedad, son recolectadas con una estación meteorológica automática, que fue instalada en el mismo año que se instalaron las balizas (durante la CAV 1999-2000).

Las mediciones de las estacas se efectúan con una cinta métrica. Lo que mide es la longitud instantánea de las mismas; siempre a fines de febrero, ya que es cuando termina el año glaciológico establecido para el mismo, además de que coincide con la posibilidad logística de realizar estos estudios en la zona. Se considera al año glaciológico como el período comprendido entre dos veranos consecutivos. En este caso particular, el año glaciológico comienza en el inicio de marzo y termina a final de febrero del año siguiente, ya que es en este último momento donde ocurre la ablación máxima del glaciar.

La medición de las estacas nos permite conocer la medida lineal de la pérdida o ganancia puntual de hielo.

Además de las mediciones que se efectúan en cada una de las estacas, se realiza también un pozo glaciológico en la zona de acumulación del glaciar. Este pozo se lleva a cabo con el objetivo de conocer la acumulación, la estratigrafía y la densidad de la nieve.

Con estos datos recolectados (altura de la baliza por sobre el hielo, espesor de nieve en cada baliza y densidad de nieve) se calculó el balance de masa puntual en cada punto donde se encuentra cada estaca de medición. Una vez obtenido el balance puntual, generándose genera, con esta información, un mapa de isobalances, con el cual, a su vez, se realiza el balance de masa glaciario final. Cabe destacar que para la extrapolación de los datos se tuvieron en cuenta los conocimientos de campo, como por ejemplo, las zonas anómalas de acumulación.

El balance de masa nos brinda información de la ganancia o pérdida de hielo que tuvo el glaciar, a lo largo de un año hidrológico. En nuestro caso, como se mencionó anteriormente, se considera el año glaciológico como el período comprendido entre el 28 de febrero de un año y el 28 de febrero del año siguiente.

2. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 CLIMA

La Antártida, con una superficie aproximada de 14.000.000 km², es el continente más frío del planeta, con una temperatura media anual que oscila entre -10°C en la costa y -60°C en las zonas más altas del interior del continente. Se ha registrado la menor temperatura del planeta en una observación en la Base Vostok (Base Científica Rusa) de -89,2°C el 21 de julio de 1983, mientras que la temperatura más alta registrada fue de 19,8°C el 30 de enero de 1982 en la Estación de Investigación Signy (Base Científica Británica), ubicada en la Bahía Borge en las Islas Orcadas del Sur, según la Organización Meteorológica Mundial (OMM).

A diferencia de la región boreal, que es un océano rodeado de continentes, la Antártida es un continente circundado por océanos, de forma que las características climáticas que presenta no solo están vinculadas con su ubicación geográfica, sino también por su aislamiento por la Corriente Circumpolar Antártica (CCA). La CCA es una corriente marina fría que fluye de oeste a este conectando los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, transportando nutrientes a estas tres cuencas oceánicas además de realizar una transferencia de masa, calor y otras propiedades entre todas estas cuencas.

Asociado a la baja humedad del ambiente, las precipitaciones son escasas en la Antártida, y en general sólidas. La península antártica en general, y los márgenes costeros, en particular son más húmedos, en especial el margen oriental e incluso con registros de lluvia durante el verano.

El clima en la región del archipiélago de Jame Ross se clasifica como semiárido polar (Laity, 2008), con precipitaciones níveas que se encuentran entre los 200 y 500 mm/a w.e. (water equivalent; Van Lipzig et al., 2004).

A nivel local, el clima se caracteriza por presentar veranos cortos, de diciembre a febrero, con temperatura media anual de -6°C. Las precipitaciones medidas para la zona son de 450mm (Skvarca et al., 2004). La temperatura media de verano en ocasiones supera los 2°C (datos tomados por la estación meteorológica automática instalada en la zona de estudio).

2.2 FLORA Y FAUNA

Las características climáticas particulares del continente blanco hacen que la biota se encuentre muy bien adaptada a estas condiciones extremas de frío.

La flora y la fauna que se desarrollan en este lugar se encuentran vinculadas a sectores próximos a cuerpos de agua, que es en donde se pierde la cobertura nívica durante el verano. En estas zonas, que quedan libres de hielo, los ecosistemas acuáticos antárticos proliferan. En la medida que los hielos retroceden, se presenta tierra y agua libre, y la vida aprovecha este nuevo nicho ecológico (Beyer y Bolter., 2002).

En la Antártida predominan las especies de plantas no vasculares. En particular, en la zona de estudio se han encontrado tapetes microbianos, musgos y líquenes asociados a lagos, arroyos, aguas surgentes y zonas encharcadas por agua de deshielo que se forman durante el período estival (Figura 2.1), presentando coloraciones diversas: marrones, rojizas, naranjas y verdes.

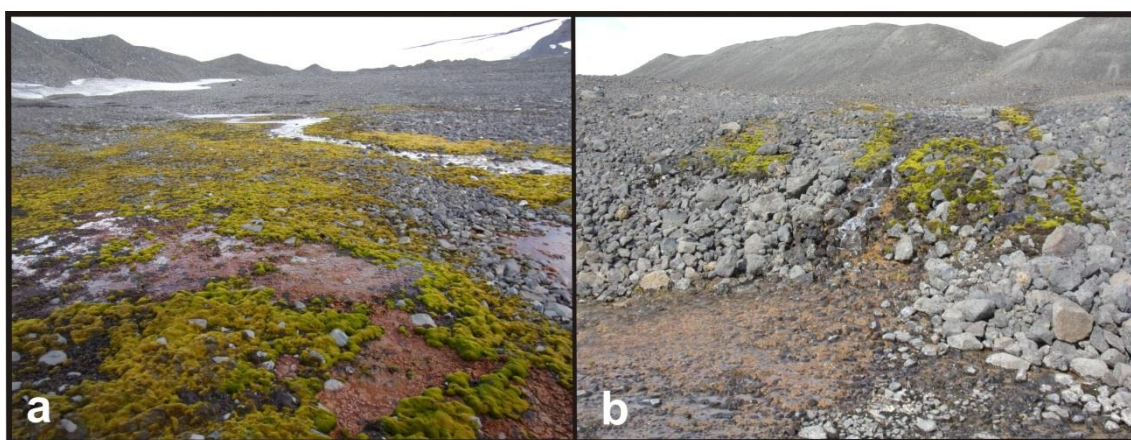


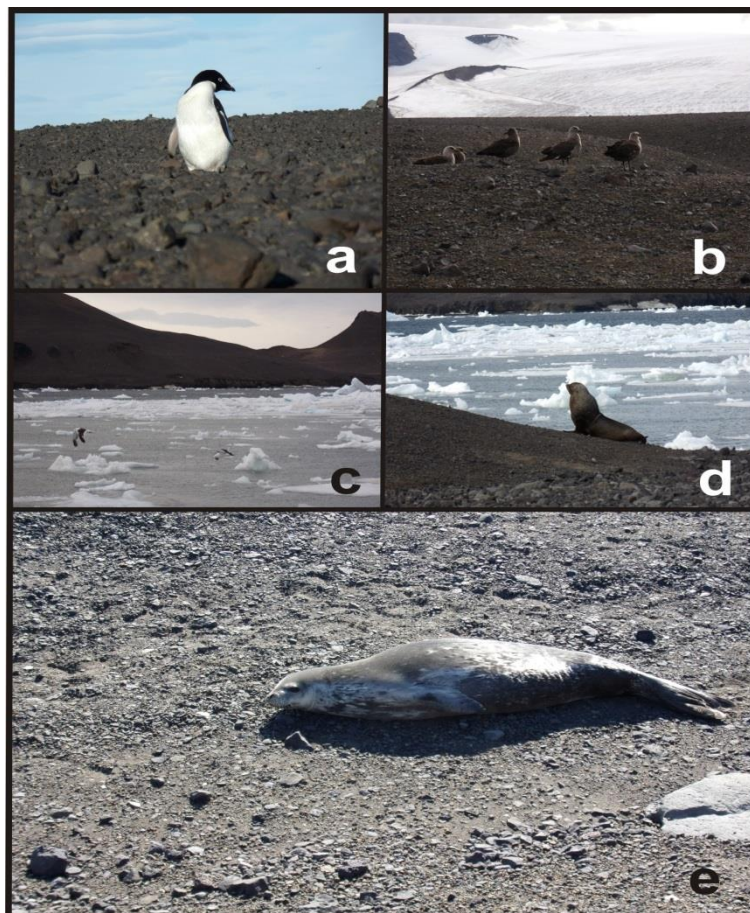
Figura 2.1: a) Tapete microbiano (rojo) y musgos (verdes) asociados a un arroyo temporario en Bahía del Diablo durante el verano 2014; b) Tapete microbiano (marrón) y musgos (verde) asociados a aguas surgentes de la Bahía del Diablo durante el verano 2014.

Estos tapetes constituyen la comunidad béntica más característica de lagos y zonas inundables en la Antártida (Camacho y Fernández, 2005).

En Cabo Lamb, al suroeste de la Isla Vega, se realizaron estudios de suelos (Moreno et al., 2012), los cuales concluyen que son del suborden Gelisoles, orden Orthel, con bajo

contenido en materia orgánica, muy bajo pH y contenido mínimo en especies carbonáticas.

A pesar de ser escasa, la vegetación antártica posee una fauna de invertebrados que se asocia a ella. En cuanto a los vertebrados que se encontraron en la zona de estudio, (Figura 2.2) son migratorios; llegan a zonas antárticas para reproducirse y alimentar a sus crías durante el verano, abandonando el continente al final de la estación. Albatros, petreles, pingüinos, cormoranes, skuas, palomas antárticas, gaviotines, lobos y focas se congregan en colonias, pero en cercanía a zonas costeras. Periódicamente, la fauna, busca zonas costeras con el fin de descansar, buscar alimento y reproducirse, en caso de las aves (Beyer y Bolter, 2002).



3. ANTECEDENTES

3.1 Antecedentes Geología

La geología de la Isla Vega se caracteriza por una geología integrada principalmente por una potente secuencia sedimentaria marina de edad Jurásico superior – Paleógeno (Elliot, 1988) y una asociación volcánica denominada Grupo Volcánico Jame Ross (GVJRI), propuesto por Adie (1953), quien con este nombre denominó a esta asociación de rocas volcánicas, lavas y piroclastitas, que componen las potentes efusiones basálticas de edad cenozoicas de la Isla Jame Ross. Nelson (1966) les atribuye edad Plio-Pleistocenas a este grupo volcánico y en 1975 define 5 fases eruptivas para este grupo de rocas volcánicas, mientras que Strelin (1999) propone 3 épocas eruptivas. Salani (1999) presenta una descripción detallada de los tipos eruptivos que integran a GVJRI, diferenciando cada etapa eruptiva por la secuencia característica diamictita- roca volcánica para cada caso.

Las facies hipabisales del GVJRI, aflorantes en la isla, se encuentran representadas por enjambre de diques que intruyen sedimentitas cretácicas, o piroclastitas de la asociación terciaria del mismo grupo, y cuerpos subvolcánicos de tipo lacolítico. Mientras que el grupo mencionado, está compuesto por una sucesión de diamictitas, flujos basálticos subaéreos y subácueos (lavas en almohadilla) y piroclastitas básicas, brechas, tobas palagoníticas, lapillitas y autobrechas (Marensi, S. *et al.*, 2001).

En la zona sur de la Isla Vega (Cabo Lamb) los depósitos diamictitíticos se encuentran mejor representados, y son portadores de numerosos fósiles marinos (Lirio *et al.*, 2007).

En el área de la bahía, suprayacente a estos depósitos paleógenos, se encuentran complejos depósitos glaciares, fluvio-glaciares, lacustres y marinos cuaternarios, completando la sucesión estratigráfica. En la zona de estudio, el presente trabajo es el primer material que describe e informa la geología de Bahía del Diablo.

3.2 Antecedentes Geomorfología y Geocriología

Estudios detallados de la geomorfología de la zona de estudio, concluyen que la bahía es una zona de ambiente periglacial, típico del norte de la península antártica (De Angelis *et al.* (2002); Ermolin *et al.* (2002)).

Ermolin *et al.* (2002) realizaron un mapeo geomorfológico detallado en la zona de Bahía del Diablo utilizando un mosaico aerofotográfico y varias imágenes satelitales. Partiendo de esta información lograron esbozar un esquema de la secuencia de procesos criogénicos que ocurrieron durante el Holoceno, y compararlos con los eventos que ocurren bajo las condiciones geocriogénicas actuales.

Basados en datos meteorológicos y geomorfológicos observados en el terreno, De Angelis *et al.* (2002), afirman que la bahía es una zona de permafrost continuo, además sostienen que el proceso glaciario es el principal agente modelador del paisaje, siguiendo en orden de importancia el proceso fluvial y luego el criogénico. Otros procesos modeladores de menor impacto son el litoral, remoción en masa y eólico.

En base a las geoformas encontradas, los autores anteriormente mencionados, lograron establecer una correlación estratigráfica, llegando a definir una cronología preliminar para el cuaternario de la zona (Figura 3.1). Describieron cuatro estadios glaciarios de formación de morenas, y un interestadial caracterizado por el desarrollo de la planicie fluvioglacial. La estimación de la edad de estos eventos se encuentra basado en el modelo de Ingólfsson *et al.* (1998), quienes proponen la sucesión de eventos para el continente antártico desde el último máximo glaciar hasta la actualidad, desarrollándose IV estadios de desarrollos de morenas. La propuesta para el estadio I es el desarrollo de una morena lateral con núcleo de hielo del Pleistoceno superior; durante el estadio II se desarrolla la morena de fondo con núcleo de hielo y hielo intersticial durante el Holoceno inferior; en el III, durante el Holoceno medio, se desarrollaron las morenas de fondo, frontal y lateral, mientras que el estadio IV, actualmente, se desarrollan las morenas frontal y lateral con núcleo de hielo.

Ermolin *et al.* (2016) observan el desarrollo del permafrost durante estos últimos años, a causa del retroceso que sufren los glaciares de la zona de estudio. La base de estos glaciares, por lo general, se encuentran por sobre el punto de fusión del hielo. Al quedar esta superficie expuesta, las mismas están sometidas a las bajas temperaturas de la zona, por lo que su interacción con la atmósfera provocan el congelamiento de este sustrato, favoreciendo el desarrollo del permafrost.

Realizando un monitoreo al permafrost de la zona, resultaría posible evaluar el impacto del calentamiento atmosférico regional en la zona de la Península Antártica (Skvarca *et al.*, 1998).

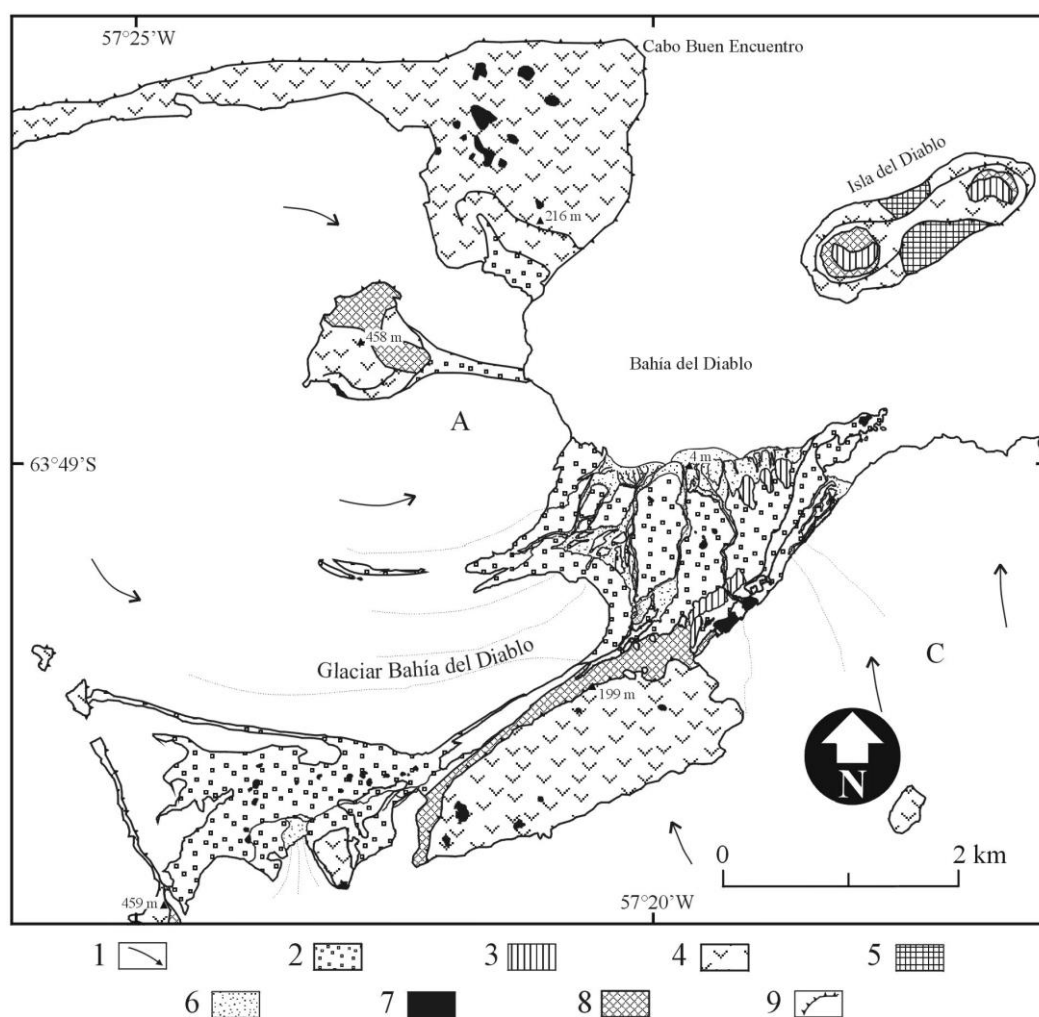


Figura 3.1: Mapa geomorfológico de Bahía del Diablo. Modificado de De Angelis *et al.*, 2002.. Referencias: 1. Glaciar, con vectores de flujo; 2. Afloramientos del Grupo Volcánico Isla James Ross; 3. Morenas de soliflucción; 5. Terraza de abrasión marina; 6. Planicie fluvio-glacial; 7. Lagos marginales y de termokarst; 8. Talud; 9. Escarpa.

3.3 Antecedentes Hidrogeología

Las mayores áreas descubiertas de hielo son: Dry Valley, en Tierra Victoria, y el noreste de la Península Antártica (Guglielmin y Dramis, 1999). Ésta última región conforma un ambiente hidrológico único, ya que las zonas descubiertas de hielo son zonas de permafrost continuo, por lo que los sistemas hídricos presentan características únicas. Estos sistemas mencionados, en Antártida son escasos, y su gran mayoría se encuentran en la región del Mar de Ross. Los trabajos hidrológicos realizados en la zona de estudio son escasos, al igual que trabajos de la misma índole en el sector de la península antártica. Sin embargo, Silva Busso (2009) realizó una clasificación al nivel de cuencas en función de las variables climatológicas que determinan el comportamiento hídrico superficial y subterráneo de un área determinada. A partir de esto el autor determinó tres tipos de cuencas, aquella que son alimentadas exclusivamente por glaciares, aquellas que son alimentadas por fusión nival y las que son alimentadas por la fusión de la capa activa del permafrost.

Silva Busso *et al.* (2003) realizan el primer estudio hidrológico en la zona describiendo las características paramétricas del sistema hídrico de Bahía del Diablo, afirmando que las mismas indican gran inestabilidad y cambios recientes relacionados con el Glaciar Bahía del Diablo, considerando que estos cauces presentan otras fuentes de aporte además del glaciar (fusión de nieves a finales de la primavera). Postulan, que el caudal diario medio medido en el cauce proglaciar principal, presenta muy buena correlación positiva con la temperatura media diaria del aire, así como también la presentan el caudal medio diario y la humedad relativa. Se informaron caudales entre 3 y $10 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, para el agua que circula por el cauce de estudio.

Dado que las diferencias climáticas no son factores concluyentes para realizar una clasificación de cuencas, Silva Busso *et al.* (2003) realizaron una clasificación en base a las variables que controlan las descargas de agua, como lo son los glaciares, el permafrost o las precipitaciones nivales. Estos eventos de descargas ocurren durante el período de verano austral. Para la clasificación de cuencas o modelos de cuencas, los autores tuvieron en cuenta el factor que resultó ser más relevante:

- Las cuencas hídricas alimentadas por glaciares:

Son cuencas que se caracterizan porque su principal aporte de agua proviene de la ablación glaciaria durante el período estival. Las variables: temperatura, humedad y viento, ejercen influencia sobre otros factores, como por ejemplo, facilitar la ablación del hielo, y no sobre el caudal de agua, directamente.

- Las cuencas hídricas alimentadas por ablación de la capa activa del permafrost: Son cuencas que se caracterizan por tener como principal aporte el agua proveniente del permafrost. En temporadas estivales, la capa activa sufre ablación, por otro lado, el permafrost que actúa como capa impermeable, no permite la infiltración del agua proveniente de la capa activa en profundidad, produciendo que el fluido desemboque en los cauces fluviales.

- Las cuencas hídricas alimentadas por fusión de la precipitación nival: Son cuencas que se caracterizan por presentar recarga directa a los acuíferos por medio de fusión de las precipitaciones nivales en períodos estivales, donde las temperaturas comienzan a ser mayores a 0°C. Estas cuencas son las que más se asemejan a aquellas de latitudes altas, en donde los cauces fluviales son alimentados por precipitaciones. En aquellos casos donde las cuencas no posean conexión con glaciares y donde el permafrost es discontinuo, la escorrentía dependerá de la magnitud de las precipitaciones, de la morfometría y de las permeabilidades de las unidades geológicas de las mismas.

Se realizaron también estudios hidroquímicos (Moreno et al., 2012; Vignoni et al. 2014; Lecomte et al. 2016) que caracterizaron las aguas de las islas del archipiélagos de James Ross, entre ellas Isla Vega. En base a los resultados se concluyó que las aguas son clasificadas como cloruradas y/o bicarbonatadas sódicas, y que la fuente de recarga de los cuerpos lacustres de Bahía del Diablo son las precipitaciones.

3.4 Antecedentes Glaciología

Los estudios glaciológicos que se realizan en Bahía del Diablo, se llevan a cabo en dos de los tres glaciares que desembocan en la misma, siendo el Glaciar Bahía del Diablo (GBD) el que se encuentra en monitoreo ininterrumpido desde el año 1999. La

selección de este glaciar para llevar a cabo este proyecto de monitoreo se explica considerando que es el único glaciar, dentro de la bahía, que no desemboca en el mar. Este hecho hace que la correlación entre el balance de masa del glaciar y la temperatura de la región sea mayor (Skvarca *et al.*, 2004), ya que las variables que influyen sobre la ablación del mismo son menores. Los otros glaciares que se encuentran en la bahía llegan al mar, por lo que en ellos, el efecto del retroceso por calving se encuentra presente.

El primer estudio glaciológico del GBD fue realizado en el verano 1981/82 (Skvarca *et al.*, 2004). En este trabajo se delimitó la cuenca del glaciar, se midieron puntos altimétricos en el mismo y se efectuaron las mediciones topográficas de toda la bahía, con las que luego se confeccionó el primer mapa topográfico inédito de la zona (Toconas 1982). Los trabajos topográficos se llevaron a cabo empleando el método de triangulación. Entre los años 1982-1985 no se notaron cambios significativos en la altura del glaciar, lo cual indicó que el glaciar se encontraba en equilibrio (Skvarca *et al.*, 2004). En el verano 1998/99 los resultados de un estudio similar, indicaron un cambio de 12,6m de altura en los mismos puntos de monitoreo que se tuvieron en cuenta para los años 1985 – 1998, con lo cual se estimó una tasa de pérdida de masa de 10m.a^{-1} (Skvarca y De Angelis, 2003; Skvarca *et al.*, 2004).

Actualmente éste glaciar, el GBD, es uno de los dos glaciares ubicado en territorio argentino que brinda información al World Glaciar Monitoring Service (WGMS), y es el único en territorio antártico argentino, que posee un historial de balance de masa de más de quince años de monitoreo. Para estos análisis se llevó a cabo una distribución de 24 estacas sobre el glaciar Bahía del Diablo, separadas de manera tal que cada una de ellas sea representativa de 1km^2 . La colocación de las estacas permitió, y permite, realizar las mediciones anuales para efectuar el cálculo del balance anual del mismo. Durante la CAV 98/99 se instaló en la planicie, una estación meteorológica que aún continúa en funcionamiento y recolecta parámetros climáticos (temperatura, humedad, velocidad del viento y radiación), los cuales son descargados anualmente. En esa misma campaña se instalaron dos pluviómetros totalizadores, que recolectan las precipitaciones, uno de ellos se encuentra en la planicie a 4m sobre el nivel del mar,

y el segundo en la zona más alta del glaciar, sobre un nunatak a 650m sobre el nivel del mar.

Los estudios glaciológicos publicados por Skvarca *et al.* (2004), estuvieron orientados al balance de masa del GBD utilizando los métodos propuestos por Mayo *et al.* (1972). Estos resultados informaron una pérdida de masa del GBD, demostrando también el calentamiento de la región norte de la Península Antártica. Con base en los resultados de las mediciones realizadas en el año 1985 y los datos de temperatura para la región noroeste de la península, concluyeron que las últimas dos décadas, desde el período 2003, la región estuvo sometida a un calentamiento.

Marinsek y Ermolin. (2015) compararon dos balances de masas del mismo glaciar, empleando metodologías diferentes (método glaciológico y geodésico), para un período de tiempo determinado (2001-2011). Concluyeron que ambas metodologías eran comparables, ambos mostraban los mismos resultados de pérdida de masa del glaciar. Con esto también validaron la serie temporal de balance de masa empleando el método glaciológico que se viene usando históricamente para el monitoreo.

4. GEOLOGÍA

4.1 MARCO REGIONAL

Al noreste de la Península Antártica se encuentran las islas James Ross, Vega, Marambio y Cerro Nevado, ubicándose dentro la denominada cuenca James Ross. Esta última se extiende desde el margen oriental de la Península hasta el borde de la plataforma continental, y en ella pueden encontrarse la mayor parte de los afloramientos del NE de la península Antártica.

La cuenca de James Ross fue propuesta por del Valle et al., (1992) como una subcuenca norte de la cuenca de Larsen. El límite entre ambas, cuenca James Ross y de Larsen, se sitúa en la península Jason, que es un alto estructural compuesto por rocas volcánicas del Jurásico Medio pertenecientes al Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (Riley y Leat, 1999).

Se considera a la cuenca de James Ross como una cuenca de retroarco vinculada a la extensión litosférica jurásica durante los períodos iniciales del desmembramiento de Gondwana, comenzando como un rift continental y evolucionando a una cuenca de retroarco (Hatway 2000).

La cuenca posee un basamento metamórfico compuesto por metasedimentitas de bajo a medio grado, las cuales incrementan el grado de metamorfismo hacia el sur en donde se encuentran migmatitas y gneises (Storey y Garrett, 1985). La edad que se propone para este basamento es Carbonífero Superior – Triásico (Smellie y Millar, 1995).

Sobre este basamento metamórfico se dispone una sedimentación que excede los 6000m de espesor e incluye sedimentitas marinas, depositadas entre el Kimmeridgiano y el Eoceno (Marensi et al., 2012). Esta secuencia sedimentaria tiene la característica de ser la más completa, potente y representativa del Cretácico de altas latitudes del hemisferio sur, representando la etapa de relleno de la cuenca. La secuencia cretácica fue dividida en dos grandes unidades estratigráficas: el Grupo Gustav, marino profundo de edad aptiana – coniacina (Ineson, 1989) y el Grupo Marambio de edad santoniana – daniana (Rinaldi et al., 1978).

Suprayacente a estos depósitos sedimentarios, y en discordancia, se encuentra la secuencia volcánica denominada Grupo Volcánico Isla James Ross (GVJR, siendo GVJRI

sus siglas en inglés) (Nelson, 1966) compuestas por vulcanitas y piroclastitas de composiciones basálticas. Son rocas volcánicas cenozoicas de hasta unos 10Ma que representan una fase eruptiva correspondiente a un período de extensión cortical. Posteriormente un englasamiento del área está representado por depósitos diamictíticos incluidos en la base de distintos pulsos, durante el período Mioceno-Reciente (Marensi et al., 2001).

Estructuralmente la Isla Vega pertenece al bloque James Ross, en el cual se encuentra el grupo insular del norte de la Península Antártica. Este bloque posee rasgos tectónicos complejos difíciles de identificar debido a que se encuentran cubiertos por los depósitos cenozoicos y cuaternarios. Sin embargo, en la Isla Vega, llegan a definirse sistemas de fallas semejantes a aquellos formadores de bloques estructurales en la zona peninsular (del Valle et al., 1992).

La Isla Vega limita hacia el oeste con un sistema de fallas denominado “Faja de Dreadnought”, el cual produjo el levantamiento de la misma (Strelin et al., 1991).

4.2 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La isla Vega se encuentran en el sector nororiental de la península, rodeada por el mar de Weddell. En la misma afloran unidades cuspidales de la cuenca de James Ross y de la subcuenca septentrional de la Cuenca Larsen. Particularmente, en la zona de estudio se encuentran afloramientos que pertenecen al GVIJR definido por Adie (1953), de edad terciaria. A diferencia de otros sectores descubiertos de la isla, como por ejemplo Cabo Lamb, no se encuentran secuencias sedimentarias fosilíferas de edades cretácicas. Sin embargo, se piensa que el sustrato donde se apoya el glaciar Bahía del Diablo es una secuencia cretácica, ya que la morena frontal del mismo, se encuentra constituida por sedimentos finos y posee fósiles que concuerdan con aquellos descritos por Olivero et al. (1992), para la secuencia cretácica de la Isla.

La base de la secuencia del GVIJR son diamictitas de similares características a las que se encuentran en Sandwich Bluff, y que fueron reconocidas por Marensi et al., (2001). Las rocas volcánicas, de edad miocena – holocena, que afloran en la zona corresponden a basaltos y rocas piroclásticas, representando la etapa efusiva en la cuenca, así como la secuencia cuspidal de la secuencia del GVIJR.

En el área de estudio los afloramientos son escasos y están cubiertos por sedimentos cuaternarios, los cuales se encuentran afectados por procesos característicos de ambientes periglaciares.

4.2.1. Grupo Volcánico Isla James Ross

Diamictita

En el área de estudio, la diamictita (Figura 4.1), se encuentra en cercanías del glaciar Toke. Éste afloramiento posee pequeñas dimensiones.

El afloramiento, de aspecto masivo, presenta una textura matriz soportada, es de color gris-verdoso y pobremente seleccionado, los fragmentos líticos que los componen son heterogéneos, siendo la mayoría de ellos líticos volcánicos, encontrándose también, en minoría, líticos plutónicos. Estos fragmentos líticos son levemente redondeados y sus tamaños son variables, desde el centímetro hasta la decena de centímetros.



Figura 4.1: a) Afloramiento de diamictitas; b) Mayor detalle de las diamictitas, en donde se observa la matriz de color gris y los fragmentos líticos, entre ellos un lítico plutónico.

Las características observadas en este afloramiento, se corresponden con las descripciones que realizaron Marensi et al. (2001) para las diamictitas que se encuentran en las zonas de Sandwich Bluff, Isla Vega. Pierre *et al.* (1997a), realizan descripciones de una diamictita en la Isla James Ross de similares características, elevándolas a un nivel formacional y asignándola con el nombre de: Formación Hobbs

Glacier, base de la secuencia del GVIJR. El estrato tipo de esta formación se encuentra en Punta Rabot, diferenciándose en ella dos facies sedimentarias, una masiva sin estructura y otra laminada, de geometría lenticular, con intercalaciones de arenisca con laminación entrecruzada (Concheyro et al., 2007).

La diamictita del área de bahía del Diablo corresponde a la facies masiva de la Formación Hobbs Glacier. Los clastos de composición plutónica, sugieren que fueron transportados desde un glaciar que provenía desde la península (Pierre *et al.*, 1997b).

Lavas Basálticas

Los afloramientos de basaltos (Figura 4.2) están ubicados al sur de la bahía, son de color gris y están fuertemente fracturados por crioclastia, el proceso de meteorización que afecta con mayor intensidad y frecuencia a las rocas de la zona.

Los afloramientos se encuentran alterados por sectores, presentando un color marrón claro.

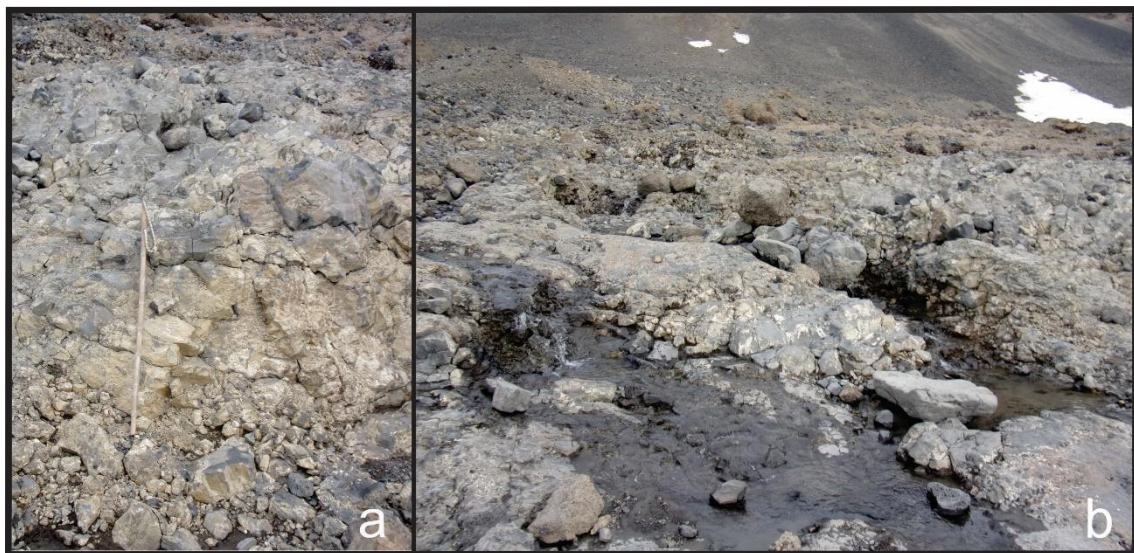


Figura 4.2: a) Afloramiento de basalto, fuertemente diaclasado y con evidencias de alteración; b) Vista del afloramiento de basalto al pie de un acantilado al sur de la bahía. En esta imagen se puede observar agua surgente circulando por el afloramiento.

Esta roca, en muestra de mano es de color negro, muestra una textura afanítica. Y en sectores posee textura amigdaloides. Los afloramientos pueden verse fuertemente diaclasados y meteorizados.

En el microscopio (Figura 4.3) se aprecia una roca de textura microporfírica con una pasta de textura subofítica con palagonita. Los fenoscristales que, en orden de abundancia, son: olivinas (70%), teniendo tamaños mayores que el resto de los otros minerales; plagioclasas (25%) son en general subhedrales, algunas con leve alteración a arcillas y minerales accesorios (5%). Se encuentran carbonatos, de manera escasa, rellenando cavidades.

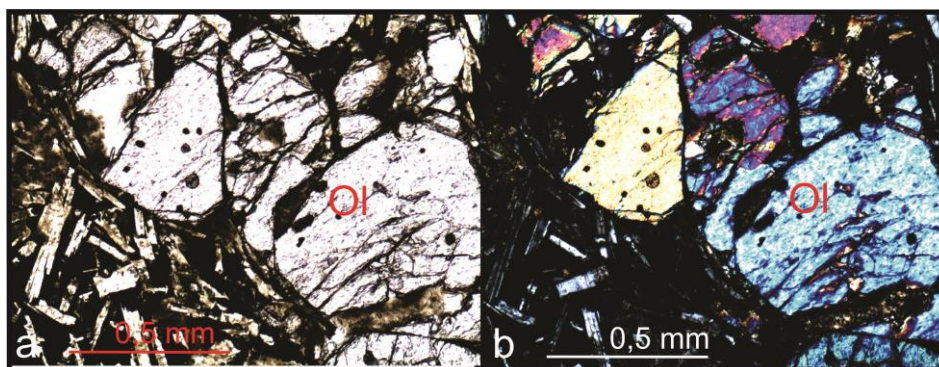


Figura 4.3: a) imagen en donde puede notarse la textura porfírica y la pasta con textura subofítica de la muestra; b) imagen tomada con nicols cruzados del corte delgado analizado.

Estas muestras analizadas son rocas volcánicas alcalinas (Smellie *et al.*, 2008), asociadas a erupciones de retroarco (Pankhurst, 1982 y Hatway, 2000).

Brechas hialoclásticas

Los afloramientos de las rocas piroclásticas (Figura 4.4), también se encuentran al sur de la isla. Corresponden a brechas hialoclásticas, presentan líticos de tamaños variados que van desde los pocos centímetros hasta las decenas de centímetros. En los sectores donde la granulometría es más fina (Figura 4.4.b) se observan estratificaciones entrecruzada y subhorizontal.

Algunos autores (Nelson, 1966; Pirrie y Sykes, 1987; Smellie *et al.*, 1998) atribuyen a estas rocas a erupciones subacueas y en algunos casos subglaciarias.

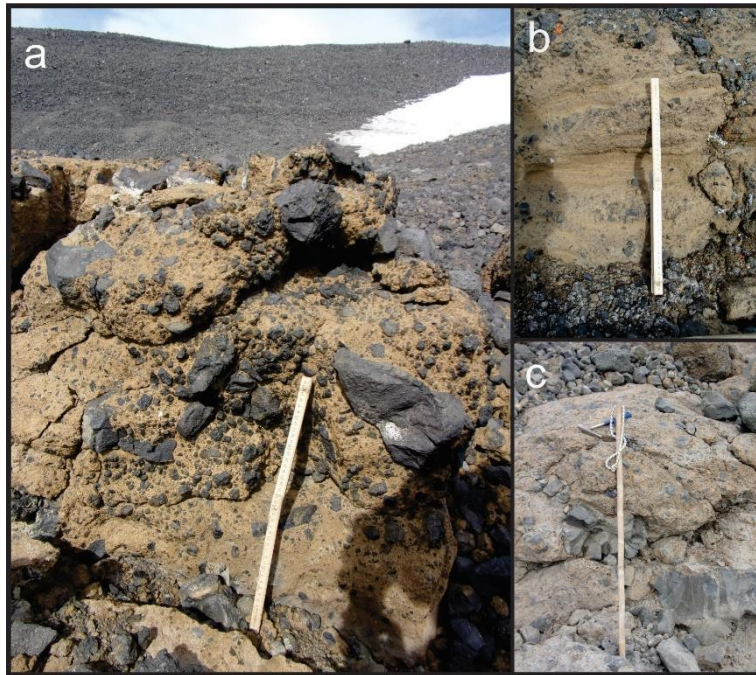


Figura 4.4: a) Afloramiento de roca piroclástica, en donde puede apreciarse una textura brechosa y la variedad de tamaños de líticos volcánicos; b) Se observa estratificación entrecruzada, evidenciando un ambiente fluido; c) El afloramiento presenta líticos de composición basáltica con variaciones texturales. En la imagen se observa una sección de una pillow de escasa dimensión con disyunción radial (referencia) y fragmentos de una almohadilla mayor en el sector inferior derecho.

Los afloramientos se caracterizan por poseer una textura brechosa matriz soportada de color castaño con clastos angulosos de tamaños que varían entre el centímetro y las decenas de centímetros. La composición de los fragmentos líticos es homogénea, siendo las mismas basálticas de textura afanítica vesicular de color negra.

En la muestra al microscopio (Figura 4.5) se reconocen fragmentos líticos volcánicos inmersos en una matriz vítrea con alteración a palagonita, que se evidencia por su característico color amarillo.

Los fragmentos líticos, presentan una textura porfírica. Los fenocristales (35%) se encuentran inmersos en una pasta (65%) vítrea de color negro y textura hialopilitica. En los fenocristales predomina la plagioclasa (70%), con maclado polisintético y de dos individuos, y algunas de ellas zonadas. En orden de abundancia continúan las olivinas (25%) mostrando escaso fracturamiento y sin alteración; el mineral accesorio característico es el zircón (5%).

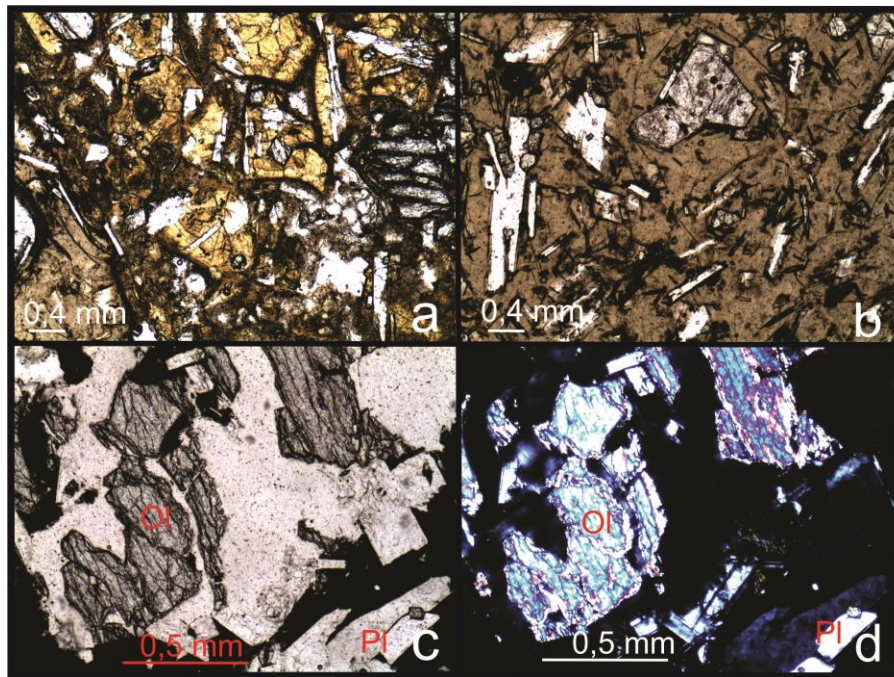


Figura 4.5: a) Imagen al microscopio de la palagonita, resultante de la hidratación del vidrio volcánico basáltico; c) imagen al microscopio de los fragmentos líticos, pueden observarse minerales de olivina, plagioclasea y opaco inmersos en una matriz vítrea; d) imagen de los fragmentos líticos con nicoles cruzados.

4.2.2 Depósitos Cuaternarios

El cuaternario de Bahía del Diablo se caracteriza por poseer depósitos generados, principalmente, por la acción glaciaria, los cuales fueron retrabajados, en algunos sectores, por el proceso fluvial. También se encuentran depósitos lacustres y marinos. Las geoformas de depositación glaciaria características de la zona son los depósitos morénicos. La selección de los mismos es mala, los clastos son volcánicos, correspondiéndose con los afloramientos de la zona. Otras geoformas que se encuentran en el lugar de estudio son las terrazas glacifluviales. Las mismas se encuentran elevadas teniendo una granulometría gravosa, con clastos redondeados. La litología de las gravas es volcánica. Los depósitos fluviales actuales presentan características similares a aquellas de las terrazas glacifluviales.

El diseño del cauce proglaciario es entrelazado. En los laterales del mismo pueden encontrarse albardones, de granulometría arena mediana a gruesa y color gris.

Los depósitos marinos presentan granulometrías variadas entre gravosas y arena limosa, en los cuales pueden observarse bloques grandes (cadilitos) durante la baja marea. La playa posee una granulometría de tamaño grava y pendiente suave.

Entre las brechas piroclásticas y las pillow lavas se encuentra un contacto neto (Figura 4.6).

Figura 4.6: Perfil estratigráfico integrado de la zona de estudio.

El perfil geológico integrado (Figura 4.6) representa la secuencia estratigráfica de la zona de estudio. Las rocas más antiguas corresponden a depósitos diamictíticos, atribuidos a la formación Hobbs Glacier. Aflora un escaso espesor y la base de la formación no está expuesta. Marensi et al., (2001), describe una secuencia diamictítica con una potencia de 22m para el sector de Cabo Lamb

De manera suprayacente a las diamictitas se disponen las brechas hialoclásticas y las pillow lavas de la sección eruptiva del GVIJR. En la Figura 4.7 se observa una secuencia de Brecha hialoclástica – basalto, representando un pulso eruptivo incompleto, ya que se encuentran ausentes en dicha secuencia, las diamictitas que representan la base de estos pulsos.

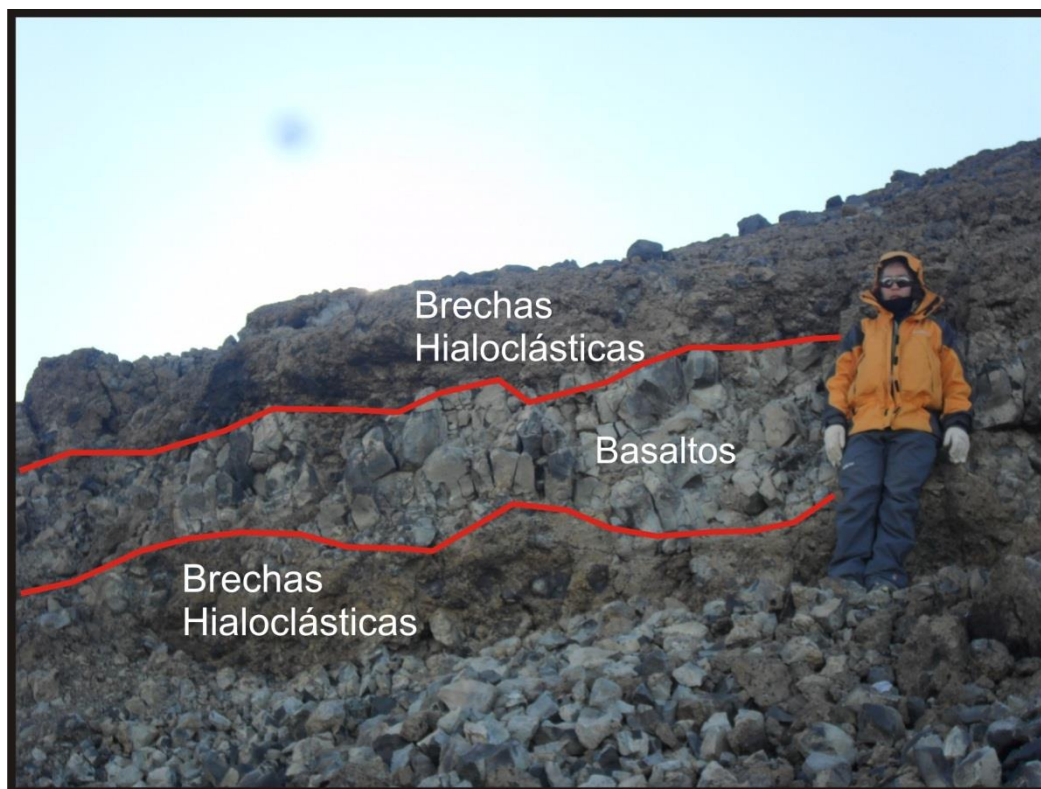


Figura 4.7: Se observa el contacto neto entre el basalto lava y las brechas piroclásticas. Los basaltos inferiores muestran evidencias de alteración y meteorización por crioclastia. Foto cedida por Tamara Manograsso.

4.3 GEOMORFOLOGÍA

La geomorfología de Bahía del Diablo, ubicada en Isla Vega, es muy semejante a las descripciones que realizaron Strelin y Malagnino (1992) de la Isla James Ross. El reconocimiento geomorfológico se realizó en base a análisis de antecedentes de la zona (Ermolin et al., 2002; De Angelis et al., 2002), fotografías aéreas y relevamiento de datos de campo.

El paisaje se encuentra labrado sobre una potente secuencia volcánica terciaria.

Los procesos que actúan originando la morfología de la bahía, en orden de importancia, son: el proceso glaciario; proceso criogénico; proceso fluvial; remoción en masa; proceso marino – litoral y proceso eólico, generando en cada caso morfologías de acumulación y erosión.

A continuación se describen los procesos y las morfologías que desarrollaron cada uno de ellos:

4.3.1 Actividad glaciaria

La actividad glaciaria es la principal modeladora del paisaje. En la zona de estudio desembocan tres glaciares (Figura 15), cuyas zonas de acumulación se encuentran en el domo de Isla Vega, donde se origina una calota de hielo. De estos tres glaciares, dos desembocan en el mar (glaciares Smith y Toke) y uno de ellos en tierra.

Las geoformas más notables de este proceso son las morenas. Las mismas se caracterizan por presentar un importante contenido de hielo, como por ejemplo, la morena frontal del GBD (Figura 4.8) que posee alrededor del 95% (Ermolin et al., 2002) de su volumen en hielo. Los tipos de morenas reconocidos fueron las morenas de fondo, laterales y frontales. La más antigua, de posible edad Pleistoceno superior, está ubicada al sur de la bahía, en cercanías del GBD (130-180 m s.n.m.) (Ermolin et al., 2002); mientras que las más recientes son la morena frontal y lateral del GBD. De Angelis et al., (2002), determinaron 4 estadios de formación para estos depósitos glaciarios. El material sedimentario que componen las morenas es principalmente volcánico, proveniente de los afloramientos del Grupo Volcánico James Ross. La sedimentología de la morena frontal del GBD corresponde a material transportado por

el glaciar desde la base, extraídos de los depósitos cretácicos marinos. Esto último se infiere ya que en ella se encuentran también abundantes fósiles re-trabajados por el cuerpo de hielo.

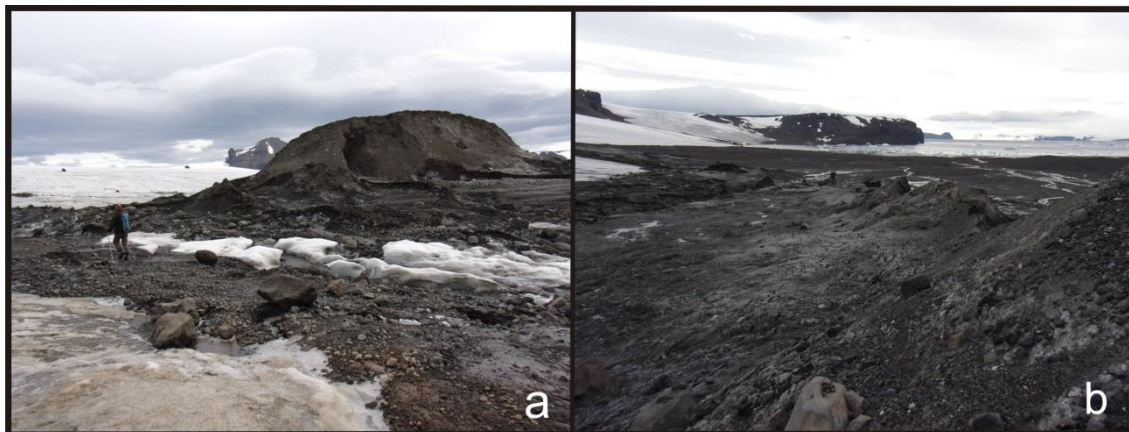


Figura 4.8: a) Fotografía de la morena frontal del GBD; b) Fotografía tomada de la morena frontal del GBD con vista hacia el norte de la bahía.

4.3.2 Proceso criogénico

El proceso criogénico es uno de los principales agentes modificadores del paisaje, junto con la actividad glaciaria. Entre las geoformas, típicas de este ambiente, que se encuentran, están los glaciares de rocas y los suelos estructurados.

Los glaciares de rocas se encuentran al sur de la bahía, cerca de los acantilados. Se formaron a partir de antiguas morenas con núcleo de hielo. La presencia de esta geoforma, asociada con los datos meteorológicos del lugar, apoyan fuertemente la afirmación de que la bahía es un lugar de permafrost continuo (Ermolin et al., 2002).

Las rocas que conforman todos estos depósitos, así como también los afloramientos, están sometidos a la crioturbación, el cual es el principal agente de meteorización.

Los suelos estructurados poseen, en algunos casos, muy buen desarrollo. Se encuentran en suelos horizontales a sub-horizontales (Figura 4.9), teniendo en general un diseño pentagonal. La longitud máxima que se midió de uno de sus lados fue de 1,50m. Aquellas estructuras más evolucionadas, poseen en sus laterales bloques, mientras que en el centro predomina la granulometría de tamaño arena fina-arcilla.



Figura 4.9: a) Suelos estructurados bien desarrollados, se observa en las grietas la concentración de los bloques mientras que en el centro se observa la granulometría más fina; b) Suelos estructurados poligonales con poco desarrollo de diferenciación granulométrica; c) Bloque errático meteorizado por crioclastía.

4.3.3 Proceso glacifluvial

El proceso glacifluvial también tiene gran importancia en el desarrollo de la geomorfología de Bahía del Diablo. A medida que los glaciares fueron retrocediendo, dejaron zonas de tierra desenglasadas, por lo que la acción fluvial comenzó a predominar en el paisaje. La actividad fluvial tiene su mayor acción durante la temporada estival, entre los meses de diciembre y marzo. Su alimentación se debe a la fusión de las precipitaciones, de los diferentes cuerpos de hielo y de la capa activa del permafrost.

Hacia el norte de la bahía, se encuentra una gran planicie glacifluvial, de granulometría gruesa. Por la posición estratigráfica en la que se encuentra, se piensa que se originó en el Holoceno medio (De Angelis et al., 2002). La terraza fluvioglacial posee una altura de hasta 2m sobre el nivel del mar (Figura 4.10). Se encuentra conformada por fragmentos líticos volcánicos de tamaño grava.

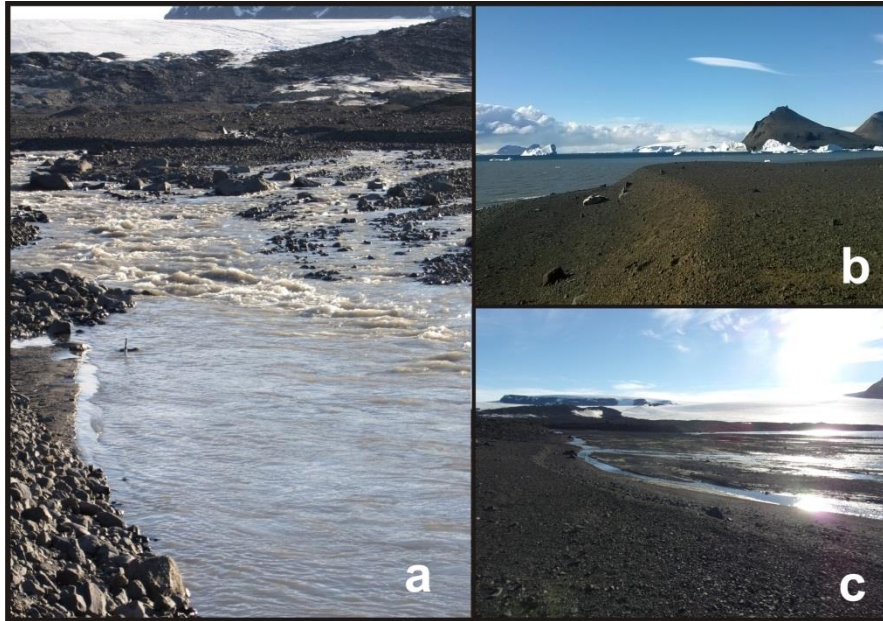


Figura 4.10: a) Arroyo Bahía del Diablo, cauce proglaciario, en el fondo puede observarse el GBD; b) Terraza glacifluvial elevada; c) desembocadura del cauce proglaciario donde forma un delta en su encuentro con el mar.

4.3.4 Proceso de remoción en masa

Las geoformas de remoción en masa se ubican en las zonas donde se presentan fuertes pendientes del terreno, como lo es en el acantilado, en el sector sur de la bahía, zona donde también se encuentran los glaciares de roca. Sobre la pared del acantilado se forman una carpeta de detritos, con bloques procedentes de las partes más elevadas del mismo (Figura 4.11.b).

Se observaron también deslizamientos que tuvieron como desencadenantes a la fusión del permafrost (proceso de termokarstía). Estos acontecen en lugares asociados a ríos o cuerpos lacustres (Figura 4.1.a).

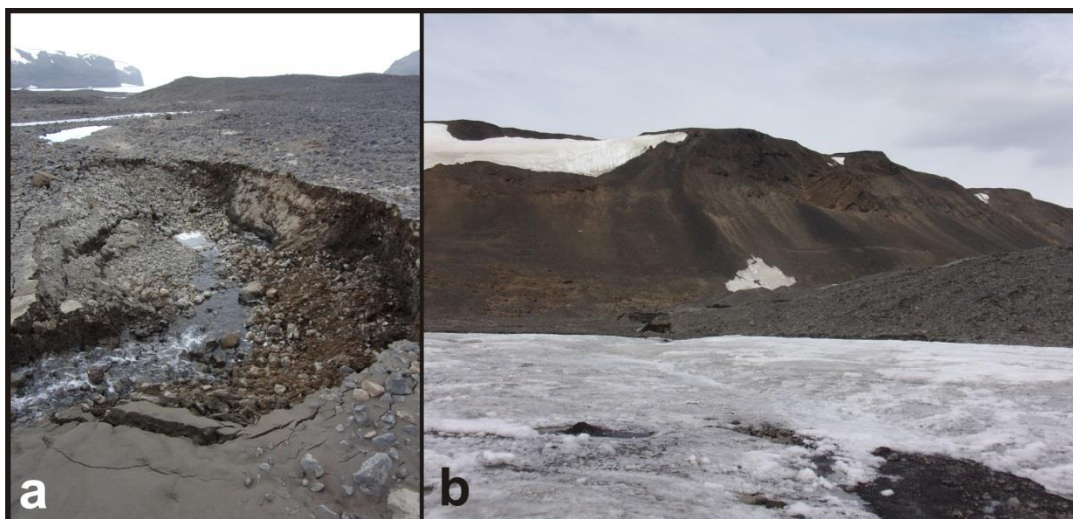


Figura 4.11: a) Fotografía de remoción en masa a causa de termoerosión; b) Talud en el sector este de la bahía.

4.3.5 Proceso marino

El proceso marino se encuentra restringido a la faja litoral, la cual se caracteriza por ser una costa de acumulación. Las geoformas resultantes se deben, no solo a la acción marina sino también a la combinación de esta última con la acción fluvial. Un resultado de la combinación de estas acciones son los deltas formados en la desembocadura del cauce proglaciario. En la desembocadura del arroyo Campamento, se formó una espiga en gancho, también por estas acciones combinadas (Figura 12.a).

La playa presenta una pendiente suave y composición granulométrica gravosa. Sobre la llanura intermareal se encuentran los dropstones que son depositados por los icebergs que llegan a la costa o zonas próximas, y terminan fusionándose.

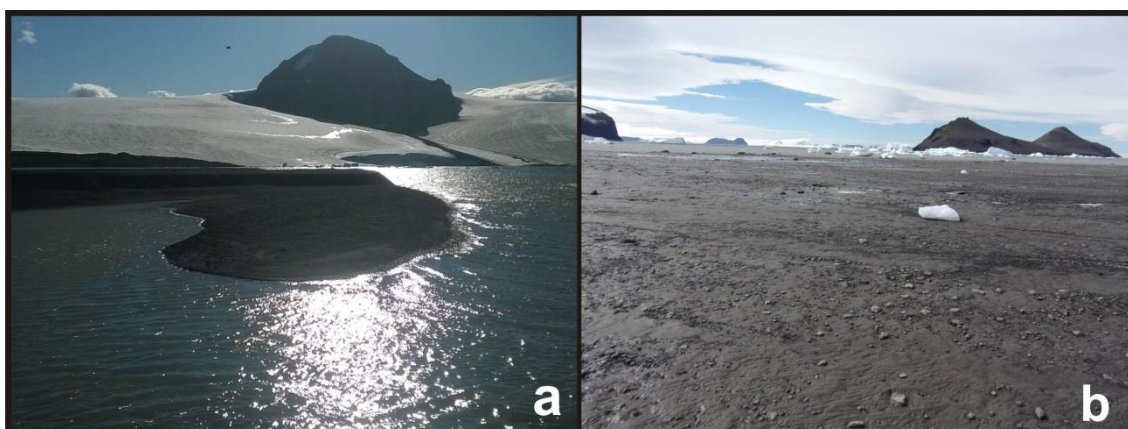


Figura 4.12: a) Espiga en gancho, fotografía tomada en alta marea; b) Fotografía tomada en baja marea donde se observa la llanura intermareal y ondulitas formadas sobre la misma.

4.3.6 Proceso eólico

El proceso eólico es aquel de menor expresión, sin embargo se encuentran registros de su acción sobre el paisaje. Los vientos fuertes que circulan en la zona facilitan la deflación del sustrato y la formación de ventifactos en las rocas (Figura 4.13.b).

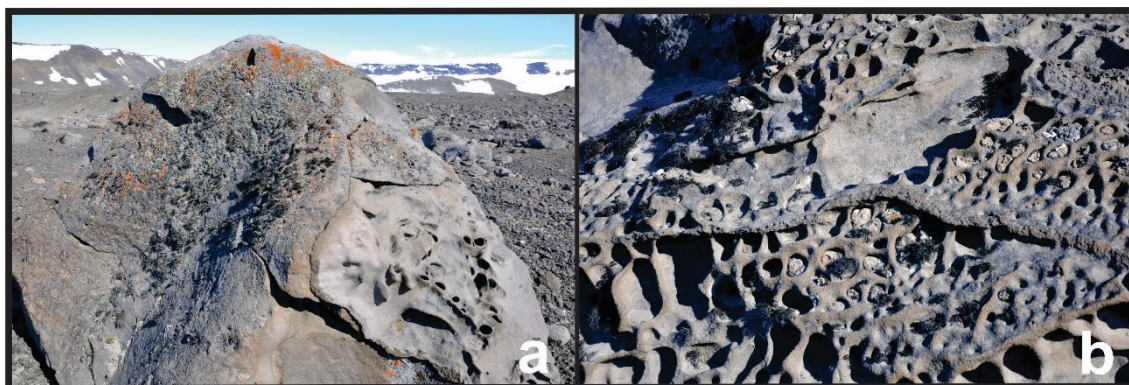


Figura 4.13: a) Erosión eólica. Foto orientada hacia el sur, notándose que los vientos predominantes son de ese lugar y hacia el norte puede notarse el crecimiento de vegetación que se protege a sotavento; b) Orificios generados por la abrasión eólica. Fotografías cedidas por Silvia H. Coria.

4.4 EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Durante el período comprendido entre 2000 y 2015, se ha comprobado en base a imágenes satelitales cambios en la zona de estudio, vinculadas al aumento de temperatura de la zona, dentro de un contexto de calentamiento regional del norte de la Península Antártica.

El aumento de temperatura trajo asociado retrocesos de los glaciares del lugar, produciendo zonas libres de hielo y el posterior desarrollo hídrico.

Según el trabajo realizado por Seco et al. (2015), se notan retrocesos de los frentes glaciares en los 15 años analizados. Los glaciares Toke y Smith retrocedieron en promedio 150 y 60m respectivamente, dejando amplias superficies libres de hielo y desconexión entre las lagunas proglaciarias Toke, y el mismo glaciar (Figura 4.14). Sobre estos lugares se desarrollaron los sistemas hídricos proglaciarios.

Actualmente estas lagunas se encuentran desconectadas del glaciar. Eran cabeceras de los cauces proglaciarios que actualmente se encuentran secos. Otros nuevos se han desarrollado en las nuevas superficies. Estos lagos generaron el efecto de calving localizado aumentando la tasa de retroceso del cuerpo de hielo (De Angelis et al., 2002). Además del retroceso zonal por los efectos lacustres, el glaciar Toke también se encuentra sometido a calving por el efecto mareal, lo que aumenta su retroceso.

El retroceso del glaciar Smith también se encuentra sujeto a las variaciones del nivel del mar.

El GBD no se encuentra afectado por el efecto del calving, sino que su pérdida de masa se debe principalmente a factores climáticos. En su frente no se observan cambios significativos, lo que indica que el mismo permanece estable.

Los cambios que ocurrieron en la bahía, relacionados con el aumento de las zonas libres de hielo, provocan el aumento del permafrost, ya que antiguas zonas que se encontraban cubiertas de hielo quedaron expuestas a la atmósfera.



Figura 4.14: Imagen modificada de Seco et al., 2015, donde se observan los cambios en las posiciones de los frentes de los glaciares que desembocan en la zona de la bahía, y se ven los cambios en las posiciones de los lagos proglaciarios del glaciar Toke.

5. GLACIOLOGÍA

El total de área cubierta por hielo, del continente antártico y de sus mares circundantes es de 130.000 km². Debido a lo remoto que se encuentran estos cuerpos de hielo, su difícil acceso y su gran tamaño, son pocos conocidos.

Las fluctuaciones de los glaciares que terminan en tierra, es decir, que no se encuentran influenciados por el efecto de “calving”, pueden ser considerados como indicadores climáticos (Skvarca *et al.*, 2004). El comportamiento del glaciar, en cuanto a su ganancia o pérdida de masa, se encuentra fuertemente vinculada a los regímenes climáticos locales de Bahía del Diablo.

El balance de masa glaciar es el estudio que tiene como objetivo conocer los cambios en la masa de un glaciar y la distribución de esos cambios en el espacio-tiempo. Algunos autores (Cogley *et al.*, 2011) definen al balance de masa como el cambio en la masa de un glaciar, o parte de un glaciar, durante un período determinado. Otros (Francou y Pouyaud, 2004) lo definen como la suma algebraica de la acumulación y la ablación en un lapso determinado (ecuación 5.1). En concordancia con esto último, Cogley *et al.* (2011), consideraron, para efectuar la suma, la acumulación con signo positivo y la ablación con signo negativo.

El balance neto o específico se conoce como la suma algebraica de la acumulación y la ablación en cualquier momento a partir de la superficie del verano anterior (ss, summer surface) (Cuffey y Paterson 2010).

$$b = c + a \quad \text{(Ecuación 5.1)}$$

Donde b es el balance específico, c es la acumulación y a es la ablación. Todos medidos en cualquier punto del glaciar y expresados en metro equivalente de agua (m.eq.w.) o bien, milímetro equivalente de agua (mm eq.w.). El m eq.w. o mm eq.w. es la unidad reconocidas para expresar el volumen de nieve o hielo en agua. El cálculo consiste en multiplicar la potencia de nieve o hielo, por el valor de su densidad, los cuales son por tabla 400 kg.m⁻³ para la nieve, y 900 kg.m⁻³ para el hielo (Cuffey y Paterson, 2010).

La superficie del verano anterior, o superficie de ablación, es lo que se considera como punto de partida para nuevas mediciones.

Cuando el período se extiende a lo largo de un año glaciológico completo, lo que se mide es el balance específico neto o anual, b_n . Puede, también, tomarse dos fechas alternativas del calendario para efectuar el balance entre dos fechas fijas.

Los sistemas temporales que pueden establecerse como marco de referencia para los estudios de balance de masas son:

- Tiempo fijo: entre fechas fijas, siendo siempre las mismas.
- Tiempo Variable: fechas variables, se tiene que corregir si el período cambia año a año.
- Estratigráfico: principalmente teórico, sigue el año glaciológico, que cambia año a año.

En este caso de estudio, el balance se realiza entre dos fechas fijas, que justamente coinciden con el año hidrológico, por lo tanto el balance se extiende entre dos mínimos o dos superficies de verano consecutivas (ss).

El balance específico o anual (b_n) debe ser integrado a toda la superficie del glaciar (S), con esta integración se obtiene el balance neto total (ecuación 5.2).

$$B_n = \int_S b_n dS \quad (\text{Ecuación 5.2})$$

Donde B_n es el balance neto, b_n es el balance específico y S es el área total del glaciar.

Para lograr obtener un valor representativo del balance por unidad de área, lo que constituye un parámetro único de comparación con otros glaciares (Kaser *et al.*, 2003), se calcula el balance de masa específico promedio (Ecuación 5.3). Se realiza el cociente entre el balance de masa neto (B_n) y la superficie total del glaciar (S).

$$\overline{b_n} = \frac{B_n}{S} \quad (\text{Ecuación 5.3})$$

5.1. METODOLOGÍAS EMPLEADAS PARA LOS BALANCES DE MASA

Existen diferentes métodos para realizar la cuantificación de ganancia o de pérdida de masa del glaciar, algunos son directos, como el glaciológico, y otros son indirectos como el geodésico y el hidrológico.

En el caso de este trabajo final de licenciatura, se emplearon dos métodos de análisis, el hidrológico y el glaciológico, que es el empleado para llevar a cabo el monitoreo del glaciar Bahía del Diablo.

5.1.1. Método glaciológico

El método glaciológico es el que se lleva a cabo con mediciones in situ, para lo cual se mide la altura de la estaca, desde la superficie del hielo hasta su extremo superior, y se compara esta altura (altura final) con respecto a la medida del año anterior (altura inicial). Estas diferencias ponderadas multiplicadas por la densidad de hielo o de nieve del glaciar en el punto donde se encuentra la estaca, permiten conocer el balance de masa puntual. Estos valores suelen ser promediados para obtener un valor representativo de todo el glaciar (Ecuación 3). Todos los balances de masa que se publican en el WGMS son calculados con esta metodología.

5.1.2. Método geodésico o altimétrico

El balance de masa por el método geodésico o altimétrico se determina realizando la medición de los cambios volumétricos que experimenta un glaciar obtenidos a partir de la diferencia de elevación y densidad de un glaciar en dos momentos determinados (Bamber y Rivera, 2007). Estos análisis pueden realizarse empleando mapas topográficos, modelos digitales de elevación (MDE), entre otros. Este método es la única manera de estimar balances de masa de grandes glaciares, como campos de hielo o hielos continentales, donde las mediciones de balance de masa puntual son pocos factibles, debido a sus grandes dimensiones o al riesgo de acceder a zonas altamente peligrosas. Son útiles, también, para corregir y/o calibrar las series de

balance de masa, pero no para conocer los procesos que ocurren sobre el cuerpo de hielo, como por ejemplo ablación vs. acumulación.

Al llevar a cabo esta metodología, es necesario realizar diferentes correcciones: por rebote isostático (solamente en el caso de grandes masas de hielo, como Groenlandia y Antártida), por cambio de densidad de la nieve y “firn” (tener en cuenta la fecha de relevamiento por el efecto de la nieve estacional) y por el mal corregistro.

5.1.3. Método hidrológico

El método hidrológico determina, solamente, el balance neto de todo el glaciar. Se aplica a una cuenca hidrográfica que contiene al glaciar e integra, a su vez, distintos datos, como por ejemplo: la información registrada del balance de masa glaciológico del cuerpo de hielo en estudio, los datos de escorrentía obtenidos en el río proglaciar, y observaciones y registros meteorológicos, donde se incluye la cuantificación de ablación (evaporación, derretimiento y sublimación). En el caso de que sean más de un glaciar los que aporten agua a la cuenca, el balance neto reflejará el cambio de masa de todos los glaciares.

La metodología tiene por objetivo estimar un balance hídrico (B_h) completo por cuenca hidrográfica y determinar la contribución glaciar al caudal registrado en el río efluente (Q). Para lograr esto se miden los caudales que circulan por el cauce proglaciar, se tiene también en cuenta la precipitación en toda la cuenca (P), y se mide o estima la cantidad de pérdida de hielo o agua que se tiene por evaporación (E); ΔS representa, en términos generales, las variaciones en el almacenamiento de agua que se dan en el área de la cuenca, de agua subterránea o por intercepción de otras fuentes de agua. Si todas estas variables son cuantificadas durante el período de un año, y son expresados como volumen de agua (eq.w.), el balance neto del glaciar puede ser obtenido por la Ecuación 5.4.

$$B_h = P - Q - E \pm \Delta S \quad \text{(Ecuación 5.4)}$$

5.2. GLACIAR BAHÍA DEL DIABLO

El Glaciar Bahía del Diablo (GBD) (Figura 5.1), clasificado como glaciar politermal (De Angelis *et al.*, 2002), se encuentra localizado en la bahía homónima en la Isla Vega, al noreste de la Península Antártica.

Posee un área de 12,9 km² y una extensión en altura que va desde los 50 m, en la parte más baja, hasta los 650 m s.n.m., en la parte más alta.

Como el GBD termina en tierra, sus cambios pueden ser bien correlacionados con los cambios de temperaturas locales, ya que no se encuentra afectado por otras variables que puedan modificar su dinámica (Skvarca *et al.*, 2004).

El balance de masa glaciar del GBD se efectúa desde la CAV 1999-00 hasta la actualidad, de manera ininterrumpida, siendo el método glaciológico la metodología empleada por excelencia para este seguimiento. El acceso a los glaciares, sumado a la logística y el esfuerzo que implica emplear esta metodología hace que sea uno de los menos utilizados, pero eso no quita que sea el mejor para estudiar diferentes procesos que tienen lugar en el cuerpo de hielo.



Figura 5.1: Foto aérea oblicua del glaciar Bahía del Diablo, en la cual se observa la delimitación del área del mismo. Foto cedida por Marinsek Sebastián (WGMS, Mass Balance Bulletin).

Como se ha mencionado anteriormente, el balance de masa del GBD por el método glaciológico es una actividad que se realiza todos los años. Para este trabajo final de licenciatura se utilizó el balance del año 2014-2015, ya que coincide con el periodo en el que efectuaron los estudios hidrológicos.

Previamente al balance neto se calcula el balance de masa puntual para cada una de las estacas (Figura 5.2). Cabe la aclaración de que en la zona de ablación no se encuentran espesores de nieve para el periodo medido, ya que siempre se mide a fines del verano, donde la ablación es máxima, y antes que comience el período de acumulación.

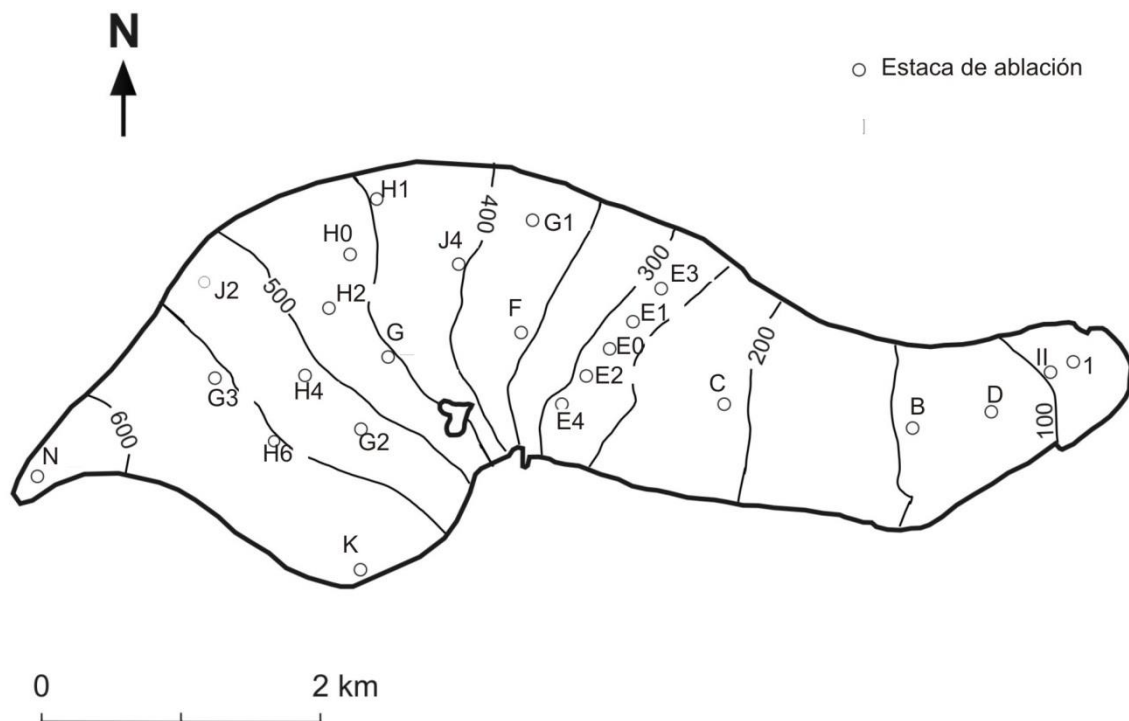


Figura 5.2: Figura de la distribución espacial de las estacas sobre el GBD.

Con los valores de estas mediciones, se procede al balance de masa puntual (Tabla 5.1).

Estaca	Balance Puntual (m eq.w.)
1	-1,3
II	-1,0
D	-1,0
B	-1,0
C	-0,8
F	0,0
E0	-0,5
E1	-0,4
E2	-0,8
E3	-0,5
E4	-0,7
N	0,4
K	0,1
H0	0,6
H1	-0,2
H2	0,7
H4	0,3
H6	0,5
G	1,1
G1	-0,3
G2	0,5
G3	0,5
J0	0,0
J2	0,4
J3	0,0
J4	-0,2

Tabla 5.1: Tabla de los balances puntuales para cada una de las estacas. A partir de estos valores se lleva a cabo el mapa de isobalances para el posterior cálculo del balance de masa del GBD.

Una vez obtenido el balance puntual se confecciona el mapa de isobalances, y es a partir de este que se obtiene el balance de masa neto para el glaciar (Figura 5.2).

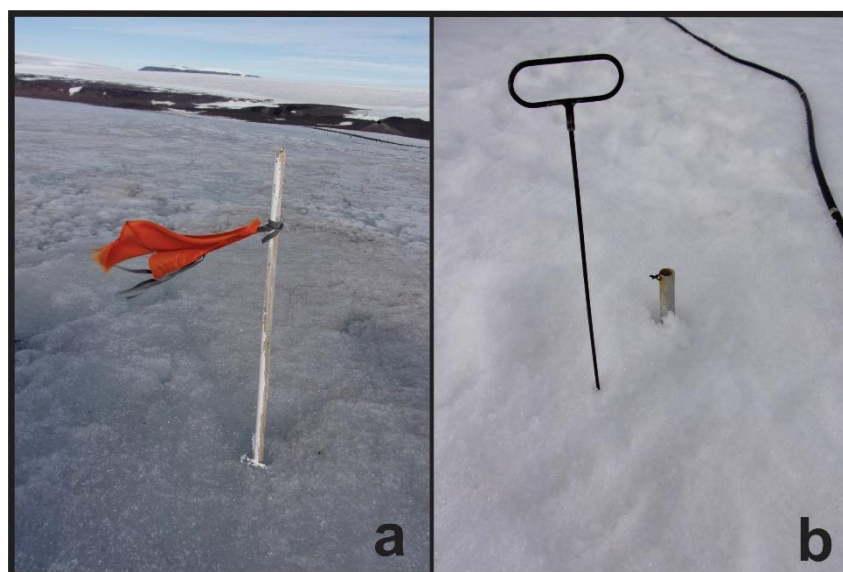


Figura 5.3: a) Estaca sobre la zona de ablación; b) Sondeo de la nieve acumulada en la zona puntual.

Para realizar el mapa es necesario conocer las zonas de acumulación anómalas del glaciar. Como mencionó De Angelis *et al.* (2002), el GBD no presenta una zona uniforme de acumulación, sino que este proceso ocurre de forma anómala debido a los vientos fuertes que soplan en la parte alta del cuerpo de hielo. Las zonas anómalas de acumulación pueden notarse claramente en el campo en cercanías de la estaca G, mientras que en estacas de cota similar o superior no se evidencian la misma cantidad de acumulación, sino una menor. A esta conclusión pudo llegarse luego de varias salidas al campo.

El mapa confeccionado a partir de los balances puntuales, se observan en la Figura 5.4, mientras que en la tabla 5.2 se vuelca el resultado del balance neto para el período estudiado.

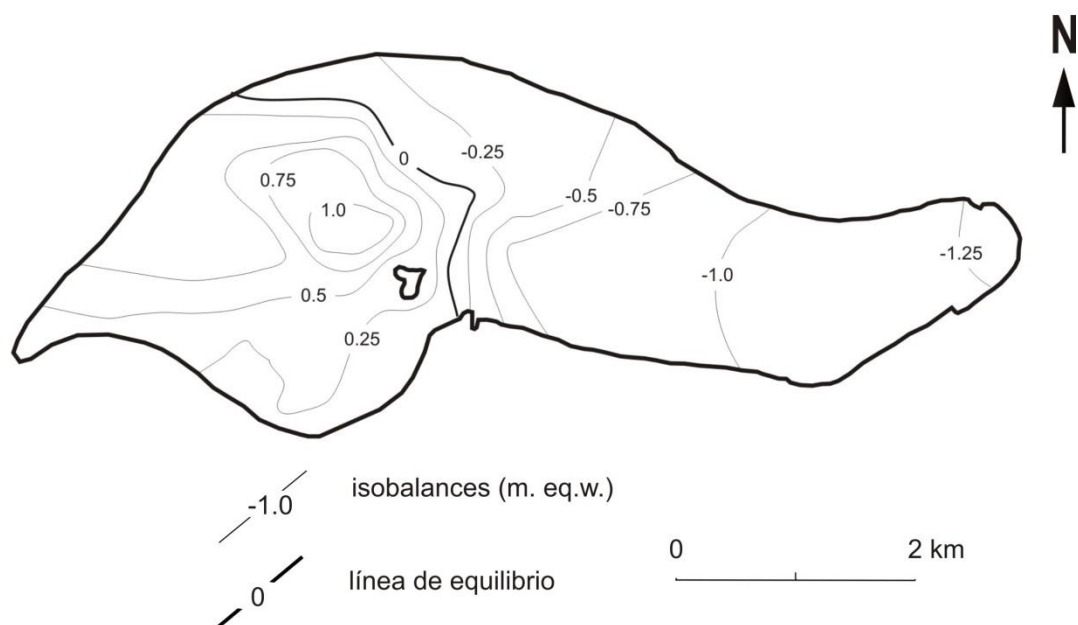


Figura 5.4: Figura de isobalance para el periodo 2014/2015.

Año	Balance	Volumen de agua
	(mm eq.w.)	hm ³
2015	200	2,6

Tabla 5.2: Valores de balance neto y volumen de agua equivalente para el período estudiado, 2014-15.

Puede observarse en la Tabla 5.2, que para el año glaciológico 2014 (CAV 2014-15), el balance de masa fue positivo. Esto quiere decir que el glaciar, a fin del período glaciológico mencionado, ganó masa. Sin embargo, durante el período de ablación, el glaciar siempre pierde masa, solamente que para este período analizado, las precipitaciones no llegaron a perderse completamente generando un balance positivo al final del año glaciológico.

El balance positivo, obtenido para el período 2014-15, se da en un contexto de pérdida de hielo y calentamiento de la península antártica. Cabe remarcar que los estudios de

calentamiento climático son análisis que requieren secuencias de datos temporales extensas, por lo que un dato tan particular, como en este caso el resultado de un balance de masa de un año glaciológico, no se contrapone a lo concluido sobre el aumento de la temperatura en la península.

6. HIDROLOGÍA

El agua de fusión glaciaria es un componente muy importante del sistema glaciar y se encuentra íntimamente relacionado con la actividad del cuerpo de hielo. El agua de fusión facilita el deslizamiento del glaciar favoreciendo la deformación en su base, también actúa como agente de transporte de detritos.

Es difícil llevar a cabo los estudios de los flujos de agua que circulan por los canales subglaciarios e intraglaciarios de manera directa, es por este motivo que son estudiados indirectamente. Las metodologías aplicadas para estos estudios son: aplicación de trazadores, estudios de la calidad del agua (seguimiento hidroquímico), perforaciones en el hielo que permitan estudiar las variaciones en el nivel de agua almacenado, radio sondeo y georadar (GPR).

En el cauce de estudio, la descarga de agua de fusión glaciaria varía fuertemente con los cambios diarios de temperatura (Silva Busso *et al.*, 2003), y también con los cambios que ocurren a través de las estaciones. Las variaciones de descargas diurnas reflejan los cambios de la temperatura del aire, usualmente durante la mañana se producen la descarga de bajo caudal, mientras que por la tarde o entrada la noche, estos valores aumentan notablemente. Esta variación diurna cambia con el cambio de las estaciones a lo largo del año (Silva Busso *et al.*, 2003).

Las variaciones estacionales pueden llegar a ser importantes debido a la ablación natural que se da durante el período estival.

La diferencia entre la potencial descarga y la descarga real, refleja la eficiencia de la red de drenaje subglaciar. Al principio de la temporada estival, tanto los canales como la red de drenaje se encuentran poco desarrollados, y la descarga es más baja que la potencial. A medida que el periodo estival avanza, aumenta la eficiencia de la red de drenaje, entonces las descargas real y potencial se vuelven comparables.

La toma de mediciones fue realizada en un período de 11 días, durante los cuales no se registraron precipitaciones que pudieran alterar a las mismas, aportando más agua al cauce que aquella que proviene de la fusión del cuerpo de hielo. Por lo tanto, se considera, a las mediciones del cauce, representativas de caudales de aguas provenientes de la fusión glaciaria (Tabla 6.1).

Día	Q máx (m ³ .s ⁻¹)
1	18,98
2	2,88
3	17,10
4	19,47
5	6,78
6	3,33
7	1,43
8	0,49
9	2,71
10	1,91
11	2,16

Tabla 6.1: Valores calculados de los caudales máximos que circularon por el cauce proglaciario en base a las velocidades medidas en el mismo.

6.1. CUENCA HIDROLÓGICA

Dado que en la Antártida en general, las diferencias climáticas no son factores concluyentes para realizar una clasificación de cuencas, Silva Busso *et al.* (2003), realizaron una clasificación en base a las variables que controlan las descargas de agua, como lo son los glaciares, el permafrost o las precipitaciones nías.

Los eventos de descargas ocurren durante el verano austral, y para llevar a cabo la clasificación de cuencas o modelos de cuencas, se tiene en cuenta el factor que resulta más relevante en el proceso de alimentación, que pueden ser: la fusión de glaciares, la ablación de la capa activa del permafrost, la ablación de la precipitación nía o una combinación entre éstas.

En general, las cuencas de las regiones antárticas, o de estos tipos de ambientes, son mixtas, es decir, que tienen aporte de agua de fusión glaciaria, aporte de la capa activa y de precipitaciones, sin embargo, en diferentes casos algunos procesos predominan sobre otros (Silva Busso, 2009).

En el caso de estudio, la cuenca hidrológica de Bahía del Diablo, dada su morfología, presentaría aportes de agua de proveniencias variadas, como lo son la capa activa, la morena frontal, las precipitaciones y el agua de fusión glaciaria (el cual contempla al icing). Aun así puede ser clasificada como una cuenca hídrica alimentada por glaciares, dado que la mayor proporción de agua del sistema proviene de la ablación del hielo glaciar (Silva Busso *et al.*, 2003).

La cuenca hídrica del GBD ocupa una superficie aproximada de $1,12\text{km}^2$, de los cuales $0,46\text{km}^2$ corresponden al conjunto de paleocauces que forman una red de drenaje inactiva en el área. Esta cuenca se mantiene activa durante el periodo estival, dado que en invierno las bajas temperaturas no permiten la ablación.

6.1.1. Diseños de la red de drenaje

Observando los diseños de las redes de drenaje que se encuentran frente al GBD, la antigua red y la actual, puede notarse que ambas son dendríticas. El diseño actual se encuentra bien integrado y está bien conformado sobre depósitos glacifluviales. El corrimiento bien marcado que se observa de la red hacia el sudoeste, es consecuencia directa del retroceso glaciario (del GBD) (Silva Busso *et al.*, 2003).

Los cauces proglaciaros del glaciar Toke, presentan un diseño subdendrítico a paralelo, por sectores, poco integrado y controlado por las morenas de fondo y frontales de este glaciar. Los lagos proglaciaros actúan como cabeceras de estos cauces. La red de drenaje sufrió un corrimiento hacia el este, el cual ha sido gradual.

El glaciar Smith posee una red rectilínea poco desarrollada, controlada por morenas frontales y basales. El retroceso de este glaciar no ha sido lo suficientemente importante para permitir una buena integración y desarrollo de la red de drenaje.

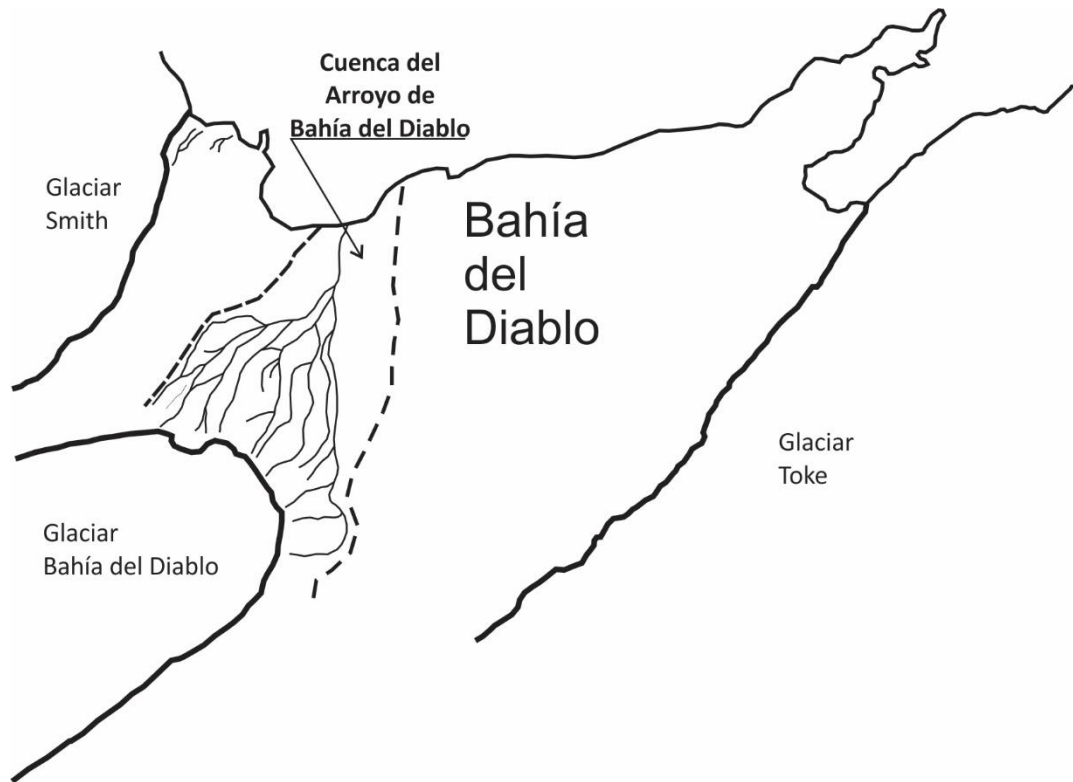


Figura 6.1: Esquema de la cenca del Arroyo de Bahía del Diablo, donde se efectuaron las mediciones de caudales.

Los cuerpos de agua de la zona de estudio pueden dividirse en tres grupos: 1) aquellos relacionados con el sistema hídrico actual, como por ejemplo las lagunas proglaciarias del Glaciar Toke; 2) aquellos que no se encuentran vinculadas a la red de drenaje actual y 3) las paleolagunas de termokarst, que se encuentran relacionadas por la red de paleocauces.

6.2. FUENTES DE APOORTE DEL CAUCE PROGLACIARIO

Si bien, durante el período analizado no se registraron precipitaciones que puedan haber incorporado más agua al sistema que el propio emitido por el glaciar, es necesario aclarar que existen, además de las precipitaciones, otros reservorios que aportan agua al sistema además del glaciar: la morena frontal del GBD rica en hielo, el icing proglaciar, la fusión intra y subglaciaria y la capa activa.

Todas estas variables serán explicadas con más detalles a continuación, solamente en el caso de ser posible, fueron cuantificadas y tenidas en cuenta en el cálculo del balance hídrico.

6.2.1. Precipitación

Las precipitaciones que se dan en la zona son generalmente sólidas, nivales. Éstas presentan una composición clorurada y/o sulfatada sódica (Moreno *et al.*, 2012; Vignioni *et al.*, 2014).

Las mediciones de las precipitaciones se realizan todos los años con pluviómetros instalados, uno a nivel del mar, y otro a 650m s.n.m. en la zona alta del GBD.

Durante el periodo analizado se registraron 550 mm de precipitación en el área de estudio, por lo que la precipitación acumulada en la cuenca glaciaría ($12,9\text{km}^2$) es de $7,09\text{Hm}^3$. La precipitación acumulada en el período estudiado (2014-15), es mayor a la media anual de los últimos 5 años, el cual es de 505 mm (dato de campo cedido por el IAA), por lo que puede considerársele como un año atípico en cuanto a las precipitaciones.

6.2.2. Icing

El icing es un cuerpo de hielo que está ubicado en la cabecera del cauce del Arroyo Bahía del Diablo, siendo una de las fuentes que alimenta a este cauce en temporada estival.

Este cuerpo de hielo se forma en superficie durante el invierno debido al congelamiento del agua surgente del subsuelo, sub – o intra- permafrost (Carey, 1970). En el caso de estudio, la alimentación del icing proviene del deshielo del GBD en invierno.

El máximo de acreción del permafrost se da en el invierno tardío, cuando del subsuelo el agua proveniente de la descarga del GBD aflora, y se descomprime, congelándose por las bajas temperaturas, aumentando así el área del cuerpo de hielo.

Es esperable que durante el comienzo de la temporada estival, que es el período de mayor ablación de los cuerpos de hielo, el icing comience a fundirse, llegando a su fusión completa a fines del verano.

Los análisis de imágenes satelitales realizados por Ermolin *et al.*, (2016), muestran que el icing logró su máximo desarrollo durante el período 2008-2009, en donde las condiciones climáticas de bajas temperaturas y abundante precipitaciones, favorecieron su desarrollo, y permanece hasta la actualidad, sin haberse fundido por completo.

Ermolin *et al.* (2016), proponen que la formación de este cuerpo de hielo se relaciona con el calentamiento de la Península Antártica. La mayor fusión del GBD, permite que haya mayor disponibilidad de agua en el sistema, aumentando el flujo de agua intra y subglaciario, y favoreciendo la generación del icing.

En la Figura 6.2 puede observarse un modelo propuesto para la formación del icing, el mismo fue realizado considerando datos de geoelectrónica.

El icing sufre una pérdida de entre 3,8 y 4,0 mm eq.w. por grado día (Ermolin *et al.*, 2016). Con estos valores de ablación por grados días y la medida del área, se estimó el volumen de agua que este mismo aporta al cauce proglaciario, el cual fue de 0,01 hm³ para el período estudiado.

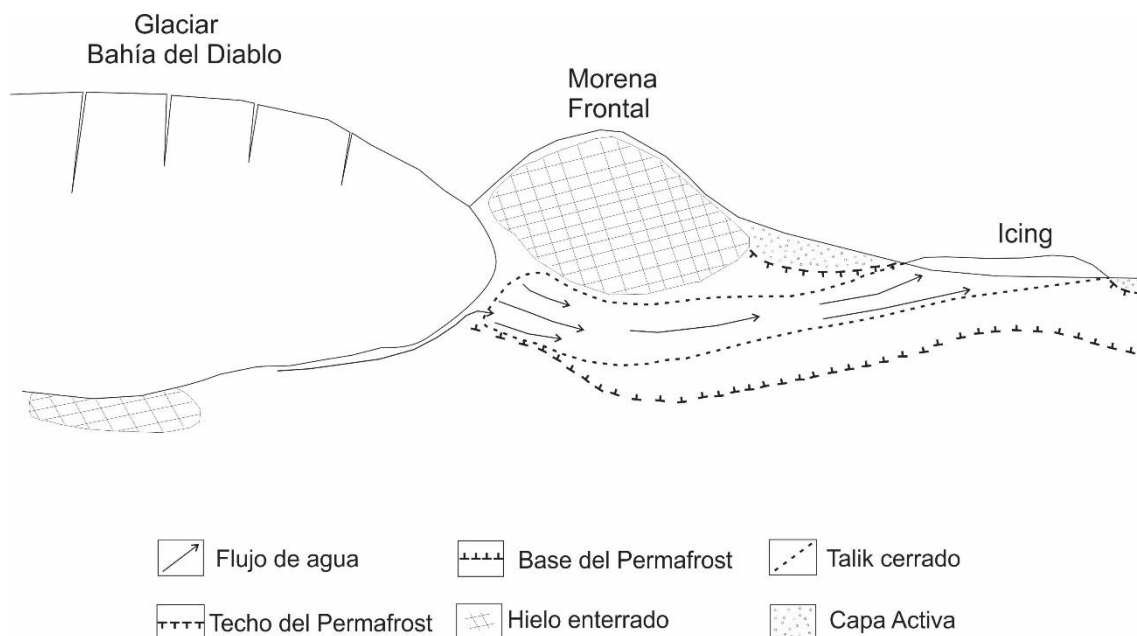


Figura 6.2: Esquema propuesto para la formación del icing proglaciario del GBD.

6.2.3. Morena rica en hielo

Otra de las fuentes importantes que aportan agua, al caudal que circula por el cauce proglaciario del GBD, es la morena frontal rica en hielo.

Ermolin *et al.*, (2002) define a esta geoforma como morena rica en hielo (composición del 95% de hielo del volumen de la misma) de edad holocena, por lo que sería un remanente de la última glaciación que se dio en la pequeña edad de hielo.

Para cuantificar la potencial cantidad de agua que la misma aporta al cauce proglaciario, fue necesario realizar una cubicación de la misma. Empleando un mapa topográfico inédito realizado por personal del Instituto Antártico Argentino (Toconas, 1982) y tomando el contorno de la morena, fue posible, mediante el software ArcGIS 10.3, conocer su volumen, siendo el mismo de $6,02\text{hm}^3$. Sabiendo que la morena se encuentra compuesta por un 95% de hielo, se calculó que la misma presenta una reserva de $5,72\text{ hm}^3$ de agua en estado sólido. Sin embargo, no se pudo conocer el aporte de agua, de este cuerpo, al sistema.

6.2.3. Ablación interna

Los glaciares poseen diferentes formas de acumular calor, los cuales contribuyen a la fusión de hielo aumentando el agua que circula por el cauce, por lo tanto, también se considera este factor al momento de evaluar el balance hídrico.

Las fuentes de calor que contribuyen a la fusión interna del cuerpo de hielo son aquellas que se producen por la deformación interna del hielo, por deslizamiento basal, por compactación del firn, por la formación de hielo sobreimpuesto o el recongelamiento del agua y por el calor geotérmico (Paterson 1994).

Sin embargo, cuantificar el aporte que genera el GBD a la cuenca hídrica, mediante estas fuentes de fusión, no fue posible durante este trabajo de campo. Para ello es necesario una red de pozos que alcance la base del cuerpo de hielo; en este caso de estudio se emplearon los datos de balance de masa, es decir, que la ablación interna no fue discriminada pero si considerada en el balance total del cuerpo de hielo. Este aspecto quedará pendiente para futuros estudios.

6.3. MODELADO DEL CAUDAL

Vaughan (2006), emplea los cálculos de grados días positivos con el fin de conocer el balance de masa de los glaciares, y su contribución al incremento del nivel del mar en la Península Antártica. En base a este antecedente, en este trabajo final se ha propuesto modelar el caudal del Arroyo Bahía del Diablo en función de los grados días positivos (GDP), dado que el agua que circula por el cauce proviene a partir de la ablación de cuerpos de hielo.

Se define al grado día positivo como una medida de energía que llega a la zona por radiación, y está definida en la ecuación 1 (tomada de Vaughan, 2006).

$$gd = k * \sum T \quad \text{donde: } k = 1, T \geq 0 \quad (\text{Ecuación 6.1})$$

$$k = 0, T < 0$$

Los grados días positivos fueron calculados en base a los datos de temperatura que se obtiene de la EMBD (estación meteorológica automática de Bahía del Diablo). La correlación entre estos valores de GDP y los caudales, para el período estudiado, presentan un valor de correlación de 0,86 según la correlación de Pearson. Basándonos en este último resultado, se prosiguió buscando la relación que existen entre las variables, siendo esta una polinómica de segundo grado (Figura 6.3).

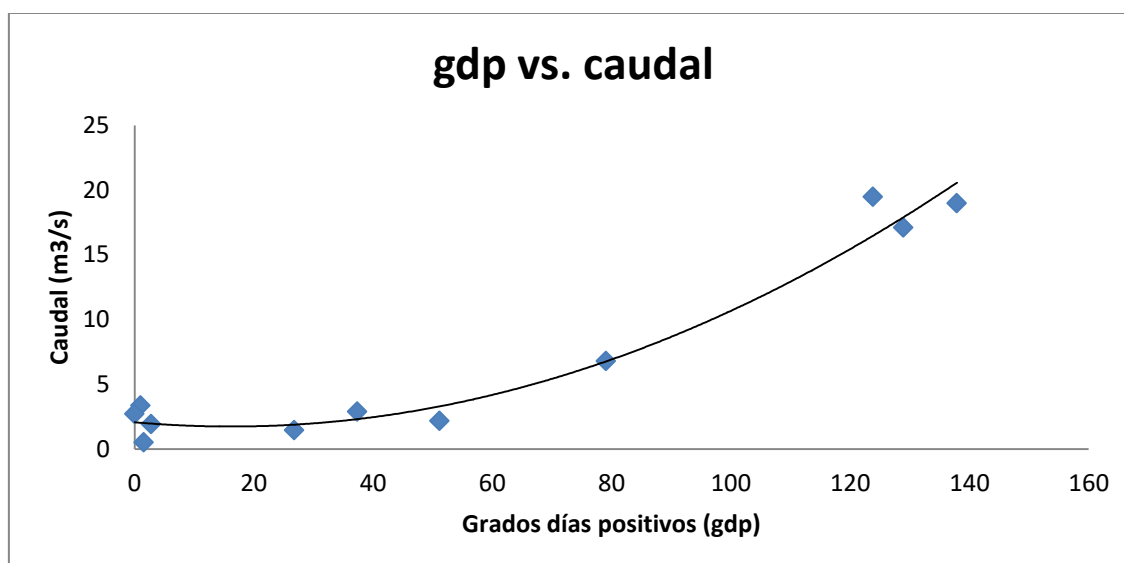


Figura 6.3: Grafico polinomial de segundo grado formado a partir de la relación entre los caudales medidos en el campo y los grados días positivos.

La relación establecida entre las dos variables permitió conocer un modelo matemático que vincula: los grados días positivos y el caudal que circula por el cauce (Ecuación 6.2), dejando expresado los caudales en función de los grados días positivos.

$$Q_{(gdp)} = 0,001gdp^2 - 0,04gdp + 2,06 \quad (\text{Ecuación 6.2})$$

A partir de este modelo, se estimaron los valores medios, máximos y mínimos del arroyo proglaciario para el período estival, logrando así conocer el volumen de agua que circuló por el mismo.

El caudal medio calculado para el periodo de estudio (los meses de diciembre, enero, febrero y marzo de 2015) es de $3,36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, siendo el mínimo $1,39 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y el máximo $5,34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, para el verano 2014-15. A partir de este valor medio se calculó que por el cauce circuló aproximadamente $25,75 \text{ hm}^3$ de agua durante el verano, que es el tiempo en el que se estima que el sistema se mantuvo activo. Este valor se consideró para el balance hídrico como aporte de la esorrentía.

6.4. BALANCE HÍDRICO

En las zonas polares, el desarrollo de las redes hídricas se ve bastante restringido a desarrollarse solamente en el verano, y a veces, no obteniendo una buena integración, por lo tanto, la manera de calcular el balance se verá redefinida en función de las condiciones climáticas particulares del continente antártico. Estas consideraciones deben tenerse en cuenta en el momento de llevar a cabo el balance hídrico.

En este trabajo final de licenciatura se aplicó una ecuación específica (Ecuación 6.3) para la zona de estudio, en donde se consideran todas las fuentes de aportes de agua al cauce principal, y a la evaporación nula, ya que en zonas polares esta variable no es significativa (Silva Busso, 2009).

Por esto mismo se redefinió la Ecuación 5 en base a las variables de la zona de estudio.

En este caso de estudio, ΔS representa las variaciones de almacenamiento de agua que se da en el área de la cuenca, las cuales son: I el aporte que genera el icing al sistema, M el aporte que genera la morena frontal del GBD, AI el aporte de agua por fusión interna del GBD y el B_n el balance de masa glaciario del período 2014-15. Todas estas variables se encuentran expresadas en medidas en hm^3 .

$$B_h = P + I + M + AI + B_n - Q \quad (\text{Ecuación 3})$$

Donde: P = precipitaciones (hm^3)

B_h = balance hidrológico (hm^3)

Q = volumen de agua que circuló por el cauce durante el período estival (hm^3)

Como los aportes del Icing, de la fusión interna y de la morena no son significativos en volumen, se desprecian en el cálculo final del balance, sin embargo se los considera en la ecuación porque son fuentes de aportes que generan variaciones de almacenamiento de agua que se da en el área de la cuenca. La tabla 6.2 es un resumen del aporte al cauce glaciario para el período estival 2014-15.

<i>Fuentes de aportes</i>	<i>Volumen aportado (hm^3)</i>
Morena Frontal	nd
Icing	0,01
Precipitaciones	4,5
GBD	2,60
Fusión Interna	nd

Tabla 6.2: volumen de agua aportado por las fuentes de agua del cauce principal; nd: no detectado.

Puede notarse de la tabla anterior (Tabla 6.2) que el volumen aportado por la fusión interna fue despreciado. Esto se asume ya que Marinsek *et al.*, (2015), muestra que el balance de masa realizado, tanto por el método glaciológico como por el topográfico

sugieren similares pérdida de masa, por lo tanto, el cambio de masa interna y subglaciaria no generan importantes aportes al cauce proglaciario.

El balance de masa por el método glaciológico solamente mide cambios de masa superficiales (pérdida o ganancia de nieve y/o hielo), mientras que el topográfico, refleja en la medición los cambios que ocurren en el glaciar, como por ejemplo: la pérdida o ganancia de masa superficial, los cambios topográficos por el metamorfismo de nieve a hielo, etc.

El volumen de agua que circuló por el cauce durante el período estival fue de 25,75 hm³, por lo que, considerando los valores de la tabla 6.2, hay 21,26hm³ que no pueden ser explicados a partir de las fuentes analizadas.

El balance de masa fue positivo, siendo las precipitaciones la principal fuente de aporte del cuerpo de hielo. Del total de precipitación acumulada, 4,5 hm³ formó parte del caudal del arroyo Bahía del Diablo, mientras que el volumen de agua restante forma parte de la ganancia de masa del GBD.

El volumen aportado por la morena rica en hielo es difícil de estimar, ya que deben tenerse en cuenta variables que hasta el momento no fueron contabilizadas, por ejemplo, el calor que transmiten las rocas que conforman la morena al hielo que se encuentra en su interior, fundiendo al mismo, como así también, el volumen aportado por la fusión interna del glaciar.

En la Figura 6.4 se señalan las fuentes de aportes, de las cuales es difícil medir o estimar el volumen de agua que aportan. Este dato de campo muestra que hay agua proveniente de otras fuentes de aporte que influyen en el sistema hídrico, además de esto, estos aportes influyen en la dinámica propia del GBD, a causa de la fusión generada en la zona de contacto agua-hielo (Figura 6.4).

En síntesis, el exceso hídrico se explica en principio por aportes de agua de glaciares o masas de hielo no relacionadas al GBD.

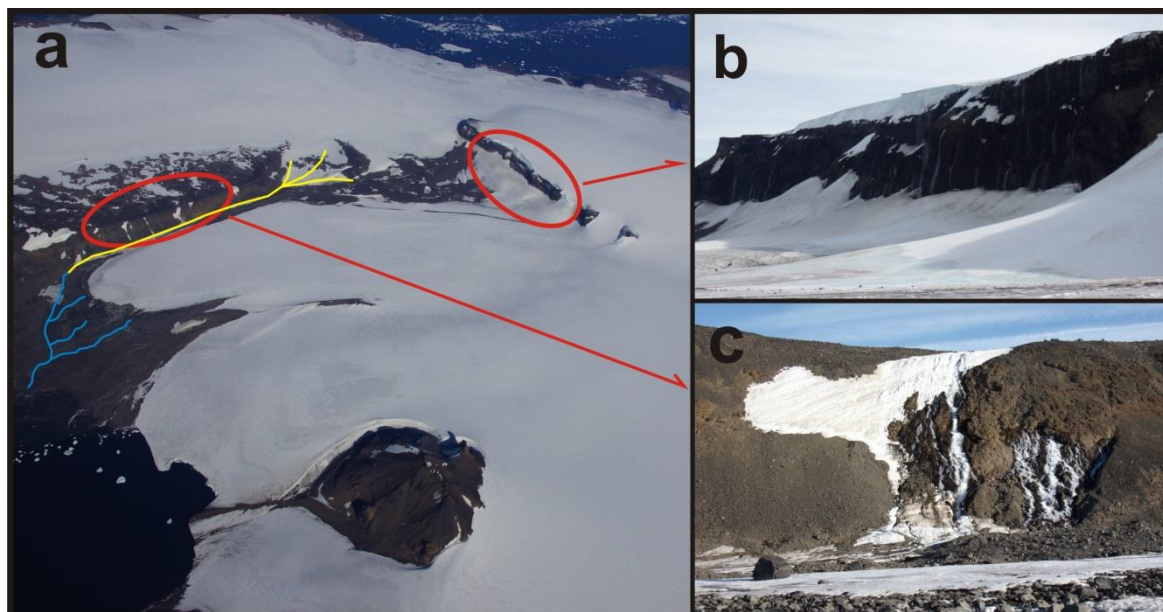


Figura 6.4: a) Fotografía aérea oblicua tomada durante la CAV 2014-15, en donde se encuentran señalados en rojo, las zonas de las fotos b y c, en amarillo el cauce supraglaciario que circula por el costado del GBD, y en azul el cauce proglaciario; b) evidencia de la zona de ablación en la zona alta del GBD; c) Aporte de agua líquida proveniente de la zona del acantilado.

7. HIDROQUÍMICA

7.1. ANÁLISIS HIDROQUÍMICOS

La caracterización hidroquímica de las aguas que se realizó en la zona de estudio, se llevó a cabo tomando muestras de diferentes cuerpos de aguas. Durante la campaña antártica de verano (CAV14-15), entre fines de enero y principios de febrero de 2015 se recogieron un total de 13 muestras (Cuadro 7.1), con las cuales se cubrió la mayor cantidad de cuerpos de agua. La ubicación de los puntos de muestreo se observan en la Figura 7.1. Tres de ellas pertenecen a muestras del Arroyo Del Diablo, en donde circulan las aguas de fusión del glaciar Bahía del Diablo (muestras M1, M2 y M5); las muestras M6, M3 y M4 son representativas del cauce que circula por al lado del campamento, y que se activa cuando el cauce principal proglaciario se desborda por los excedentes de ablación glaciaria; y las 7 muestras restantes (M4, M7, M8, M9, M10, M11, M12 y M13) pertenecen a diferentes cuerpos lacustres de la zona, señalados en la figura 1.

Durante el período de muestreo no se produjeron precipitaciones líquidas ni sólidas, y además toda la nieve acumulada durante el invierno desapareció a fines de primavera, por lo cual la cuenca de estudio se encontraba libre de cobertura nival.

Las variables físico-químicas fueron medidas in-situ con un conductivímetro multiparamétrico, lográndose obtener valores de TDS (ppm), temperatura (°C), conductividad (ppm), salinidad total (ppm) y OPR o potencial oxidorreducción (mV)(Cuadro 2).

Muestras	Latitud	Longitud
1	-63,8201972	-57,3365472
2	-63,8201972	-57,3365472
3	-63,8167750	-57,3280278
4	-63,8193611	-57,3277778
5	-63,8294722	-57,3383333
6	-63,8236944	-57,3293056
7	-63,8195833	-58,3278333
8	-63,8206389	-57,3330556
9	-63,8282222	-57,3235278
10	-63,8280833	-57,3222222
11	-63,8280278	-57,3246389
12	-63,8271667	-57,3176944
13	-63,8213889	-57,3227222

Cuadro 7.1. Coordenadas de las posiciones de las muestras de aguas tomadas durante la campaña antártica de verano 14-15.

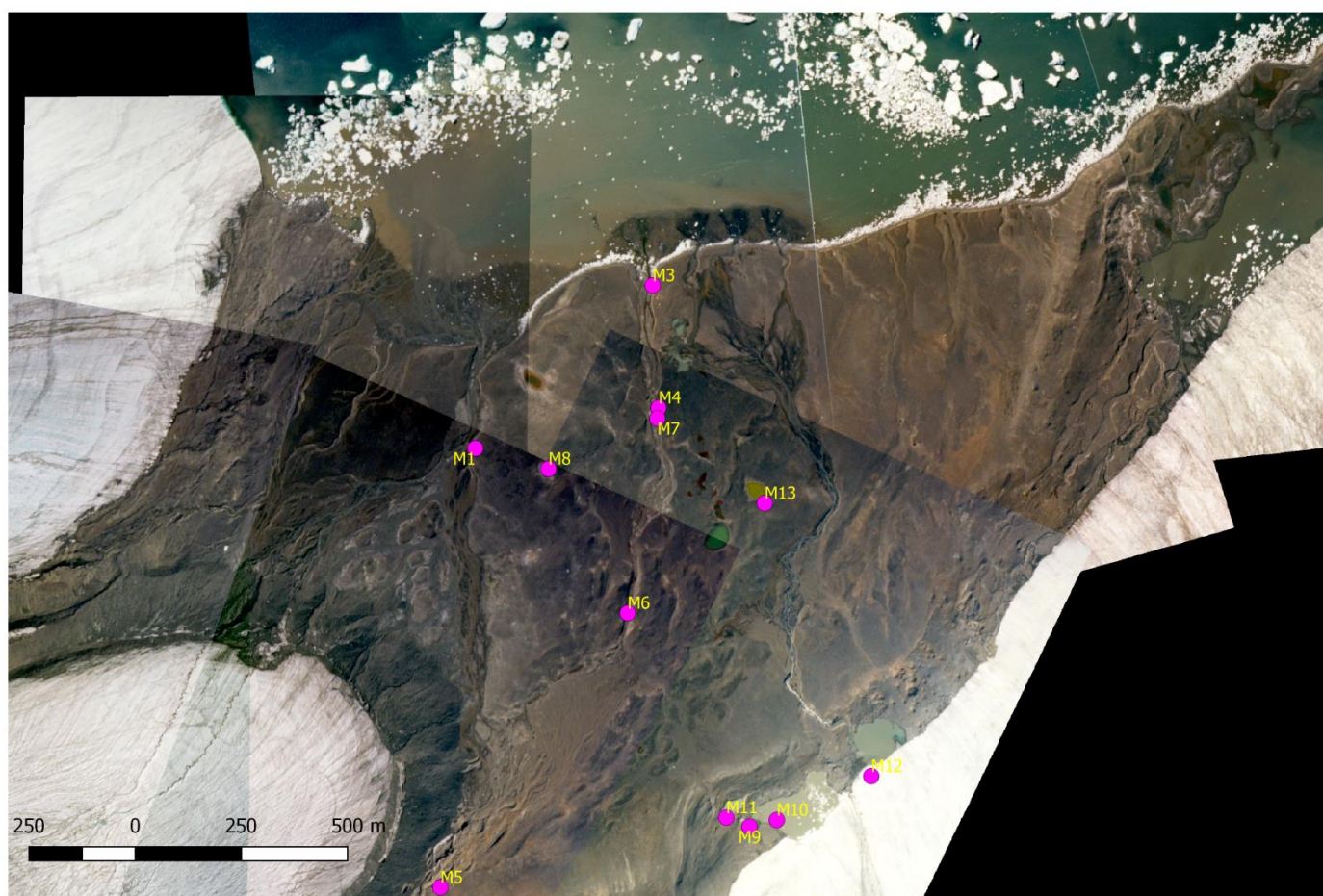


Figura 7.1. Figura de la ubicación de las muestras tomadas.

Los valores de conductividad de las mismas presentan valores menores a 1500 μS y una concentración de salinidad total mucho menor a 1000 ppm, por lo que se puede decir que la totalidad de las muestras tomadas en la zona de estudio son de baja salinidad.

Los valores de ORP (mV) medidos in-situ, son positivos y menores de 650 mV, lo que estaría indicando que las muestras no presentan altos contenidos de oxígeno.

Cada muestra tomada en la zona de estudio fue sometida a mediciones de parámetros físico-químicos in situ que pueden observarse a continuación, en el Cuadro 7.2.

Muestras	TDS (ppm)	Temperatura (°C)	Conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Salt (ppm)	Eh (mV)
1	49	1.1	72	40.3	150
2	29	1.4	43	45.6	152
3	74	0.4	107	80.2	135
4	209	0.6	303	249	247
5	22	0.7	32	46.4	278
6	38	1.4	55	60.3	215
7	58	1.7	84	74.7	201
8	65	2.8	95	371	245
9	40	2.5	58	71.3	194
10	69	1.5	100	53.5	182
11	27	3.7	38	94.1	215
12	16	1.1	23	17.6	161
13	372	3.2	539	248	596

Cuadro 7.2. Resultados de los parámetros medidos in-situ de las muestras recolectadas.

7.2. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORITARIOS:

7.2.1. Aniones

Los análisis de aniones mayoritarios fueron realizados en el Instituto de Química Física, Medio Ambiente y Energía de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (INQUIMAE), mediante cromatografía iónica usando un equipo DIONEX DX-100 con detector de conductividad, válvula de inyección de muestra y un loop de inyección de muestra de 25 μl . La medición de los distintos aniones se llevó a cabo con dos columnas plásticas de intercambio aniónico Dionex AS22 de dimensiones de 250 mm x 4 mm y precolumna Dionex AG4.

En primer lugar se prepararon patrones de concentraciones convenientes, de acuerdo a las concentraciones esperadas de los principales aniones de las muestras. Posteriormente, conociendo el tiempo de retención para cada uno de los aniones (F, Cl, SO₄, NO₃, PO₄), se inyectaron las soluciones, y se realizaron las corridas cromatográficas correspondientes. A partir de las mismas, se calcularon las curvas de calibración del área del pico, en función de la concentración (en ppm) para cada uno de los aniones analizados. En todas estas curvas, se comprobó que las concentraciones de los patrones utilizados se encontraron dentro del ámbito dinámico lineal.

Las condiciones de corrida fueron las siguientes:

*Flujo: 2ml/min.

*Eluyente: 11 ml de 4 mM de NaOH y 9 mM de Na₂CO₃ + 1 ml de 1.7mM de NaHCO₃ y 1.8 mM de Na₂CO₃. EL carbonato utilizado fue previamente secado en estufa a 100 °C.

*Supresor de corriente electroquímico.

*Programa de adquisición de datos: Clarity Lite.

7.2.2. Cationes

Los análisis de cationes mayoritarios se llevaron a cabo en el laboratorio de Análisis Químicos Aplicados a las Geociencias, del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

La determinación de estos cationes se llevó a cabo mediante espectroscopia de absorción atómica en un equipo Perkin Elmer. Para ello, se utilizaron como reactivos La₂O₃ al 5.8%, HNO₃ y la solución stock de 1000 mg/L de CaO, MgO, Na₂O y K₂O. En primer lugar, se realizó la preparación de soluciones estándar diluidas a partir de la solución stock de 1000 mg/L, con H₂SO₄ y HNO₃. Se prepararon matraces con estas soluciones estándar y el La₂O₃. Para cada una de las muestras a analizar, se tomó 1 ml de muestra en matraz de 25 ml, se le agregó 5 ml de La₂O₃ y se llevó a volumen con agua destilada.

Finalmente, se procedió a la medición de los patrones y las muestras, en las longitudes de onda correspondientes para cada elemento, posteriormente se construyó la curva

de calibrado con los datos obtenidos, calculando el valor final de concentración (en ppm), de cada uno de los cationes en cada una de las muestras por interpolación de las curvas de calibración. El límite de detección de la técnica es de 1 ppm.

7.3. DETERMINACIÓN DE HIERRO (Fe)

El método empleado para la determinación fue espectrofotometría UV-Visible del complejo de color rojo anaranjado, el cual forma el Fe con la ortofenantrolina. Para ello, se utilizaron como reactivos cloruro de hidroxilamina 10% ($\text{NH}_2\text{OH}\cdot\text{HCl}$), 1-2 fenantrolina, citrato de sodio 10% ($\text{Na}_3\text{C}_6\text{H}_5\text{O}_7$) y una solución patrón de 200 mg/L de Fe_2O_3 .

Se prepararon diluciones convenientes del patrón de Fe_2O_3 y de las muestras. Posteriormente se mezclaron estos últimos con los reactivos anteriormente mencionados, esperando el tiempo necesario para que desarrollen el color, y finalmente se procedió a la lectura de absorbancia de los mismos contra el blanco de reactivos a 550 nm. Con estos datos, se graficó la curva de calibración correspondiente y se obtuvieron los valores de Fe_2O_3 en ppm de las muestras. El límite de detección del método fue de 3 ppm.

7.4. DETERMINACIÓN DE ALUMINIO (Al)

El método empleado para la determinación fue mediante espectrometría UV-Visible del complejo rojo. Para ello se utilizaron como reactivos una solución complejante constituida por ferricianuro férrico y cloruro de hidroxilamina 10%, ácido tioglicólico 0.3%, solución buffer constituida por acetato de sodio y ácido acético, y alizarina.

Se prepararon las diluciones convenientes del patrón AlO_3 y de las muestras, se mezclaron con los reactivos, arriba mencionados, y se esperó esperando el tiempo necesario para el desarrollo del color. Finalmente se procedió a la lectura de absorbancia de los mismos contra el blanco de reactivos a 475 nm. Con los datos

tomados de los patrones, se graficó la curva correspondiente y se obtuvieron los valores de AlO_3^- en ppm en las muestras.

7.5. DETERMINACIÓN DE SILICIO (Si)

El método empleado para la determinación de Si mediante espectrometría UV-Visible del espectro azul. Para ello se empleó como reactivo una solución con molibdato que reacciona con la sílice que contiene la muestra generando un complejo de color azul. El reactivo se conformó por molibdato de amonio, ácido tartárico 1.6%, solución reductora conformada por sulfito de sodio anhidro, sulfito ácido de sodio y ácido 1 amino-2 naftol-4 sulfónico, y ácido sulfúrico concentrado.

Se prepararon las diluciones convenientes del patrón SiO_2 y de las muestras, se mezclaron con los reactivos arriba mencionados esperando el tiempo necesario para que desarrollen el color, y finalmente se procedió a la lectura de absorbancia de los mismos contra en blanco de reactivos a 625 nm. Con los datos tomados de los patrones, se graficó la curva correspondiente y se obtuvieron valores de SiO_2 en ppm en las muestras.

7.6. DETERMINACIÓN DE ALCALINIDAD

La determinación de alcalinidad realizó mediante una titulación ácido-base con solución valorada de ácido sulfúrico. Los indicadores de punto final utilizados fueron fenolftaleína y verde de bromocresol. El error de este tipo de determinaciones es del 2% y el límite de detección de la técnica fue de 2 ppm.

7.7. RESULTADOS

En el laboratorio las muestras fueron sometidas a análisis químicos de los cuales pudieron obtenerse los siguientes valores en ppm o mg/l, para los siguientes iones mayoritarios. Los resultados de las concentraciones de las muestras pueden observarse en el Cuadro 7.3. El análisis de los mismos permitió llevar a cabo la clasificación de las muestras.

Muestras	K ⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	CO ₃ ²⁻ +HCO ₃ ⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	F ⁻ (mg/l)	Br ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
1	0.6	14.1	2.9	1.0	19.8	17.0	4.1	0.01	nd	nd
2	1.9	7.3	2.4	0.7	7.9	9.7	3.5	0.03	nd	nd
3	2.6	25.0	0.3	0.5	15.8	28.5	9.2	0.15	nd	nd
4	2.7	51.0	12.0	11.3	15.8	79.2	45.2	nd	nd	nd
5	0.3	6.3	1.1	0.5	5.3	5.8	5.1	nd	0.05	0.07
6	0.4	8.3	4.3	1.0	13.2	9.8	7.5	nd	0.12	nd
7	0.5	18.2	2.6	0.5	14.9	10.4	18.5	nd	0.04	nd
8	1.8	15.5	4.3	1.5	15.8	31.2	3.5	nd	0.07	0.22
9	0.6	11.8	1.8	0.4	7.9	8.1	13.5	nd	0.03	0.03
10	1.0	21.2	2.3	1.0	10.5	17.5	20.5	nd	0.05	0.19
11	0.4	7.3	0.9	1.0	7.0	11.1	2.4	nd	0.03	0.03
12	0.2	3.6	1.3	0.4	7.0	4.2	3.0	0.03	nd	0.60
13	3.8	86.0	23.0	18.7	14.9	165.8	66.9	0.13	0.17	0.47

Cuadro 7.3. Resultados de los análisis químicos de las muestras de agua; la sigla nd hace referencia a que las concentraciones de esos elementos o compuestos quedaron por debajo del límite de detección de la técnica empleada.

Las concentraciones de los elementos Si, Fe, Al y del oxoanion fosfato (PO₄³⁻) que fueron analizados, en todos los casos, quedaron por debajo del límite de detección de la técnica aplicada. Que en el caso de la Si fue de 0,5 ppm; en el del Fe³⁺ 3,0 ppm; en los del Al³⁺ y PO₄³⁻ 1,0 ppm.

7.8. CLASIFICACIÓN HIDROQUÍMICA

Una vez obtenidos los resultados de los análisis se volcaron estos resultados, los de aniones (carbonatos (CO₃²⁻) y bicarbonato (HCO₃⁻), cloruro (Cl⁻), sulfato (SO₄²⁻), fosfato (PO₄³⁻), flúor (F⁻), bromo (Br⁻) y nitrato (NO₃⁻)) y cationes (sodio (Na⁺), potasio (K⁺), calcio (Ca²⁺), magnesio (Mg²⁺), sílice (Si), hierro (Fe³⁺) y aluminio (Al³⁺)), en el diagrama de Piper-Hill-Langelier, logrando así la clasificación de las muestras, la cual permite abordar a conclusiones sobre las condiciones que le brindan su impronta geoquímica a los cuerpos de aguas de la zona.

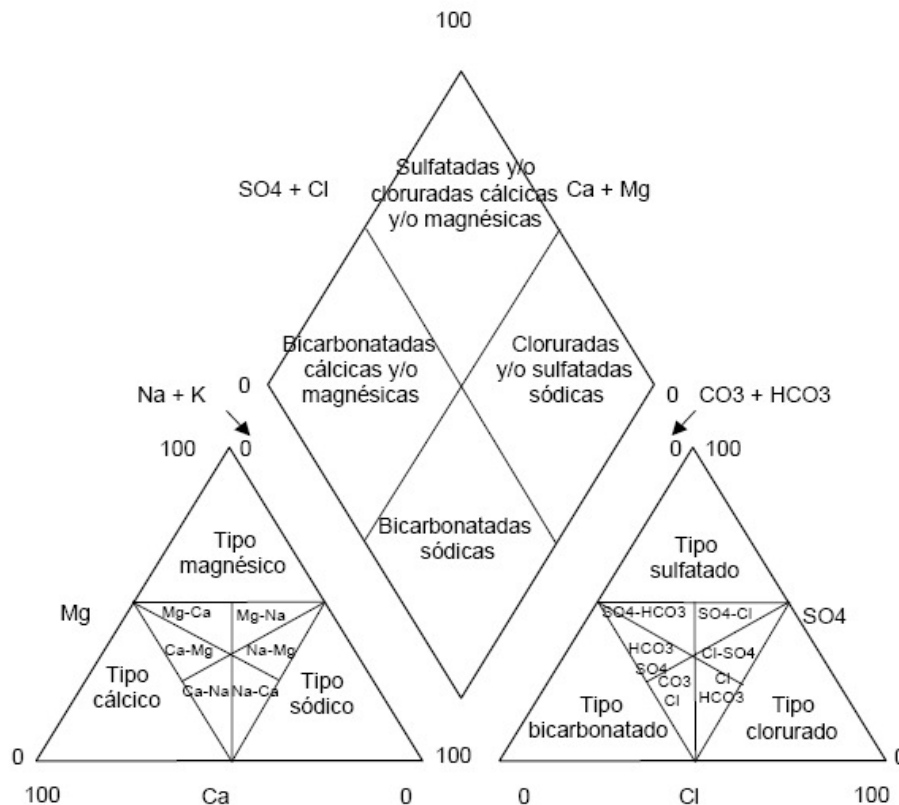


Figura 7.2. Diagrama de Piper-Hill-Langelier utilizado para la clasificación de las muestras de aguas.

El diagrama de Piper–Hill–Langelier tiene por finalidad mostrar de manera gráfica la representación de varios parámetros combinando dos diagramas triangulares. En los vértices de estos triángulos se encuentran las especies iónicas mayoritarias. En el diagrama romboidal central, se encuentran los campos de composiciones de las aguas, deducidas a partir de los diagramas triangulares. El principio del mismo se basa en el cruzamiento de las especies iónicas que son representadas en los diagramas triangulares, y para esto es necesario reducir las concentraciones de los iones, expresadas en meq/l (miliequivalente / litro) a %, y por cada triángulo de la base solamente pueden representarse tres iones. Este diagrama permite reflejar mezclas de aguas, precipitaciones, disoluciones, intercambio iónico, así como también, representar varias muestras.

7.9. RESULTADOS

Una vez obtenidas las concentraciones de los diferentes elementos mayoritarios en las muestras, se volcaron los mismos en el diagrama de Piper-Hill-Langelier, el cual puede observarse en la Figura 7.3.

Las muestras se clasifican como aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas. La dispersión observada entre las muestras se debe a los diferentes ambientes donde han sido tomadas. No era de esperarse que la totalidad de las muestras clasifiquen como tal, ya que el agua de la mayoría de los cuerpos de la zona, provienen de la fusión glaciar. Debe tenerse en cuenta la posición de la zona de estudio. Esta se encuentra en una bahía, por lo que el spray marino facilita la influencia marina sobre la composición química de las aguas, aportándoles un mayor contenido salino que las mismas puedan adquirir de las rocas de la zona, como sucede en islas cercanas (Silva Busso, 2009).

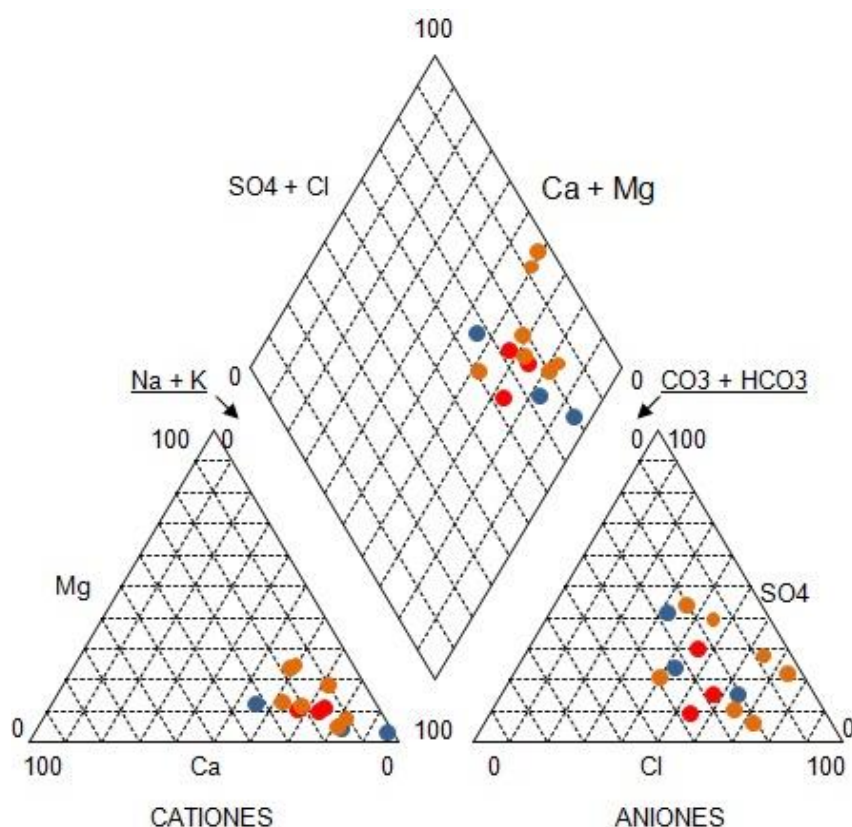


Figura 7.3. Diagrama de Piper-Hill-Langelier. Se observan los resultados de los análisis realizados en las muestras de aguas tomadas durante la campaña. Los puntos Rojos corresponden a las muestras 1, 2 y 5, perteneciendo estas al cauce proglaciar. Las muestras 3, 6 y 4, las de color azul, corresponden al cauce temporario (Arroyo Campamento). Las muestras 7, 8, 9, 10, 11, 12 y 13, de color marrón, corresponden a muestreos realizados en cuerpos lacustres.

Uno de los mecanismos de recarga se da a partir de la fusión de las precipitaciones níveas, otro es a partir de la ablación glaciaria, por lo que se esperaba aguas de menor salinidad a las medidas. La cercanía al mar provocaría que el spray marino aporte las sales que se incorporan a los cuerpos de agua, generando esta impronta clorurada sódica.

Casi la totalidad de las muestras clasifican dentro del mismo campo de sulfatadas y/o cloruradas sódicas, con escasa variabilidad entre las mismas, esto indica que todas las fuentes de muestreos pueden estar vinculadas al mismo proceso de recarga.

Cabe destacar, que las muestras 1 y 2, que son aguas provenientes de deshielo del glaciar Bahía del Diablo, a su vez presentan una fuerte influencia marina.

La muestra 5 fue colectada en el nacimiento del cauce estudiado, inmediatamente después de la morena frontal del glaciar Bahía del Diablo.

En la Figura 7.4 se muestran análisis hidroquímicos realizados en Cabo Lamb, que se ubica al sur de Isla Vega. Estos estudios indican que las mismas son, en su mayoría, cloruradas y/o sulfatadas sódicas. Las diferencias que pueden apreciarse entre este gráfico de Piper, y aquel de la figura 7.3, puse deberse a la fuente de alimentación. Cabo Lamb es una cuenca alimentada por permafrost (Silva Busso *et al.*, 2009), mientras que Bahía del Diablo, es una cuenta alimentada principalmente por glaciares.

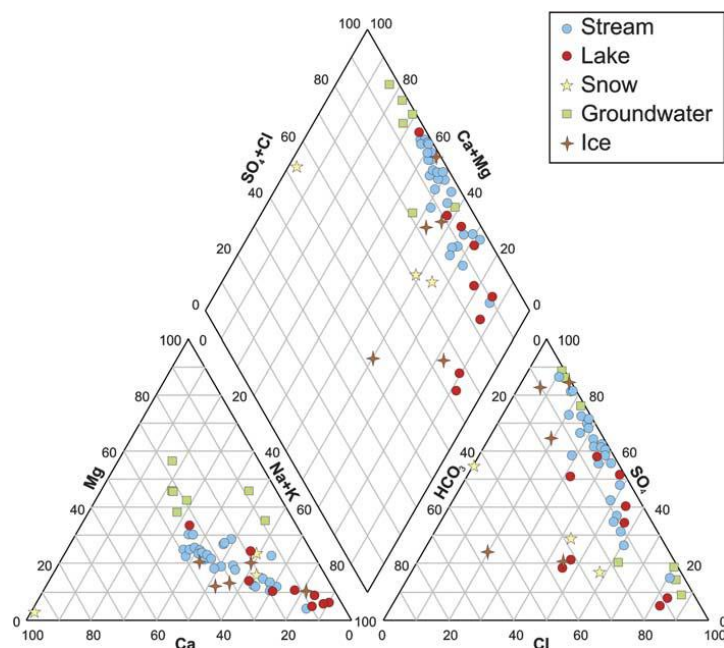


Figura 7.4. Diagrama de Piper-Hill-Langelier tomado de Moreno *et al.*, (2012), realizado para muestras de agua tomadas en Cabo Lamb, Isla Vega.

7.10. HIDROQUÍMICA DEL AMBIENTE PERIGLACIAR DEL GLACIAR BAHÍA DEL DIABLO

Las características hidroquímicas que se registran en las muestras, indican una fuerte influencia marina sobre los cuerpos de agua de la zona. El spray marino afecta a los mismos formando parte de la signatura hidroquímica que se encuentra en las muestras.

Vignoni *et al.*, (2014) postula que la recarga de los cuerpos lacustres de la zona se debe a las precipitaciones. Estos autores analizaron la composición del agua de los lagos concluyendo que las mismas tienen una composición variable entre clorurada sódica y bicarbonatada sódica. En concordancia con ellos, y con los datos obtenidos, se reafirma que las precipitaciones influyen en la geoquímica de las aguas, pero los análisis hidroquímicos no son determinantes para concluir el origen de las recargas de aguas. En este estudio las muestras que han sido tomadas del río proglaciar, en el cual circula el agua del aporte glaciario, y de puntos donde el agua es proveniente de la zona suprapemafrost, han mostrado tener una característica hidroquímica similar a la de los lagos. Esto indica que los procesos de recargas se encuentran vinculados entre sí.

French (2007) afirma que es posible realizar una discriminación hidroquímica entre el agua de fusión glaciaria, que ha estado en contacto con el lecho de roca, y aquella de fusión que no ha estado en contacto con la base rocosa. Los resultados obtenidos en este estudio, indican que no es posible realizar esta distinción, debido a que las signaturas químicas de las muestras de aguas son similares. Tanto las muestras de ríos, como de lagos, presentan similares características, y ambas son clasificadas dentro del mismo campo: aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas. Las muestras de nieves analizadas por Vignoni *et al.* (2014), muestran que las precipitaciones también presentan rasgos similares. Se puede decir, que en este caso particular, la química del agua no presenta características significativas para poder llevar a cabo un análisis hidroquímico aceptable. La concentración de SiO₂ podría haber sido un importante indicador con el cual realizar esta discriminación, solamente que en este caso de estudio, estos valores dieron por debajo del límite de detección. Otro indicador de esto

último es la escasa concentración de SiO_2 , la presencia de rocas basálticas determinaría que la concentración del mismo sea al menos superior a $0,5 \text{ mg.l}^{-1}$ (Custodio y Llama, 2001), pero no se han detectado contenidos de SiO_2 de esta magnitud.

8. GEOCRIOLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

8.1. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO GEOELÉCTRICO

Los métodos geoeléctricos de investigación de probada importancia en la geología aplicada, son eficaces en las exploraciones de profundidades someras, siendo complejo de emplear a profundidades mayores que los 400m. Así también se emplean estos métodos para estudios geofísicos en zonas criogénicas, donde se encuentran suelos con variaciones en las concentraciones de hielo (Silva Busso y Ermolin, 2007).

Estos autores han implementado estas metodologías con éxito en áreas subpolares, empleándolos para estudios aplicados en obras civiles, como por ejemplo la formación de una pista de aterrizaje, abastecimiento de agua y fundaciones de diversos tipos. Emplearon el método de geoeléctrica 1D en tendidos de macrosondeos y microsondeos con el fin de analizar el desarrollo de la capa activa, contenido relativo de hielo, contenido de agua y salinidad, y cambios litológicos. Los macrosondeos han permitido mejorar los modelos interpretativos de los modelos de subsuelo.

La prospección geoeléctrica es un método indirecto que consiste en hacer circular corriente eléctrica de una intensidad conocida (ΔI) por medio de dos electrodos (electrodos de corriente), y con otros electrodos realizar la medición de la diferencia de potencial (ΔV) (electrodos de potencial), que se encuentran ubicados simétricamente a lo largo de una línea. La corriente penetra por un electrodo (A) y sale por otro (B), volviendo a la fuente de energía, cerrando así el circuito, es este circuito que genera un campo eléctrico el cual es medido por medio de otros electrodos que se encuentran conectados entre sí (M y N).

Realizando una separación progresiva de estos electrodos de emisión de corriente se logra aumentar la profundidad de penetración de la misma a lo largo de un punto vertical. La variación de voltaje medida en los electrodos de tensión da una idea de la resistividad aparente del subsuelo. La respuesta resistiva se va a encontrar en función de las propiedades que presente el subsuelo: el tipo de sedimento, las potencias de estos estratos, presencia de agua en sus diferentes estados, el contenido de sales en las mismas y eventuales estructuras, principalmente.

Se entiende como resistividad a la medida de la dificultad que posee la corriente eléctrica para circular por un material. Las rocas se comportan como conductores y

poseen resistividades muy variables, dependiendo de los factores mencionados anteriormente. Las corrientes eléctricas que ingresan en el terreno no recorren conductores lineales, sino que recorren medios tridimensionales. El problema se aborda desde la suposición del modelo de capas para el terreno, cada una de ellas con diferentes características y en las cuales la resistividad es constante, encontrándose separadas entre sí por superficies planas.

Las mediciones en el terreno dan como resultado una resistividad que se denomina resistividad aparente, la cual se encuentra en función de la resistividad real del subsuelo y de la distancia entre los electrodos. La misma se emplea como variable para las interpretaciones posteriores. La heterogeneidad del subsuelo se ve reflejada en esta respuesta resistiva.

Todos los dispositivos de medición constan de conjuntos de electrodos, en general son cuatro (AB y MN), que se disponen linealmente unidos por un medio conductor, formando así circuitos independientes entre sí. El circuito de alimentación, conformado por los electrodos A y B, es por el cual se inyecta la corriente al subsuelo, y esta corriente es medida por un amperímetro; la alimentación se realiza mediante una fuente capaz de generar corriente, como por ejemplo una batería. El circuito de recepción se encuentra conformado por los electrodos impolarizables M y N, y es por el cual se mide la diferencia de potencial (ΔV) que se produce entre estos mismos electrodos al ingresar corriente al subsuelo a través de A y B.

Los sondeos eléctricos verticales (SEV's) son una serie de determinaciones de resistividades aparentes (ρ_a) efectuadas con el mismo tipo de dispositivo, generando una separación creciente entre los electrodos de emisión (AB) y recepción (MN), con azimut constante y el centro del segmento MN fijo. El gráfico que se efectúa a partir de los datos de campo $AB/2$ vs ρ_a se denomina curva de campo o curva de resistividad aparente, el cual guarda relación con el comportamiento geoelectrico del subsuelo inmediatamente debajo del punto medio del tendido.

La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado partiendo de la curva de campo, para encontrar una curva de resistividades verdaderas que se adecúe a la zona de trabajo.

El método más empleado para llevar a cabo los SEVs es el tipo Schlumberger, dado que es el que presenta mayor resolución en profundidad. Su diseño consiste en un dispositivo donde los electrodos se ubican simétricamente de manera lineal, en donde la distancia MN es muy corta con respecto a la distancia AB. El mismo es muy práctico para estos tipos de sondeos (SEV), ya que las curvas obtenidas son expresivas y sensibles a las características del subsuelo.

Como los valores de tensión ΔV disminuyen de estación a estación de medición, es necesario realizar “empalmes”, es decir, aumentar la distancia entre M y N. Este procedimiento realiza cambios en los valores de resistividad que se corrigen al fin de conseguir una curva de ρ_a continua.

8.1.1. ESTUDIO GEOELÉCTRICO EN BAHÍA DEL DIABLO

Los datos de los estudios geoeléctricos en la zona de estudio fueron medidos por personal del INA en campañas anteriores (CAV 2005-06).

Los datos obtenidos en esa campaña fueron empleados para la realización del modelo hidrogeológico local, realizando la interpretación de cada uno de los SEV's levantados y a su vez en conjunto para tener una idea de la estructura del subsuelo de la bahía.

Lo que se propone es un modelo de capas, para entender el subsuelo de la zona. Cada una de estas capas se caracteriza por resistividades verdaderas diferentes, de diferentes espesores y diferentes contenidos de hielo en la estructura, que es lo que se espera encontrar reflejado en los resultados.

Los puntos de mediciones pueden observarse en la Tabla 8.1 y estos puntos pueden verse ubicados espacialmente en la Figura 8.1.

SEV	Latitud	Longitud
1	-63,8177778	-57,3325000
2	-63,8186111	-57,3331944
3	-63,8176111	-57,3284444
4	-63,8166667	-57,3218056
5	-63,8154722	-57,3187222
6	-63,8179167	-57,3171667
7	-63,8169167	-57,3161667
8	-63,8214444	-57,3244444
9	-63,8232500	-57,3247722
10	-63,8223333	-57,3253333
11	-63,8233611	-57,3363889
12	-63,8191667	-57,3363889
13	-63,8194444	-57,3357500
14	-63,8213333	-57,3061667
I	-63,8220278	-57,3264167
II	-63,8188889	-57,3253889
III	-63,8165000	-57,3209444
IV	-63,8160833	-57,3208056

Tabla 8.1: Coordenadas de los sondeos eléctricos realizados.

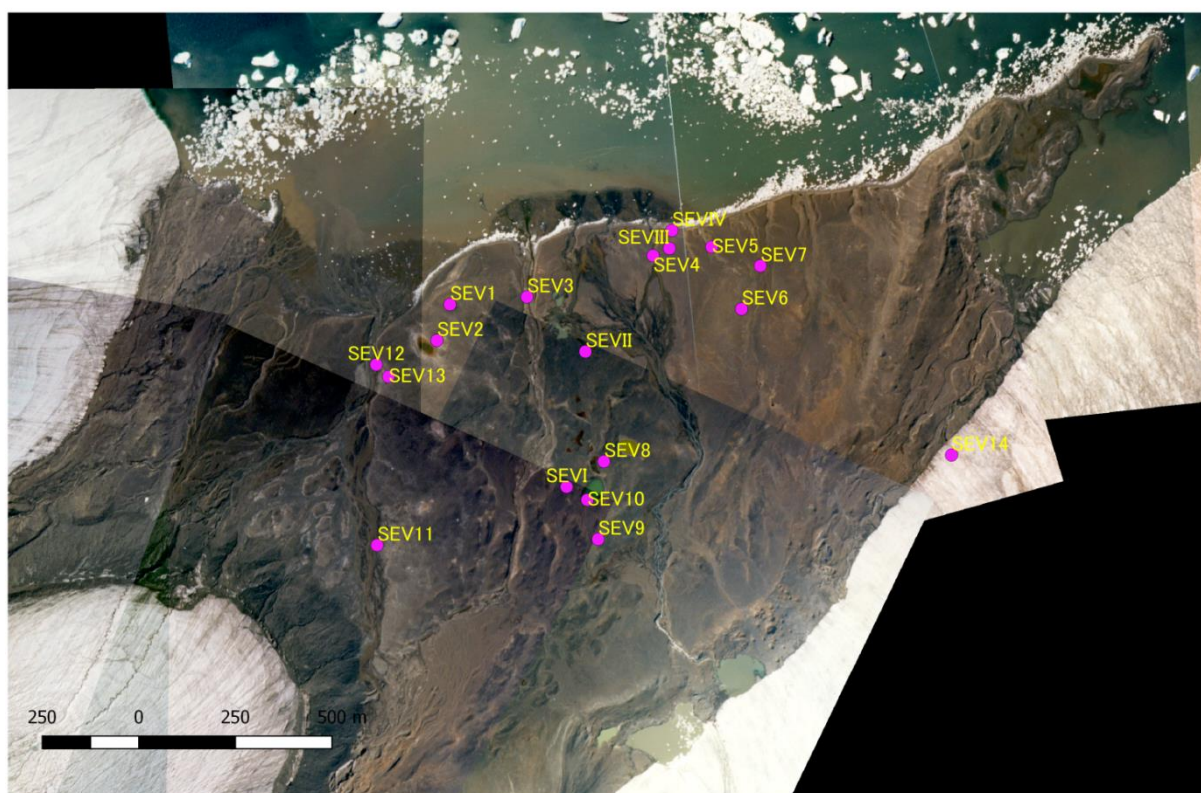


Figura 8.1: Distribución espacial de los sondeos eléctricos verticales que se realizaron en la campaña antártica de verano 2005-06.

Los resultados obtenidos y las respectivas interpretaciones de los sondeos eléctricos verticales, se encuentran en el Anexo 1. En la Tabla 8.2 se refleja la interpretación de todos los conjuntos de resistividades que se utilizaron para la confección del mapa iso-resistivo de la zona de estudio.

El estudio se llevó a cabo en una zona de permafrost continuo, por lo que el contenido de hielo en el terreno ha sido un factor importante en los resultados.

8.1.2. Unidades Geocriológicas

Las unidades geocriológicas fueron definidas en base a los datos resistivos del subsuelo, obtenidos a partir de los estudios geoeléctricos, y siendo éstos complementados con criterios geocriológicos y geomorfológicos. El concepto se basa en que los valores resistivos dependen del contenido variable de hielo en el permafrost. De esta forma se pueden reconocer las criounidades.

Unidad	Resistividad (m.Ohm)	Espesor (m)
1	21,9-151,08	1,08-3,05
2	522,4-5332,8	3,26-114,14
3	358,84-462,46	1,05-6,96
4	9,3-13,58	4,52-8,99
5	12,76-24,29	2,28-8,84
6	60.000-80.000	----

Tabla 8.2: Unidades geocriológicas interpretadas en base a los resultados de las resistividades aparentes medidas en el campo.

A continuación se describen las interpretaciones a las que se llegaron a partir de estos resultados geoeléctricos:

Unidad resistiva 1: Corresponde a niveles litológicos compuestos por material de tamaños variables entre fino y grueso, mal seleccionados. La potencia que puede llegar a tener esta unidad se encuentra comprendida entre 1,08-3,05m, y considerando estos espesores y valores resistivos, se lo interpreta como el nivel de la capa activa. Constituye permafrost singenético con bajo contenido de hielo y con altas

probabilidades de desarrollar una capa activa extensa. Es probable también, la existencia de acuíferos suprapermafrost alimentados por el GBD.

Unidad resistiva 2: Corresponde a niveles litológicos compuestos por material de tamaños variables entre fino y grueso, mal seleccionados. Ésta unidad, similar a la Unidad 1, presenta un contenido de hielo moderado, lo cual produce variaciones en la resistividad del material. La potencia que puede llegar a tener esta unidad se encuentra comprendida entre los 3,26-114,14m, se lo interpreta como material morénico con hielo enterrado. A este estrato resistivo se lo interpreta como una zona de capa activa discontinua.

Unidad resistiva 3: Corresponde a niveles litológicos compuestos por material arenoso de tamaños entre muy fino y mediano, con una selección moderada. La potencia de esta unidad varía entre 1,05-6,96 m, y considerando los valores de resistividad es interpretada como zona no saturada desarrollada en permafrost discontinuo, en donde la disminución del hielo es importante al igual que el desarrollo de la capa activa. Esta zona presenta, también, desarrollo de acuíferos suprapermafrost con directa alimentación del glaciar. Es en esta unidad en donde se llega a dar un buen desarrollo del talik.

Unidad resistiva 4: Corresponde a niveles litológicos compuestos por materiales entre fino y grueso, mal seleccionado. La potencia de estas unidades se encuentra comprendida entre 4,52-8,99 m. En base a estos valores de espesores, junto a los valores de resistividades se interpreta a esta unidad como talik abierto, o sea una zona libre de hielo, saturado en agua. Esta unidad se encuentra dentro de lo que geomorfológicamente corresponde a una morena de fondo.

Unidad resistiva 5: Corresponde a niveles litológicos compuestos por materiales areno-fangosos. Los espesores de las unidades resistivas se encuentran comprendidas entre 2,28-8,84m de espesor. Dada la potencia de estos bancos y a los valores de resistividad que poseen, se lo interpreta como niveles con variaciones en la concentración de agua salada intersticial, o sea, en estos niveles se llega a desarrollar

el criopég. Geomorfológicamente corresponde a la planicie glacifluviar actual cercana a la costa, por lo cual se encuentra afectada por la influencia marina afectada a depósitos costeros.

Unidad resistiva 6: Corresponde a niveles litológicos compuestos por material clásticos de tamaños variados, generalmente areno-gravoso. A esta unidad se la interpreta como una zona de permafrost singénico con alto contenido de hielo y nulo desarrollo de la capa activa. Geomorfológicamente corresponde a la morena frontal con núcleo de hielo, la cual presenta un contenido de hielo del 95% de su volumen.

En base a estas unidades definidas se planteó un mapa geocriológico (Figura 8.2) de la zona, en donde se vinculan las unidades anteriormente definidas con las unidades criogénicas y geomorfológicas descritas por Ermolin *et al.* (2002).

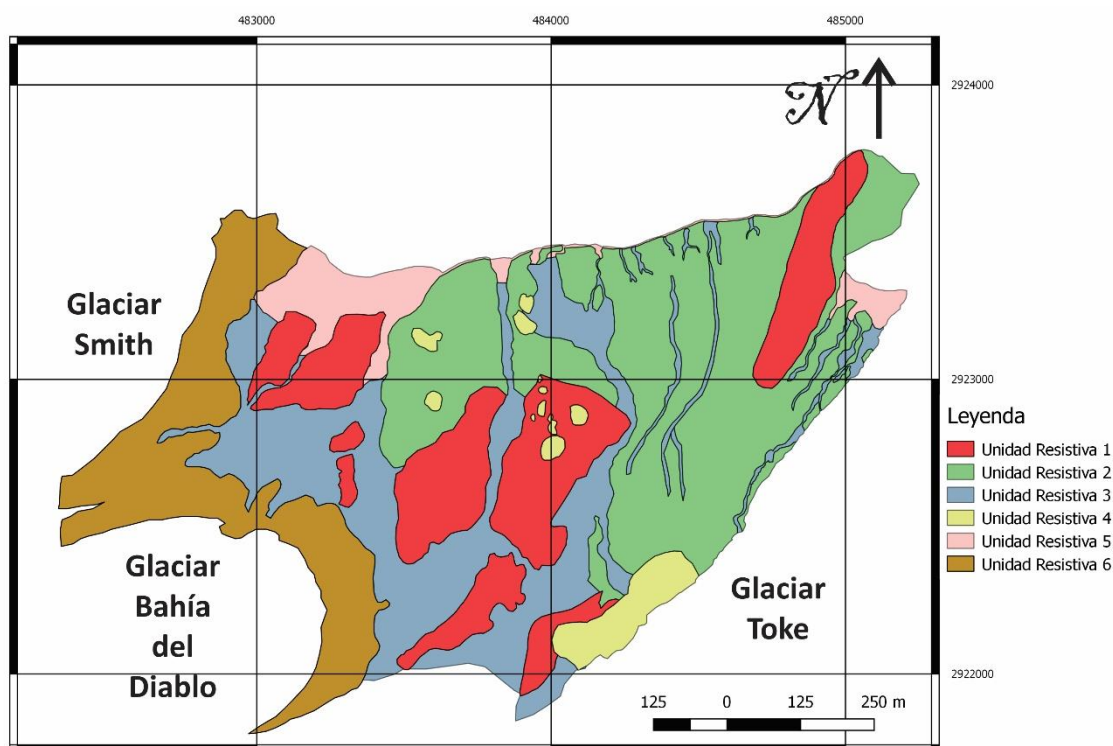


Figura 8.2: Mapa Geoelectrico realizado a partir de las unidades geocriológicas definidas a partir de la información obtenida empleando el método geoelectrico. WGS84-UTM 21S.

A partir de los resultados tomados con la geoelectrica, también se realizó un perfil geoelectrico de la zona, proponiendo un modelo de subsuelo para el área de Bahía del Diablo (Figura 8.3), según el perfil analizado.

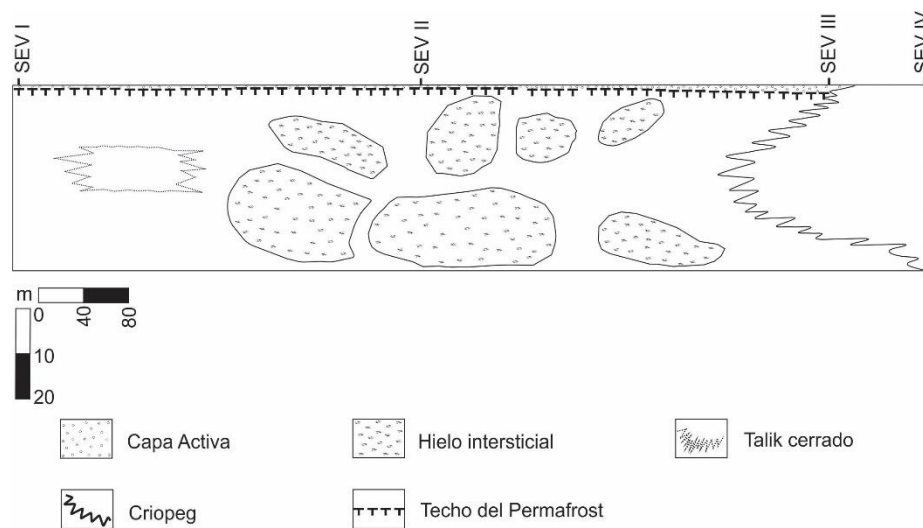


Figura 8.3: Representación del subsuelo de Bahía del Diablo, analizado con los sondeos eléctricos verticales.

El perfil posee una extensión de 750 m de largo y llega a brindar información de una profundidad de hasta 40m. Puede notarse lo que representa a la zona de permafrost con hielo intersticial, con alto contenido de hielo.

El SEV I evidencia en profundidad la presencia de zonas saturadas con agua. Esto se infiere en base a la geomorfología donde se realizó el SEV y la respuesta resistiva, la cual disminuye considerablemente (de 1740 Ω m a 90 Ω m). La potencia que posee el talik cerrado es de aproximadamente 13 m y posee una resistividad de 90 Ω m. Después del talik, la resistividad vuelve a aumentar a valores de 1140 Ω m, volviendo a evidenciar zonas de permafrost.

El SEV II presenta altos valores resistivos en todo el perfil (valores entre 1200 y 1900 Ω m), por lo que se infiere que desde la superficie hasta la máxima profundidad de alcance, la misma muestra zonas de permafrost húmedo (aproximadamente 20% de humedad, medido en laboratorio), donde se encuentra hielo intersticial.

El SEV III evidencia en profundidad intercalaciones de bancos con alta (800 Ω m aproximadamente) y baja resistividad (17 Ω m, aproximadamente). Las zonas de baja

resistividad pueden estar asociadas a zonas que poseen influencia marina ya que donde se encuentra ubicado el SEV es en zonas aledañas a la costa.

El SEV IV fue realizado en la playa, por lo tanto las resistividades medidas en este sector fueron muy bajas, entre 3 y 10 Ωm , llegando a tener un banco de mayor resistividad (74 Ωm), el cual es interpretado como criopeg, hielo con alto contenido salino.

8.2. HIDROGEOLOGÍA

Tanto la hidrología como la hidrogeología, o sea el comportamiento hídrico superficial como el subterráneo, se encuentran en directa relación con el clima de la zona, aunque esto último no es determinante (Silva Busso *et al.*, 2003).

La hidrogeología de la zona se caracteriza por desarrollarse en una zona de permafrost, en general continuo, en la cual el espesor de la capa activa puede llegar hasta los 1,5m (Ermolin *et al.*, 2002; De Angelis *et al.*, 2002). Cálculos llevados a cabo con variables climáticas locales indican que la profundidad a la que puede encontrarse la capa activa es de 1m para el período estudiado.

La profundidad de la capa activa se calculó en base a la Ecuación 8.1:

$$Z_d = \sqrt{\frac{156,4 * n * \lambda * \psi}{\rho * W * L}} \quad (\text{Ecuación 8.1})$$

Donde:

n : Es la relación entre la temperatura de la superficie del suelo y del aire, el cual fue considerado 1,1.

λ : Es la conductividad térmica del suelo descongelado, el cual se consideró 1,7 $\text{kcal.m}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{°C}^{-1}$.

ψ : Es el índice grado día positivo, el cual durante en el período de estudio fue de 200 °Cd .

ρ : Es la densidad del suelo descongelado, el cual fue medido en laboratorio y es de 1,7 kg.m^{-3} .

W : Es la relación de contenido total de agua por unidad de masa, 0,15.

L : Es el calor latente de fusión del suelo congelado, el cual se obtiene de tabla, 80.000 (kcal.Tn⁻¹).

Algunos parámetros necesarios para poder llevar a cabo el cálculo, fueron tomados del trabajo de Silva Busso *et al.*, (2017). Hacia la zona cercana a la costa, el espesor de la capa activa comienza a aumentar encontrándose con influencia marina.

En base a los datos de los sondeos eléctricos realizados, el espesor de la capa activa para el veranos del 2005-06, se encontró promediando los 1,9 m de espesor, o sea, el techo del permafrost se encontró a los 1,9m de profundidad en promedio. Hacia el sur de la Isla Vega, en el sector de Cabo Lamb, Moreno *et al.*, (2012) encontraron el techo del permafrost en profundidades de entre 0,30 y 0,70m.

Las continuidades y discontinuidades del permafrost se encuentran relacionadas a zonas afectadas de manera directa por cuerpos de agua, en donde llegan a formarse taliks, y también a zonas donde se producen las descargas de agua de los cuerpos de hielo.

Los lugares en donde llegan a desarrollarse los taliks abiertos son aquellos que se relacionan con cursos de agua y cuerpos lacustres de gran tamaño, por ejemplo, aquellos lagos que llegan a tener 6m de profundidad. Aquellos lugares donde se desarrollan los taliks cerrados, son donde se generan cuerpos lacustres someros (en general una profundidad menor a 6m) y la zona en donde se desarrolla el icing (ver Figura 1 capítulo 6.2.2).

Los cuerpos lacustres actúan como un paraguas térmico permitiendo que el frente frío no ingrese por la interfaz atmósfera-suelo en dirección al subsuelo.

Las zonas de taliks abiertos, son lugares en donde el acuífero suprapermafrost logra obtener su máximo desarrollo. Puede pensarse que los niveles de los lagos indican la altura de la freática libre.

En el lugar de estudio se encuentran también lagunas secas, lo cual puede estar indicando un posible descenso de la base del permafrost, aumentando en profundidad la base de la capa activa, así como también, disminuyendo el nivel freático; por esto mismo se piensa que el nivel del agua que alimentaba a aquellos cuerpos lacustres descendió, dejando al lago totalmente seco.

9. MODELO GEOCRIOLÓGICO LOCAL

El modelo hidrogeológico planteado representa de manera esquemática un ambiente periglacial. La naturaleza del mismo, hace que el sistema hidrológico sea particular y que se encuentre vinculado, fuertemente, a las condiciones climáticas, activándose durante los períodos estivales. Es por esto que el sistema hídrico se mantiene activo, solamente en períodos donde la temperatura es favorable para su desarrollo. Sin embargo, cabe mencionar que las características glaciológicas del GBD permiten, que el sistema se mantenga parcialmente activo, permitiendo la formación del icing.

El modelo geocriológico fue realizado teniendo en cuenta los datos de los sondeos geoelectrónicos, el ambiente periglacial y la geomorfología realizados por Ermolin *et al.*, 2002 y De Angelis *et al.* (2002).

El bloc diagrama propuesto (Figura 9.1) como modelo, tiene en cuenta todas las variables que interactúan en este ambiente periglacial en particular, en él se discriminan 4 zonas: 1) la zona donde se encuentra el Glaciar, quien aporta la mayor parte de la alimentación al sistema; 2) la zona de la morena frontal, la cual también genera aporte de agua al sistema durante el período estival a partir de la ablación del núcleo de hielo; 3) la zona descubierta o de escorrentía superficial y 4) la zona intermareal.

En la zona del glaciar se encuentra el GBD, en la base del mismo, se encuentran hielo enterrado y zonas saturadas en agua, que son fuente de aporte de agua durante todo el año.

En la zona descubierta, o de escorrentía superficial, se desarrolla la cuenca hídrica, alimentada principalmente por ablación de cuerpos de hielo. Además del cauce proglaciario se encuentran los lagos. Estos cuerpos lacustres generan en el subsuelo un talik cerrado, el cual llega a penetrar en el permafrost. El cauce principal, genera un talik abierto, el cual posee una conexión con la zona descongelada que se encuentra por debajo del permafrost.

Por debajo de la base de la capa activa se encuentra el permafrost, el cual puede diferenciarse de permafrost con hielo intersticial (permafrost húmedo), de aquel que no presenta contenido de hielo (permafrost seco).

En la zona intermareal, que es donde se dan la interacción entre la zona marina y la continental, es donde se desarrolla el criopeg.

El modelo desarrollado propone un ambiente en el cual la cuenca hídrica se encuentra alimentada mayormente por el glaciar.

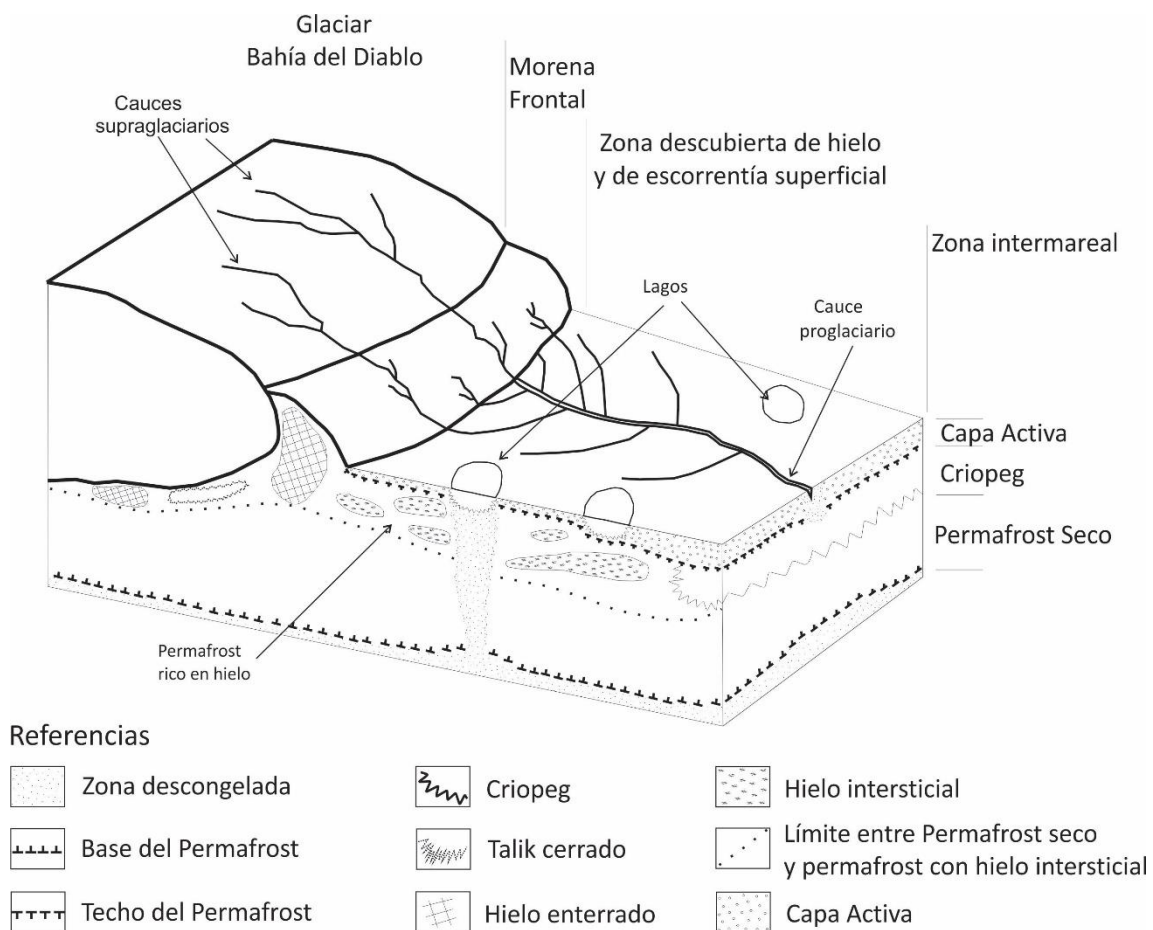


Figura 9.1: Esquema del modelo geocriológico de la zona de estudio.

10. CONCLUSIONES

Desde el punto de vista geológico, las conclusiones son:

- Se asoció en base a descripciones de los afloramientos a las diamictitas de la zona de estudio con aquellas que afloran en la zona de Sandwich Bluff en Cabo Lamb, Isla Vega, que fueron descritas por Marensi *et al.*, (2001).
- La base del GVIJR se encuentra representada en la zona de Bahía del Diablo por esta diamictita.
- Se han determinado al menos dos pulsos eruptivos representados por las asociaciones de brechas hialoclásticas y basaltos.
- Se pudo definir un perfil estratigráfico representativo de la zona de estudio, el cual concuerda con las secuencias descritas por Marensi *et al.*, (2001).

Desde el punto de vista hidrológico, las conclusiones son:

- El caudal promedio del cauce proglaciario del GBD, calculado para el período estival fue de $3,36 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, siendo el mínimo $1,39 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ y el máximo $5,34 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.
- El volumen de agua total que circuló por el cauce proglaciario con destino al mar es de $25,75 \text{ hm}^3$.
- El mayor aporte de agua que circuló por el cauce durante el período estival fue por el aporte glaciario.
- La cuenca se clasifica como cuenca glaciaría en base a la clasificación propuesta por Silva Busso (2009).
- Los cálculos de aportes que se llevaron a cabo para conocer la proporción de los posibles aportes al cauce principal han mostrado que tanto el icing y las precipitaciones no ejercen una marcada influencia en los caudales, mientras que los aportes realizados por la morena y el permafrost no se pudieron cuantificar.

- El arroyo proglaciario del GBD no solamente es alimentado por el mismo GBD, sino también por otros cuerpos de hielo, como es el Toke y el domo, siendo estos últimos de suma importancia en el volumen del caudal.
- Se propuso un modelo hidrológico basado en los grados días positivos posibilitando así la inferencia de los valores de caudales que no fueron posibles medir en el campo, y estimar también el volumen de agua que circuló por el cauce durante el período estival.
- La generación de nuevas zonas libres de hielo se desarrollaron nuevos sistemas hídricos en la zona de estudio. Evidencia de esto son los cambios en el sistema hídrico que se produjo por el retroceso del Toke, y los paleocauces proglaciarios del GBD.
- Los cambios lacustres que se generaron por el retroceso de los glaciares de la zona afectaron la dinámica hídrica en cuanto a la naciente de los cauces.

Desde el punto de vista hidroquímico, las conclusiones son:

- El aporte de aguas de los lagos y el agua que circula por el cauce proglaciario se clasifican como aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
- Se observa una tendencia de los lagos hacia el campo sulfato-clorurado, lo que puede indicar que éstos se encuentran en zonas de taliks cerrados, y que con el tiempo aumente cambiando así el contenido salino de sus aguas.
- La marcada impronta marina sobre las muestras se debe a la cercanía de todos los cuerpos de agua con el mar, por lo que el spray marino presenta una fuerte influencia sobre las mismas. Por este motivo es difícil estudiar una evolución hidroquímica, y así conocer la evolución de la descarga desde el GBD.
- No se puede realizar una correcta discriminación en base a la concentración del SiO_2 ya que el mismo presenta valores por debajo del límite de detección del equipo.

Desde el punto de vista geocriológico, las conclusiones son:

- Se desarrolló un modelo geocriológico de la zona de estudio que contemple todas las variables estudiadas tanto superficiales como sub-superficiales.
- Se estableció un modelo de capas que representa la geología subsuperficial de la zona de estudio.

Desde el punto de vista glaciológico, las conclusiones son:

- El balance de masa glaciario fue positivo, de 200 mm eq.w., siendo un valor equivalente 2,6 hm³ de agua.
- El balance positivo obtenido, se da en un contexto de pérdida de hielo y calentamiento de la península antártica. Es necesario remarcar que los estudios de calentamiento climático son análisis que requieren secuencias de datos temporales extensos, por lo que un dato en particular, como en este caso, no se contrapone a lo concluido sobre el aumento de temperatura en la península.

Agradecimientos

Es en este espacio en donde dejo mis eternos agradecimientos:

a la Universidad de Buenos Aires, por el libre acceso a la educación gratuita;

al departamento de Geología y todos los profesores que lo conforman;

al jurado por sus valiosas correcciones;

a mi director, Adrián, por su ayuda y paciencia durante todo este tiempo;

al Instituto Antártico Argentino por haberme brindado la posibilidad de desarrollarme ahí dentro realizando, también, este trabajo;

a todos mis compañeros y amigos del antártico, que me han apoyado y brindado su ayuda en todo momento, en especial a Eugenio;

a Alcira, por su gran ayuda con la hidroquímica y su infinita paciencia;

a aquellos que comenzaron siendo mis compañeros de facultad y terminaron siendo los amigos que quiero llevar por el resto de la vida;

a mis amigos de la vida, que estuvieron siempre presentes;

a mis familiares, en especial a Any por su apoyo constante;

a mis hermanas, Flor y Lu, que también me apoyaron siempre;

a Luan, mi compañero de ruta, por su constante aliento y paciencia;

por ultimo a mis padres, Juana y Gabriel, por haberme educado con los valores que hoy día llevo como persona, y por eso, a ellos les dedico este trabajo final de licenciatura.

José.

11. BIBLIOGRAFÍA

Adie, R.J. 1953. The rocks of Graham Land. Ph.D. Thesis, University of Cambridge, 259 p. (inédito).

Bamber J. and Rivera A. 2007. A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*. 59 (1-4). 138-148.

Beyer L. and Bolter M. 2002. Geoecology of Antarctic ice-free coastal landscapes. Eds. Springer-Verlag Berlin Heidelberg GmbH. Ecological studies; v. 154. DOI 10.1007/978-3-642-56318-8.

Braun, m., Humbert, A. y Moll, A. 2009 Changes of Wilkins Ice Shelf over the past 15 years and inferences on its stability. *Cryosphere*, 3(1):41-56. (doi: 10.5194/tc-3-41-2009).

Camacho A y Fernández-Valiente E.2005. Un mundo dominado por los microorganismos. Ecología microbiana de los lagos antárticos. Asociación española de ecología terrestre. *Ecosistema* 14 (2): 66-78. Mayo 2005.

Carey K. 1970. Icing occurrence, control and prevention. An annotated bibliography (Bibliography on control and prevention of icing in transportation systems).

Cook, A. J. y Vaughan, D.G. 2010. Overview of areal changes of the ice shelves on the Antarctic Peninsula over the past 50 years. *Cryosphere*, 4(1):77-98. (doi: 10.5194/tc-4-77-2010).

Cogley J., Hock R., Rasmussen L., Arendt A., Bauder R., Braithwaith R., Jansson P., Moller M., Nicholson L. and M.Z. 2011. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms, IHP-VII Technical Documents in Hydrology No.86, IACS Contribution No.2, UNESCO-IHP, Paris, France.

Cuffey K. and Paterson W. 2010. *The Physics of Glaciers*, 4th ed., Elsevier, Burlington, USA.

Custodio E. y Llama R., 2001. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega 2001. Barcelona. 2^o Edición, p 1019-1027.

del Valle R. and Rinaldi C. 1992. Regional scheme of the main structural features of the northeastern extreme of the Antarctic Peninsula and the Jame Ross Island area. *Geología de la Isla Jame Ross*. Dirección Nacional del Antártico, Buenos Aires. pp.349-358.

De Angelis H., Ermolin E. y Skvarca P. 2002. Geomorfología de la Bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. *Actas del XV Congreso Geológico Argentino (II)*, pp: 469-473.

De Angelis H. and Skvarca P. 2003. Glacier surge after ice shelf collapse. *Science*, AAAS, 299. doi: 10.0023/science.1077987

Elliot, D.H. 1988. Tectonic setting and evolution of the Jame Ross Basin, northern Antarctic Peninsula. In: *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Memoir of the Geological Society of America. 169. 541-555.

Ermolin E., De Angelis H. and Skvarca P. 2002. Mapping of permafrost on Vega Island, Antarctic Peninsula, using satellite images and aerial photography. *Annals of Glaciology*, 34, 184-188.

Ermolin E. y Silva Busso A., 2007. Desarrollo de termokarst y aguas subterráneas en Bahía Esperanza, Península Antártica. *Actas del VIº Simposio Argentino y IIIº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas CD-ROM*. Resumen Expandido Nº GEORE808, 4pp.

Ermolin E., 2009. Permafrost y Hielos subterráneos en el sector norte de la Península Antártica. *El agua en el Norte de la Península Antártica*. Fundación Félix de Azara, p 83 – 104

Ermolin E., Sebastián M. and José L. S., 2016. Permafrost on northeastern Antarctic Peninsula and its relationship with current glacio-climate changes. In press.

Francou B., y Pouyaud B. 2004. Métodos de observación de glaciares en los Andes Tropicales: Mediciones de terreno y procesamiento de datos, Publicaciones GREAT ICE IRD, París, France.

French H. 2007. *The Periglacial Environment*. Third Edition. John Wiley & Sons, Ltd.

Guglielmin M. and Dramis F. 1999. Permafrost as a climatic indicator in northern Victoria Land, Antarctica. *Annals of Glaciology* 29. 1999.

Hatway B. 2000. Continental rift to back-arc basin: Jurassic-Cretaceous stratigraphical and structural evolution of the Larsen basin, Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, London, vol. 157, pp.417-432.

Ineson J.R.1989. Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *Sedimentology*, 36 (5), pp. 793-819.

DOI: 10.1111/j.1365-3091.1989.tb01747.x

Ingólfsson Ólafur, Hjort Christian, Berkman Paul A., Björk Svante, Colhoun Eric, Goodwin Ian D., Hall Brenda, Hirakawa Kazuomi, Melles Martin, Möller Per and Prentice Michael L. 1998. Antarctic glacial history since the Last Glacial Maximum: an overview of the record on land. *Antarctic Science* 10 (3): 326-344.

Kaser, G., Fountain, A. and Jansson, P. 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. Technical Documents in Hydrology, International Hydrological Programme, UNESCO, París, France.

Laity, J. 2008. Desert and Desert Environment. Wiley - Blackwell, Chichester

Lecomte, K.L., Vignoni, P., Córdoba, F.E., Chaparro, M., Chaparro, M., Kopalová, K., Gargiulo, J., Lirio, J., Irurzun M., Böhnelt, H. 2016. Hydrological systems from the Antarctic Peninsula under climate change: James Ross archipelago as study case. *Environmental Earth Sciences* (75): 623. doi:10.1007/s12665-016-5406-y

Lirio, J. M., Concheyro, A., Chaparro, M. A., Nyvlt, D., y Mlcoch, F. 2007. Diamictita Cabo Lamb, un nuevo depósito fosilífero marino Cenozoico en la Isla Vega, Península Antártica. En *Actas del VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas*, Buenos Aires (vol.10).

Marensi, S.A., Salani, F.M. y Santillana, S.N. 2001. Geología de Cabo Lamb, Isla Vega, Península Antártica. Contribución N°530. Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino.

Marensi, S., Santillana, S. y Bauer, M. 2012. Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártida. *Andean Geology* 39 (1): 67-91.

Marinsek, S. and Ermolin, E., 2015. 10 years mass balance by glaciological and geodetic methods of Glaciar Bahía del Diablo, Vega Island, Antarctic Peninsula. *Annals of Glaciology* 56 (70), 141-146.

Mayo Lawrence, R., Meier Mark, F. and Wendell, V. Tangborn., 1972, A system to combine stratigraphic and annual mass-balance systems: A contribution to the international hydrological decade. *Journal of Glaciology*, Vol 11, No. 61. 3-14.

Moreno, L., Silva Busso, A., Ermolin, E., Durán Valsero, J., López-Martínez, J., Martínez Navarrete, C. y Cuchí Oterino, J. 2012. Caracterización de solutos inorgánicos lixiviables en los Gelisoles de Cabo Lamb, Isla Vega (Península Antártica). *Geogaceta*, Sociedad Geológica España. 51. 47-49.

Moreno, L., Silva Busso, A., López Martinez, J., Duran Valsero, J., Martinez Navarrete, C., Cuchi, J. and Ermolin, E. 2012. Hydrogeochemical characteristics at Cape Lamb, Vega Island, Antarctic Peninsula. *Antarctic Science* 24(6), 591-607. doi:10.1017/S0954102012000478.

Nelson, P. 1966. The Jame Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. *British Antarctic Survey Bulletin*. 54, 123-133.

Olivero, E., Martinioni, D. y Mussel, J. 1992. Sedimentología y bioestratigrafía del Cretácico superior del oeste de Cabo Lamb (Isla Vega, Antartida). Implicancias sobre ciclos sedimentarios y evolución de la cuenca. *Geología de la Isla Jame Ross*, Dirección Nacional del Antártico,- Instituto Antártico Argentino, pp.125-145.

Pankhurst, R. 1982. Rb-Sr geochronology of Graham Land, Antarctica. *Journal of the Geological Society*. 139, 701-711.

Paterson, W. 1994. *The physics of Glaciers*. Third edition, Oxford, p224-237.

Pierre D. y Sykes, M. 1987. Regional significance of proglacial delta-front reworked tuffs, Jame Ross Island area. *British Antarctic Survey Bulletin* 77: 1-12.

Pierre D., Crame J., Lomas S. and Riding J. 1997 a. Late Cretaceous stratigraphy of Admiralty Sound región, jame Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research* 18: 109-137.

Pierre D., Crame A., Riding J., Butcher A. and Taylor P. 1997 b. Miocene glacial marine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geological Magazine* 136(6): 745-762.

Riley, T. and Leat, P. 1999. Large volume silicic volcanism along the west-Pacific margin of Gondwana: lithological and stratigraphical investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine* 136 (1): 1-16.

Rianldi C., Massabie A., Morelli J., Rosenman L y del Valle R. 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *Contribución Instituto Antártico Argentino* 217: 1-37.

Salani, F. 1999. El Grupo Volcánico Isla James Ross en cabo Lamb, Isla Vega, Antártida. XIV Congreso Geológico Argentino. Salta. Argentina. Actas 1:109.

Seco J., Evgeniy E., Marinsek S. y Silva Busso A. 2015. Análisis de los cambios glaciológicos e hidrológicos asociados al retroceso glaciar en Bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. XIV Congreso Latinoamericano de ciencia Antártica. pp. 106-109.

Silva Busso, A., De Angelis, H., Skvarca, P., & Ermolin, E. 2003. Características Hidrológicas de Bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente*, 19, p.113-121.

Silva Busso, A. 2003. Características hidrológicas e hidrogeológicas en el Archipiélago de James Ross e Islas Shetland, área norte de la Península Antártica. *Boletín Geológico y Minero*, 114 (4): 419-432.

Silva Busso A., 2009. El agua en el norte de la Península Antártica. *Fundación de Historia Natural Félix de Azara*, p 59-65.

Silva Busso A. y Ermolin E. 2007. Métodos geofísicos en investigaciones geotécnicas en el permafrost antártico. Actas del VI° Simposio Argentino y III° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas CD-ROM. Resumen expandido N°GEORE807, 4pp.

Silva Busso A., y Yermolin Y. 2017. Características geológicas-geotécnicas y propuestas para la preservación del Sitio y Monumento Histórico n°38, Cabaña de Nordenskjöld, Antártida. Boletín Geológico y Minero, 128 (1), pp 207-220.

Skvarca, P. and De Ángelis, H. 2003. Impact assessment of regional climatic warming on glaciers and ice shelves of the northeastern Antarctic peninsula. Paleobiology and paleoenvironments of eocene rocks, antarctic research series, vol. 76, 335-347.

Skvarca, P., Rott, H. y Nagler, T. 1995. Satellite imagery, a base line for glacier study on James Ross Island, Antarctica. Ann. Glaciol., 21:291-296.

Skvarca, P., Rack, W., Rott H. and Ibarzábal y Donángelo, T. 1998. Evidence of recent climatic warming on the eastern Antarctic Peninsula. Annals of Glaciology 27, 1998. International Glaciological Society.

Skvarca, P., Rack, W., Rott, H. y Ibarzábal y Donángelo, T. 1999. Climatic trend and retreat and desintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula: an overview. Polar Res., 18(2):151-157.

Skvarca P., De Ángelis H. and Ermolin E. 2004. Mass balance of Glaciar Bahía del Diablo, Vega Island, Antarctic Peninsula. Annals of Glaciology, 39, pp. 209-213.

Smellie, J., Millar, I. Rex D. and Butterworth, P. 1998. Subaqueous, basaltic lava dome and carapace breccia on King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. Bulletin of Volcanology 59: 245-261.

Smellie J. and Millar I. 1995. New K-Ar isotopic ages of schists from Nordenskjöld Coast, Antarctic Peninsula: oldest part of the Trinity Peninsula Group. Antarctic Science 7: 191-196.

Smellie, J.I., Johnson, J.J., McIntosh, W.C., Esse, R., Gudmunsson, M.T., Hambrey, M.J., y Van Wyk De Vries, B. 2008. Six million years of glacial history recorded in volcanic lithofacies of the James Ross Island Group, Antarctic Peninsula. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 260: 122-148. doi:10.1016/j.palaeo.2007.08.011

Storey B., and Garrett S. 1985. Crustal growth of the Antarctic Peninsula by accretion, magmatism and extension. *Geological Magazine* 122: 5-14.

Strelin J., Scasso R. y Olivero E. 1991. Nuevos afloramientos de la Formación Santa Marta (Cretácico tardío), en la Isla Jame Ross, Antártida: Estratigrafía e implicancias estructurales. *Geología de la Isla Jame Ross*, Instituto Antártico Argentino. Buenos Aires. pp. 201-219.

Strelin J. y Malagnino E. 1992. Geomorfología de la Isla Jame Ross. *Geología de la Isla Jame Ross*, Instituto Antártico Argentino, Dirección Nacional del Antártico, Buenos Aires, p 7-36.

Strelin, J., Muñoz, C., Carrizo H. y Medina F. 1999. Las diamictitas de la isla Jame Ross, Antártida: Origen y probable relación con el "Conglomerado con Pecten". *Cuartas Jornadas sobre investigaciones Antárticas*, tomo II: 328-333. Buenos Aires.

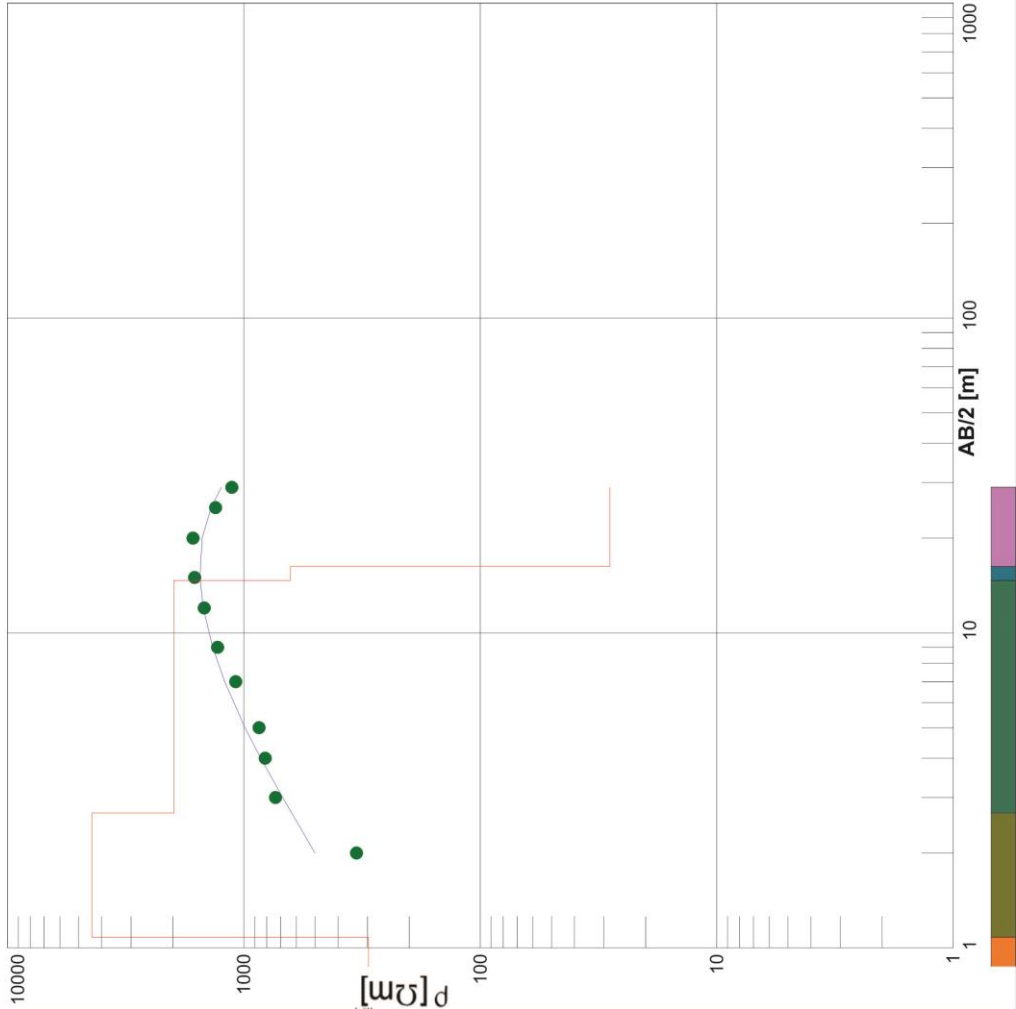
Toconas T. 1982. Carta Topográfica, Isla Vega, Bahía del Diablo. Dirección Nacional del Antártico.

Vaughan D. 2006. Recent trends in melting conditions on the Antarctic Peninsula and their implications for ice-sheet mass balance and sea level. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, vol. 38, N° 1, 2006, pp. 147-152.

Vignoni P., Lecomte K., Chaparro M., Gargiulo J., Chaparro M., Córdoba F., Kopalová K., Irurzun M., Lirio J., Urán G., Gorosito M. y Cañas E. 2014. Hydrochemical, sedimentological, biological and magnetic characterization of lakes in Jame Ross Archipelago, Antarctica. *Actas de resúmenes extendidos III Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie*. Mar del Plata, 208-212.

ANEXO I: PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

Antartida - S.E.V. 1



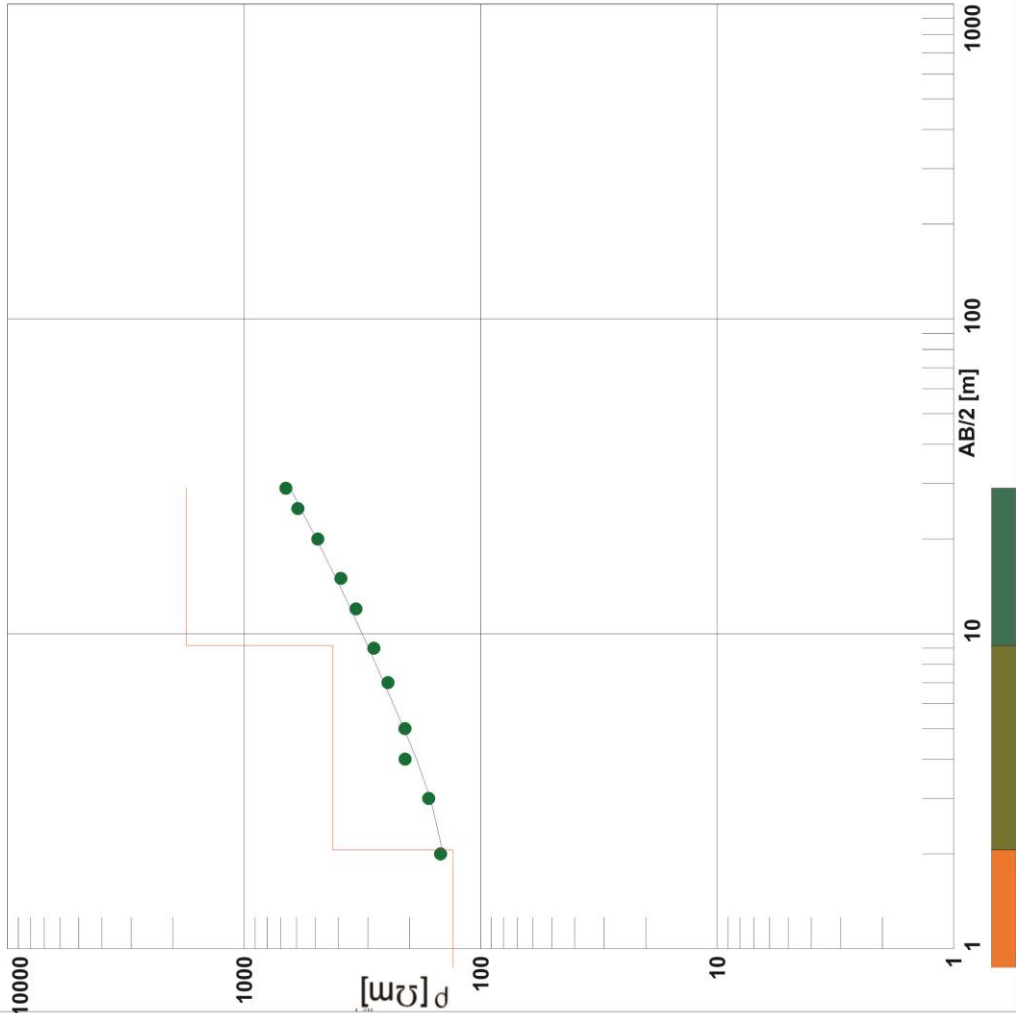
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	333.84	500.45
3.00	735.32	684.39
4.00	811.57	848.94
5.00	862.88	989.23
7.00	1081.49	1206.32
9.00	1292.04	1355.69
12.00	1471.85	1486.26
15.00	1614.87	1535.87
20.00	1641.08	1500.26
25.00	1318.36	1376.08
29.00	1123.56	1244.54

Nº Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1	1.08	1.08	297.15
2	1.60	2.68	4390.09
3	11.99	14.67	1978.09
4	1.59	16.26	635.51
5			28.26

Referencias	
●	ρ Campo
—	ρ Teórico
—	Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	06-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
Silva Busso - Yermolin Seco José		

Antartida - S.E.V. 2



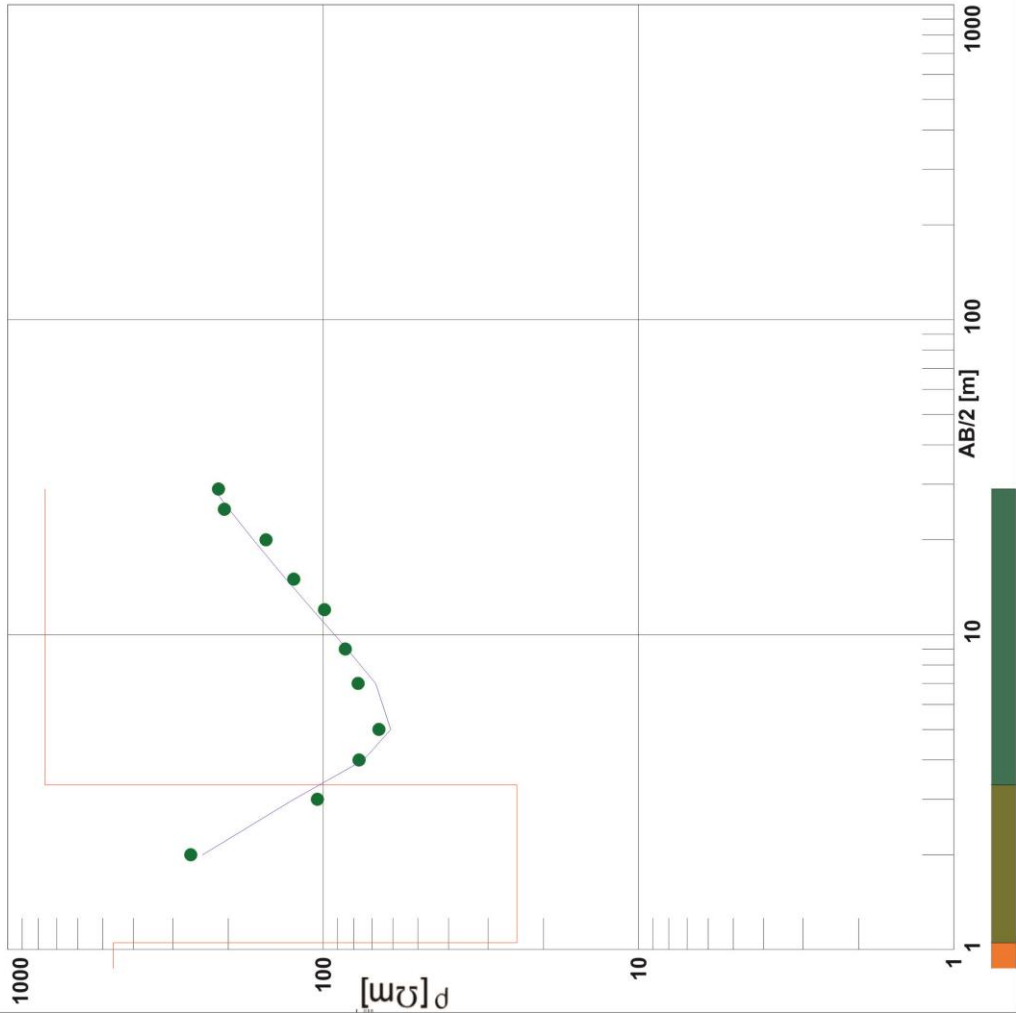
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	147.66	143.65
3.00	165.80	163.15
4.00	208.52	186.77
5.00	208.74	210.93
7.00	246.30	256.14
9.00	282.79	297.07
12.00	336.55	354.01
15.00	389.63	408.37
20.00	488.08	495.12
25.00	592.78	576.34
29.00	666.18	636.77

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1		2.06	2.06	130.93
2		7.12	9.18	422.21
3				1756.03

Referencias
ρ Campo
ρ Teórico
Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
Lat - Long	6-02-2006	IAA-INA
	Operador	Intérprete
	Silva Buso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. 3



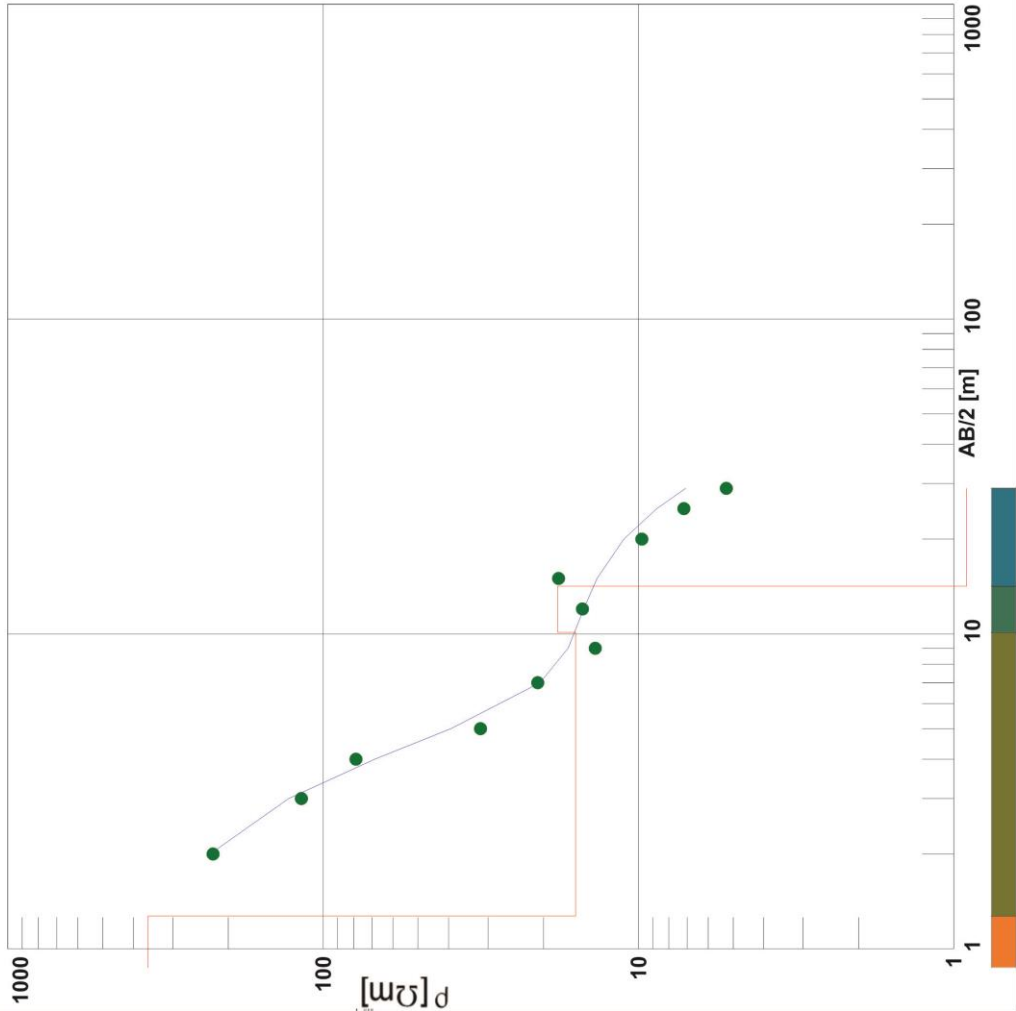
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	263.04	241.15
3.00	104.23	123.74
4.00	76.89	74.44
5.00	66.54	61.02
7.00	77.44	68.11
9.00	85.04	83.99
12.00	99.01	108.18
15.00	123.90	131.09
20.00	151.76	166.47
25.00	205.59	198.78
29.00	214.69	222.68

Nº Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1	1.05	1.05	462.46
2	2.28	3.33	24.29
3			761.59

Referencias
● ρ Campo
< ρ Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	06-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	seco José

Antartida - S.E.V. 4



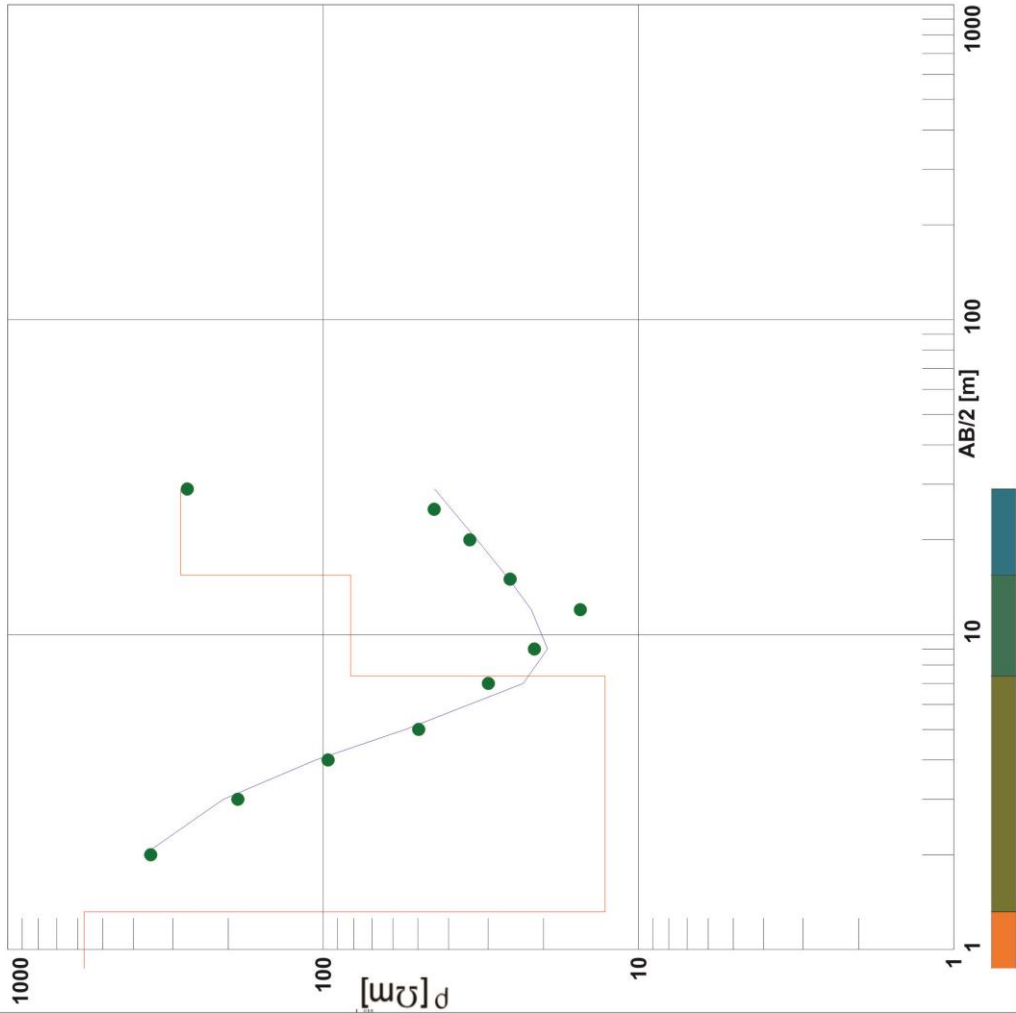
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	223.44	228.26
3.00	117.24	128.56
4.00	78.66	68.66
5.00	31.67	39.33
7.00	20.84	20.52
9.00	13.69	16.69
12.00	15.05	14.90
15.00	17.90	13.52
20.00	9.74	11.11
25.00	7.17	8.75
29.00	5.26	7.07

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1		1.27	1.27	358.84
2		8.84	10.11	15.81
3		4.08	14.19	18.02
4				0.91

Referencias
\bullet ρ Campo
\sim ρ Teórico
\square Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	06-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. 5



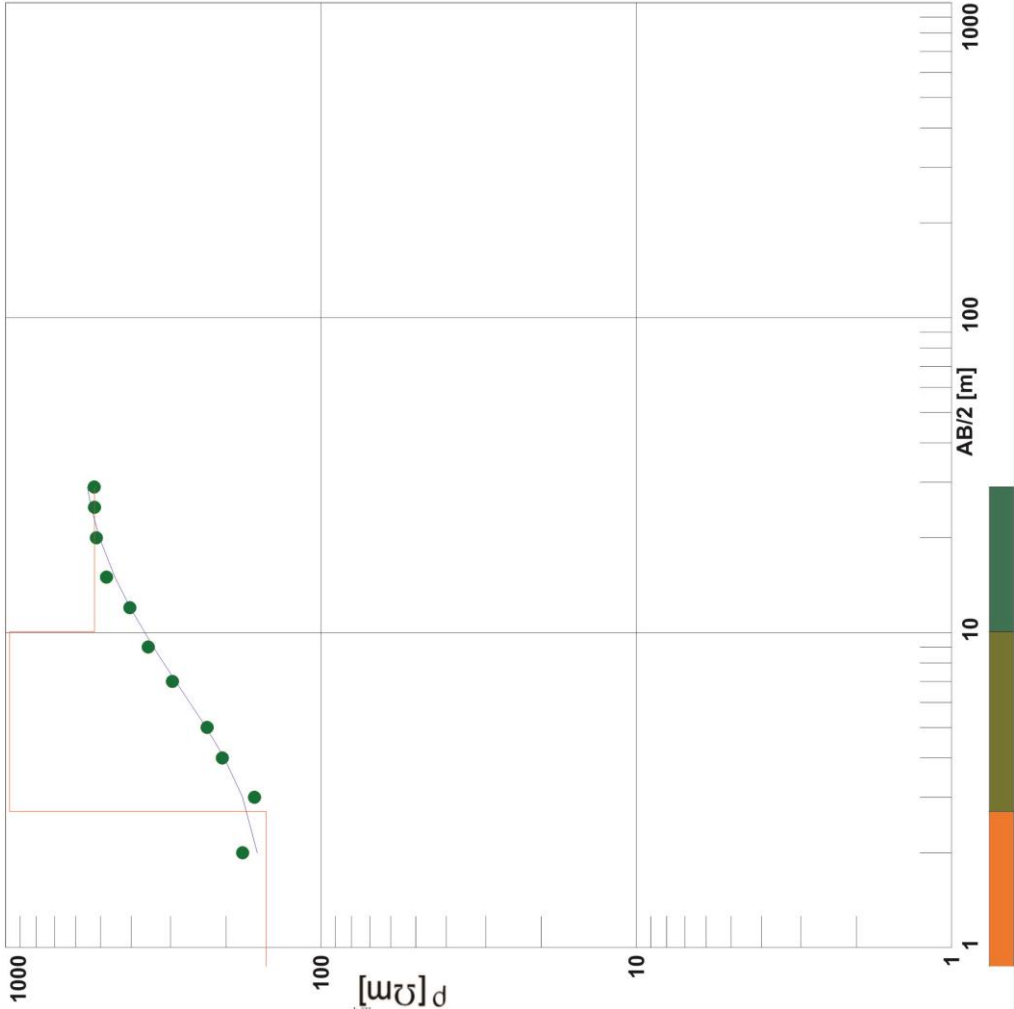
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	352.10	370.39
3.00	186.33	207.28
4.00	96.46	105.62
5.00	49.75	54.79
7.00	29.92	23.20
9.00	21.38	19.40
12.00	15.28	21.87
15.00	25.51	25.74
20.00	34.23	32.50
25.00	44.42	39.16
29.00	269.59	44.32

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1		1.32	1.32	573.18
2		6.07	7.39	12.76
3		8.04	15.43	81.71
4				282.65

Referencias
● ρ Campo
— ρ Teórico
— Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	06-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin Saco José	

Antartida - S.E.V. 6



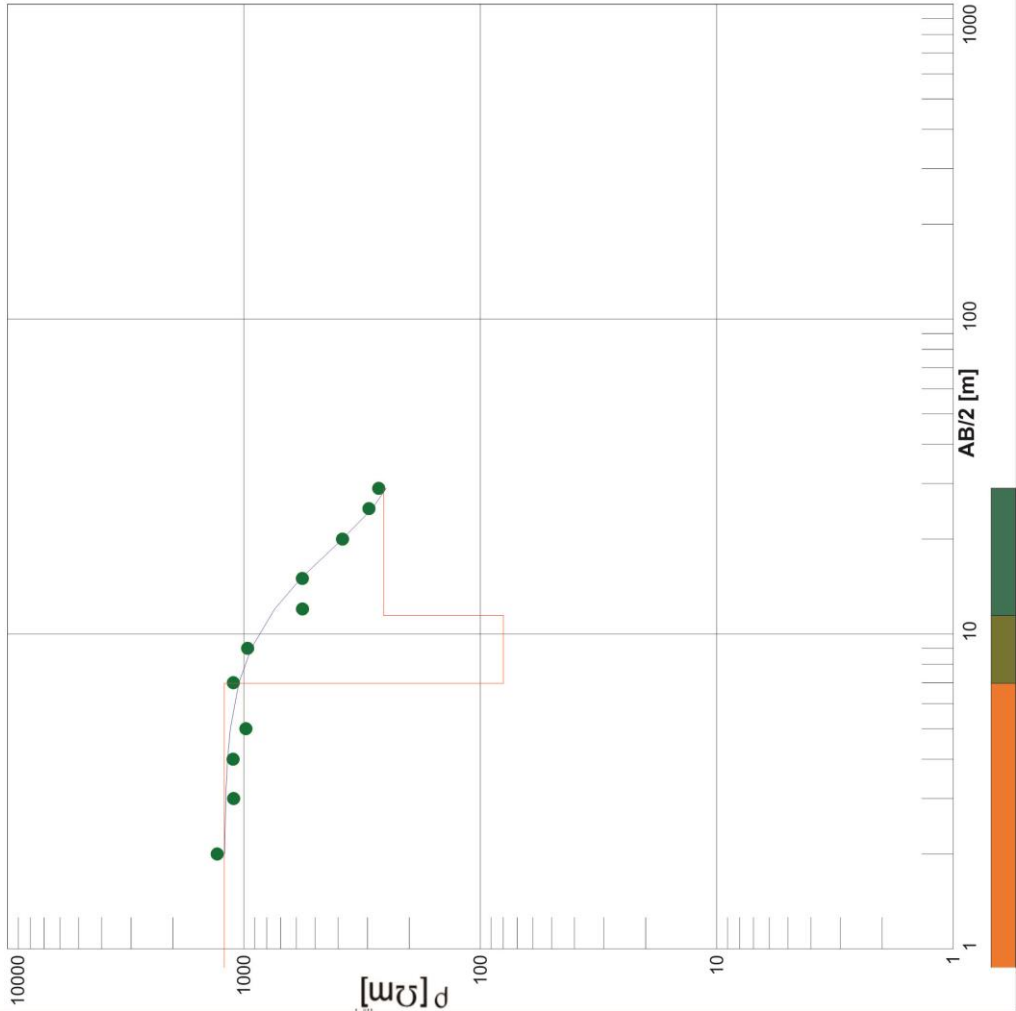
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	177.20	159.18
3.00	162.51	177.25
4.00	205.46	202.42
5.00	229.57	231.07
7.00	295.81	288.77
9.00	352.86	340.20
12.00	403.34	402.81
15.00	478.57	450.24
20.00	515.61	503.93
25.00	522.96	535.72
29.00	523.84	550.86

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1		2.71	2.71	149.12
2		7.38	10.09	970.75
3				522.39

Referencias
● ρ Campo
< ρ Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	06-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva BUsso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. 7



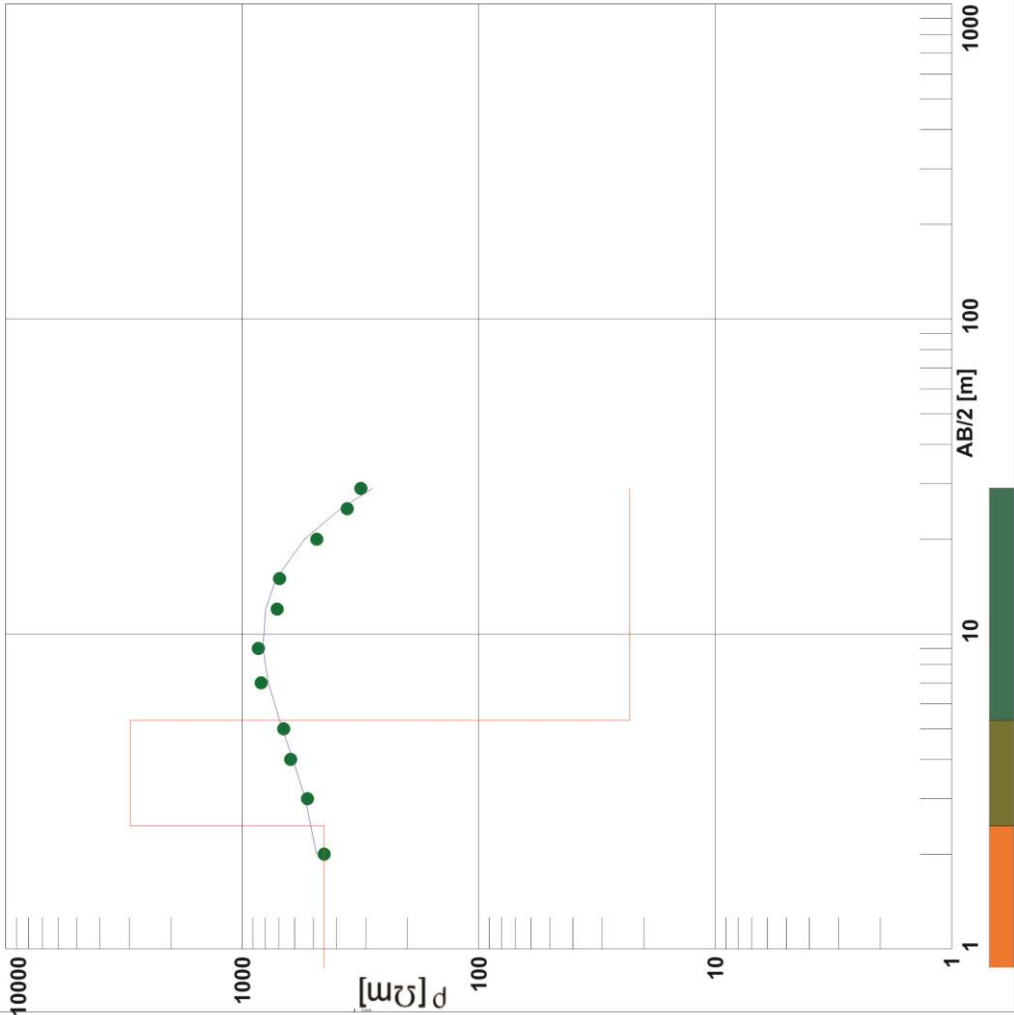
AB/2 [m]	γ_{Campo} [W/m]	$\gamma_{\text{Teor.}}$ [W/m]
2.00	1296.82	1205.73
3.00	1105.98	1193.94
4.00	1111.40	1172.74
5.00	979.89	1141.21
7.00	1108.54	1049.44
9.00	964.41	931.03
12.00	565.45	740.92
15.00	566.25	573.41
20.00	382.72	383.09
25.00	295.85	286.56
29.00	268.98	250.30

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	$\gamma_{\text{Verd.}}$ [W/m]
1		6.96	6.96	1211.02
2		4.48	11.43	79.87
3				256.22

Referencias	
●	γ_{Campo}
—	$\gamma_{\text{Teórico}}$
—	Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	06-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Buso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. 8



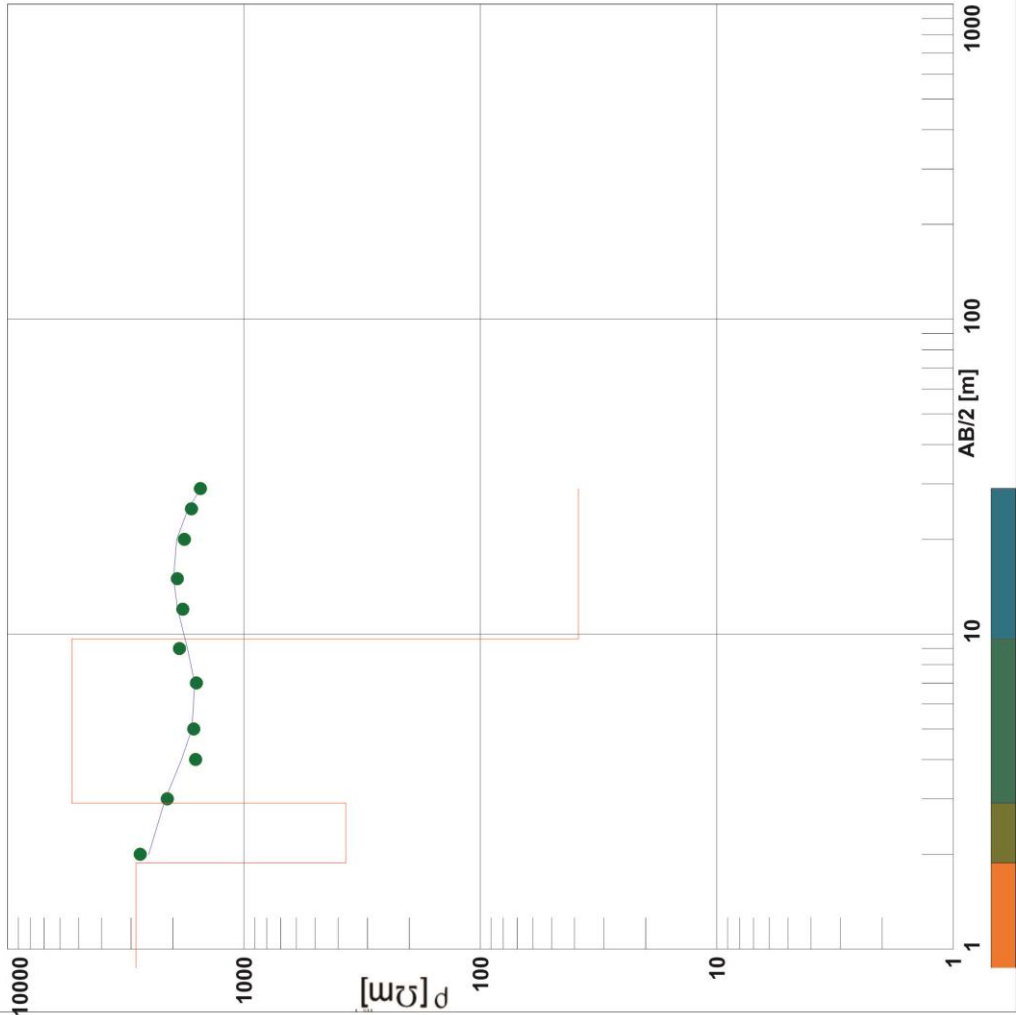
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	450.29	484.85
3.00	529.66	540.83
4.00	624.01	609.87
5.00	667.48	677.14
7.00	831.34	775.75
9.00	854.44	817.23
12.00	711.86	796.63
15.00	695.03	717.99
20.00	484.00	544.88
25.00	359.49	383.59
29.00	315.23	281.16

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1		2.46	2.46	450.58
2		2.86	5.32	2971.54
3				22.96

Referencias
● ρ Campo
∧ ρ Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	06-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
Silva Busso - Yermolin Saco José		

Antartida - S.E.V. 9



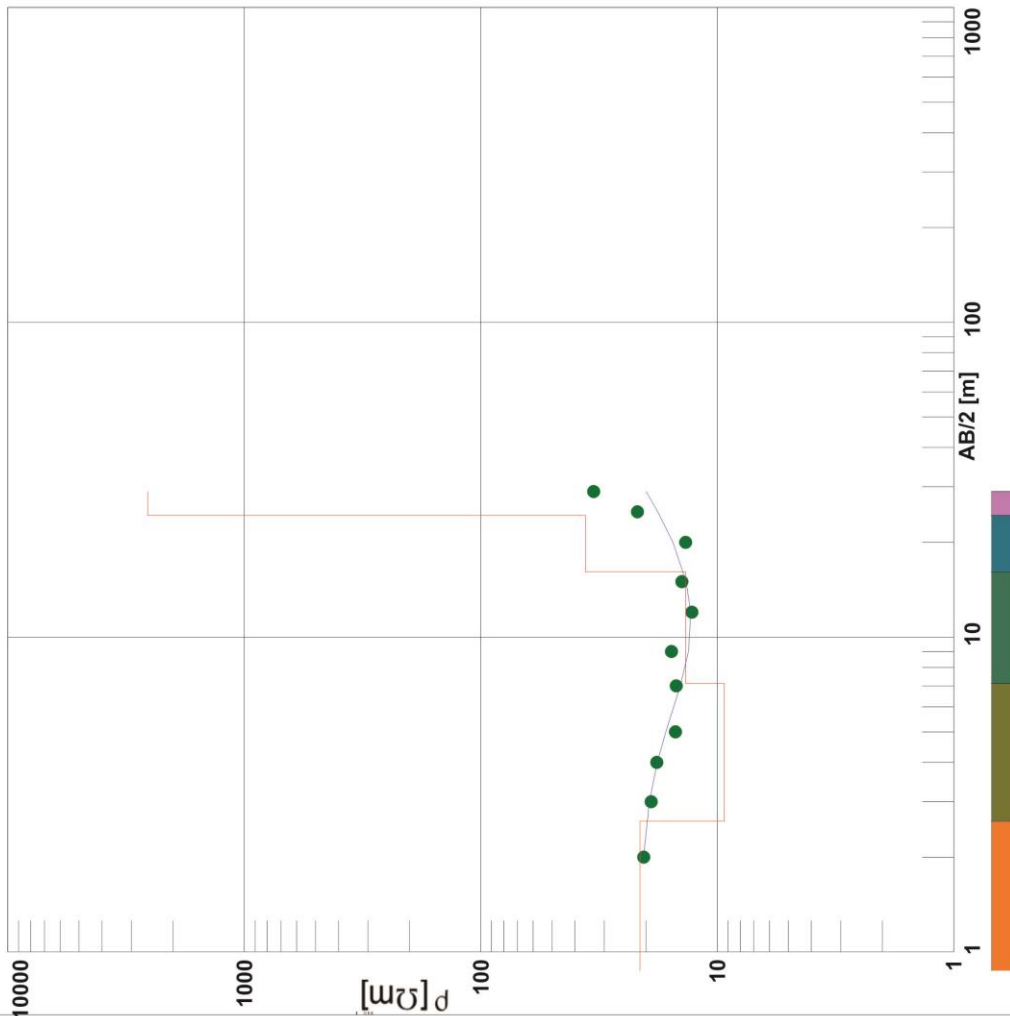
AB/2 [m]	Γ Campo [W/m]	Γ Teor. [W/m]
2.00	2745.87	2529.42
3.00	2108.63	2146.71
4.00	1602.03	1834.77
5.00	1630.80	1659.51
7.00	1587.30	1615.90
9.00	1873.49	1734.50
12.00	1813.33	1907.33
15.00	1911.89	1983.38
20.00	1785.69	1922.60
25.00	1665.93	1722.93
29.00	1527.68	1520.49

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	Γ Verd. [W/m]
1		1.88	1.88	2857.80
2		1.03	2.91	370.70
3		6.75	9.66	5332.81
4				38.53

Referencias	
●	Γ Campo
—	Γ Teórico
—	Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
Lat - Long	11-02-2006	IAA-INA
Operador		Intérprete
Silva Busso - Yermolin		Seco José

Antartida - S.E.V. 10



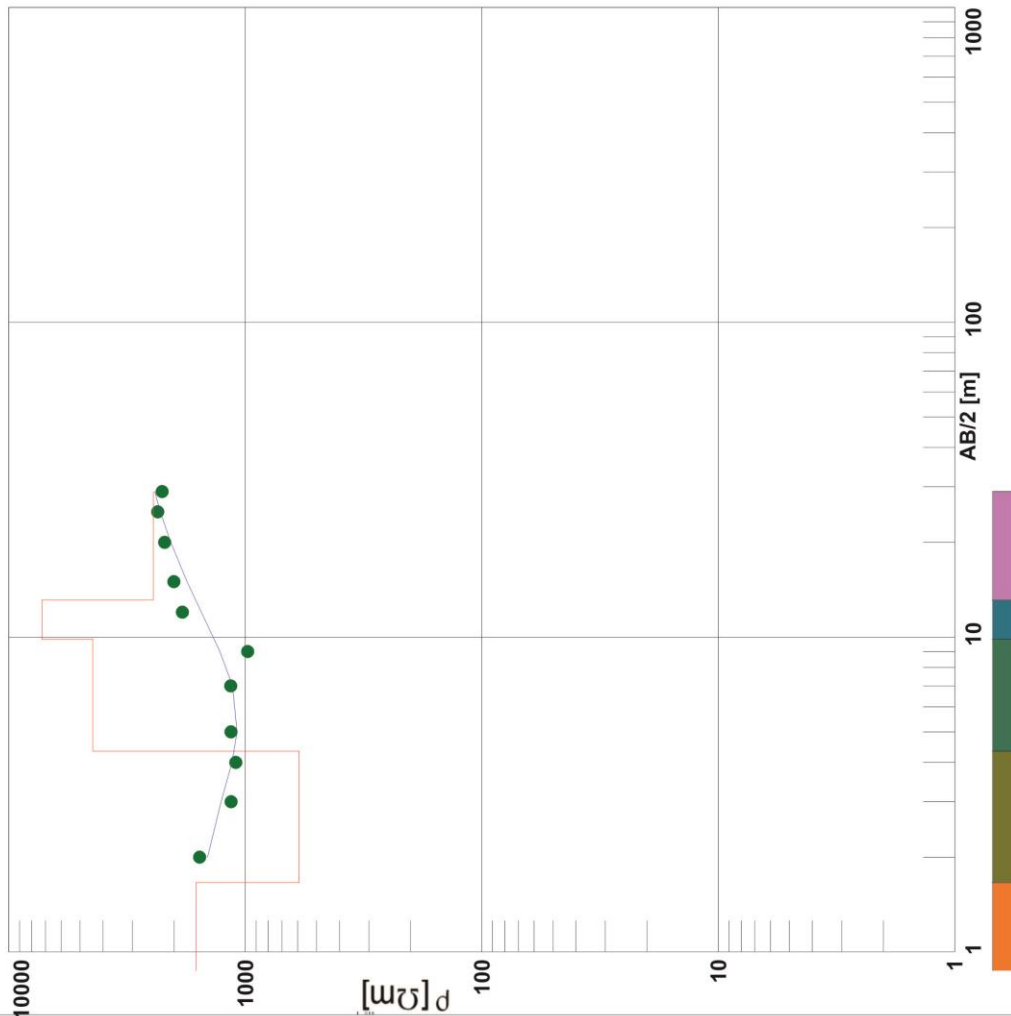
AB/2 [m]	r Campo [W/m]	r Teor. [W/m]
2.00	20.45	20.50
3.00	19.01	19.36
4.00	18.00	17.92
5.00	15.01	16.49
7.00	14.89	14.32
9.00	15.60	13.22
12.00	12.80	12.93
15.00	14.10	13.53
20.00	13.60	15.40
25.00	21.73	17.82
29.00	33.30	19.99

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	r Verd. [W/m]
1		2.60	2.60	21.19
2		4.52	7.12	9.34
3		8.99	16.11	13.58
4		8.24	24.35	36.12
5				2558.92

Referencias
● r Campo
< r Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
Lat - Long	17-02-2006	IAA-INA
	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. 11



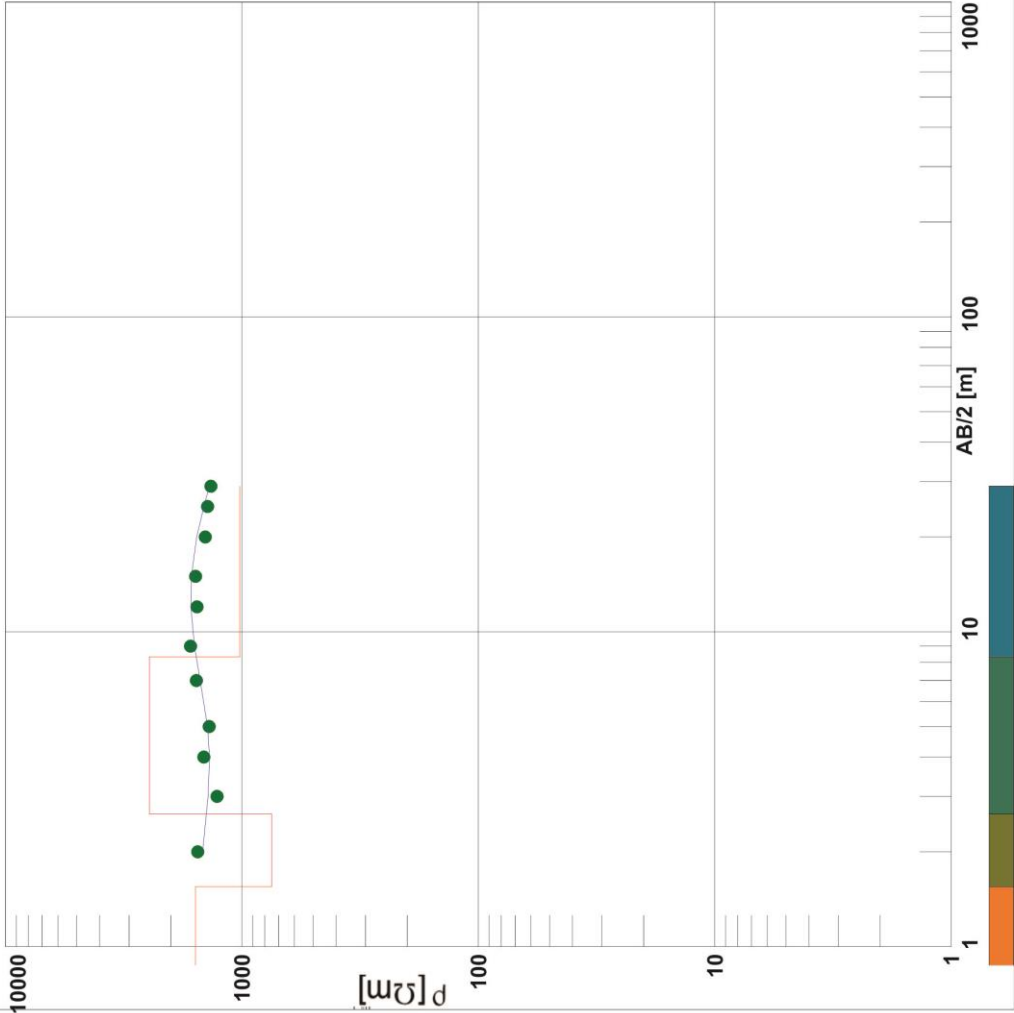
AB/2 [m]	Γ Campo [W/m]	Γ Teor. [W/m]
2.00	1560.00	1443.63
3.00	1146.83	1266.39
4.00	1096.80	1138.13
5.00	1149.82	1082.76
7.00	1151.70	1132.79
9.00	977.39	1281.44
12.00	1843.43	1534.84
15.00	2003.77	1763.77
20.00	2191.74	2067.10
25.00	2344.38	2286.09
29.00	2248.51	2413.86

Nº Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	Γ Verd. [W/m]
1	1.66	1.66	1612.30
2	2.68	4.34	592.13
3	5.50	9.84	4412.89
4	3.26	13.11	7241.58
5			2450.82

Referencias
● Γ Campo
< Γ Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	17-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. 12



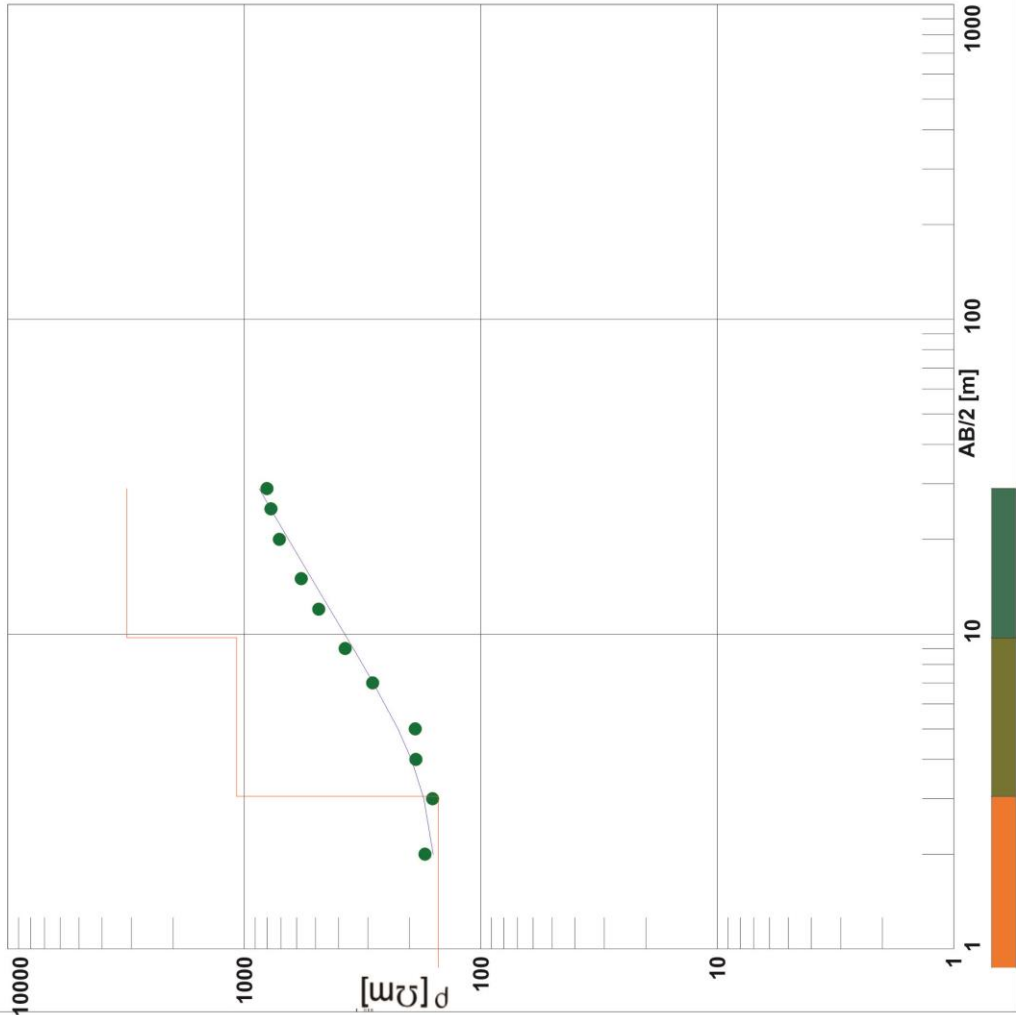
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	1539.13	1466.02
3.00	1273.74	1389.75
4.00	1447.90	1369.98
5.00	1375.07	1397.43
7.00	1556.06	1500.93
9.00	1649.65	1587.39
12.00	1547.20	1643.66
15.00	1569.56	1634.46
20.00	1427.28	1551.23
25.00	1396.52	1447.82
29.00	1352.36	1372.22

Nº Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1	1.55	1.55	1570.89
2	1.09	2.64	748.36
3	5.68	8.32	2463.20
4			1020.37

Referencias
● ρ Campo
< ρ Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
Lat - Long	17-02-2006	IAA-INA
	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. 13



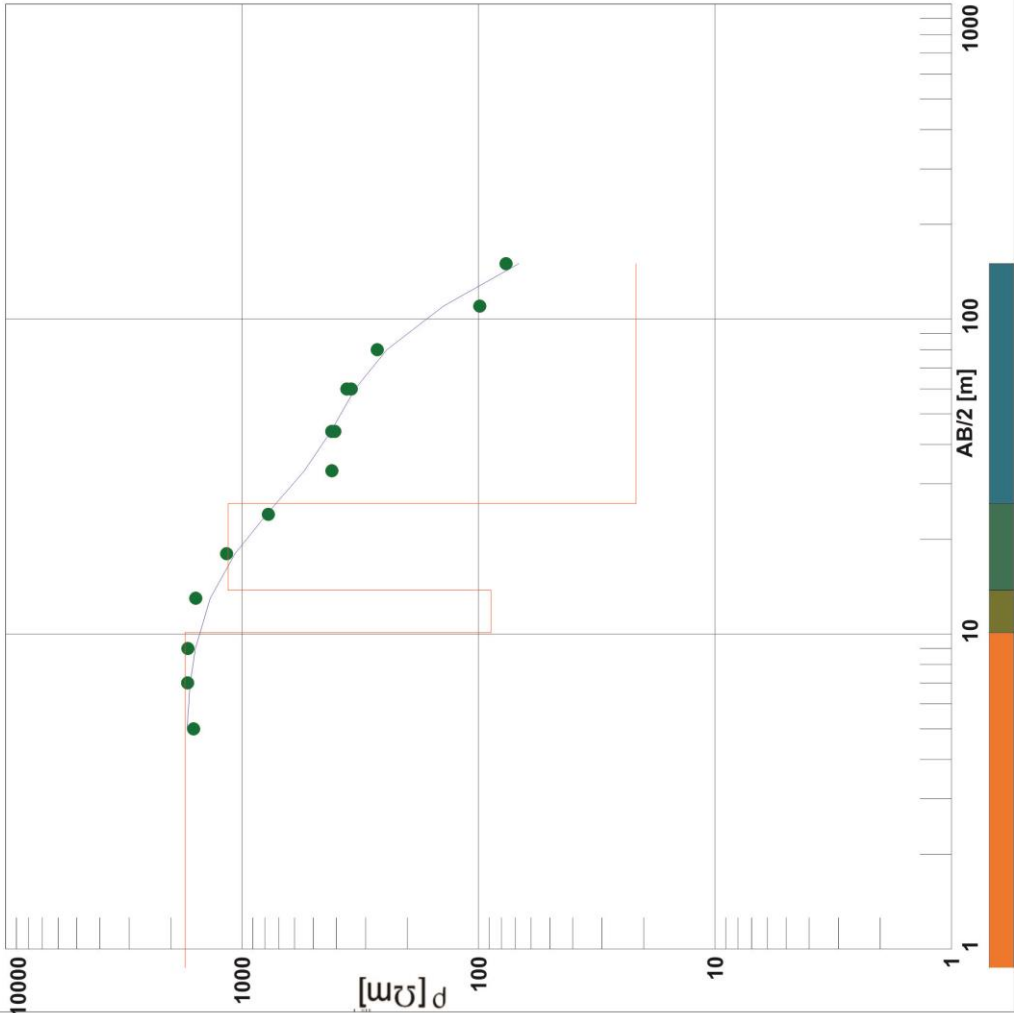
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
2.00	172.19	158.98
3.00	159.80	174.00
4.00	187.99	196.39
5.00	189.09	223.72
7.00	286.35	284.58
9.00	374.31	346.28
12.00	484.12	435.11
15.00	574.16	519.25
20.00	711.04	650.86
25.00	770.81	773.04
29.00	801.20	864.55

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1		3.05	3.05	151.08
2		6.69	9.74	1077.22
3				3137.70

Referencias
● ρ Campo
— ρ Teórico
— Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	17-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. I



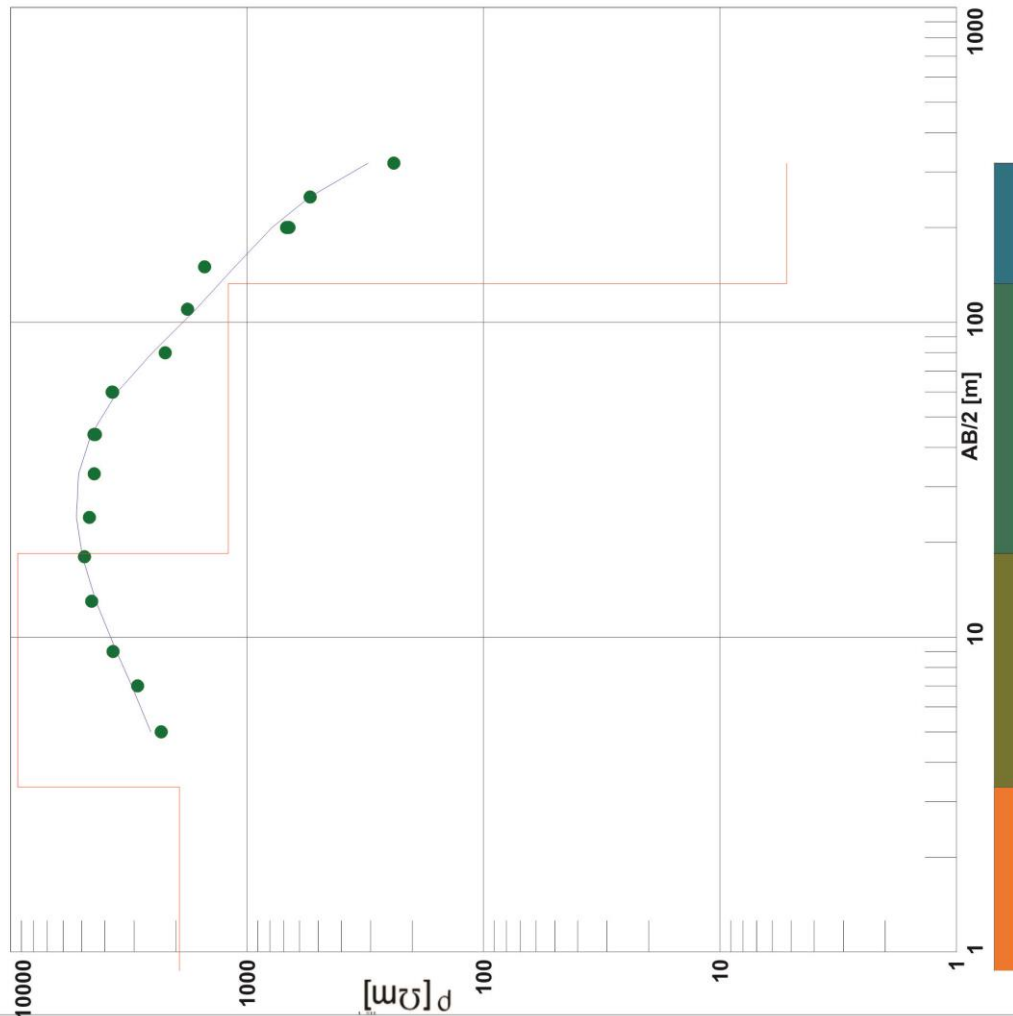
AB/2 [m]	γ Campo [W/m]	γ Teor. [W/m]
5.00	1602.53	1708.09
7.00	1699.02	1655.22
9.00	1695.20	1576.21
13.00	1571.18	1362.31
18.00	1162.23	1069.71
24.00	774.26	786.79
33.00	417.26	545.38
44.00	417.62	421.30
44.00	405.04	421.30
60.00	360.26	332.94
60.00	345.57	332.94
80.00	268.22	243.92
110.00	98.73	140.72
150.00	76.51	67.53

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	γ Verd. [W/m]
1		10.11	10.11	1743.18
2		3.68	13.79	88.63
3		12.14	25.93	1145.40
4				21.59

Referencias
● γ Campo
< γ Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	12-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin Seco José	

Antartida - S.E.V. II



AB/2 [m]	Γ Campo [W/m]	Γ Teor. [W/m]
200.00	664.44	783.54
250.00	541.11	542.96
320.00	239.38	307.73

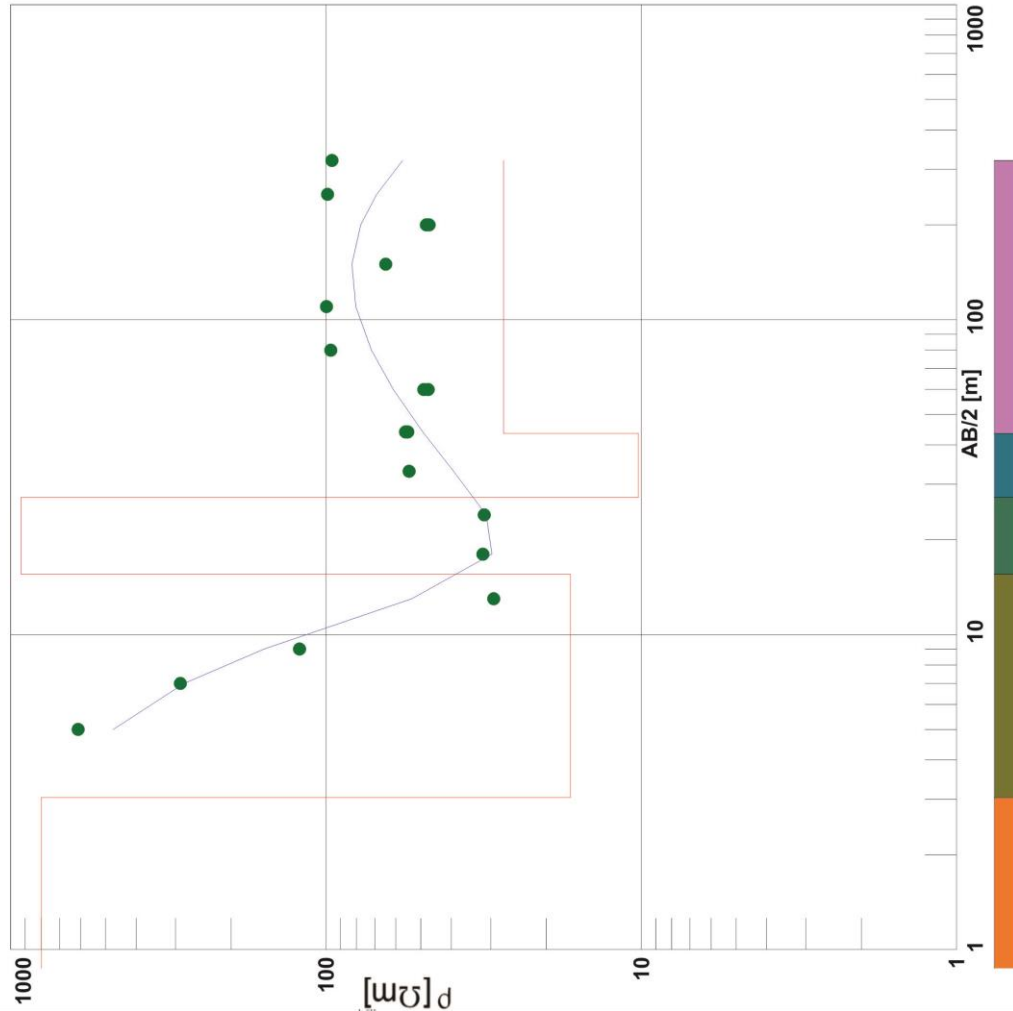
AB/2 [m]	Γ Campo [W/m]	Γ Teor. [W/m]
5.00	2307.39	2553.28
7.00	2902.34	3073.87
9.00	3685.23	3569.27
13.00	4536.85	4355.65
18.00	4870.18	4963.92
24.00	4636.11	5269.16
33.00	4427.17	5160.06
44.00	4379.17	4570.39
44.00	4442.49	4570.39
60.00	3723.71	3536.75
60.00	3702.10	3536.75
80.00	2218.63	2514.13
110.00	1785.16	1646.72
150.00	1511.47	1126.04
200.00	680.64	783.54

Referências	
●	Γ Campo
—	Γ Teórico
—	Corte Elétrico

Nº	Espesor	Profund.	Γ Verd.
Capa	[m]	[m]	[W/m]
1	3.34	3.34	1934.37
2	15.09	18.43	9335.90
3	114.14	132.57	1199.92
4			5.23

Perfil	Fecha	Comitente
	17-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. III



AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
200.00	48.02	77.53
250.00	98.82	69.02
320.00	95.67	57.12

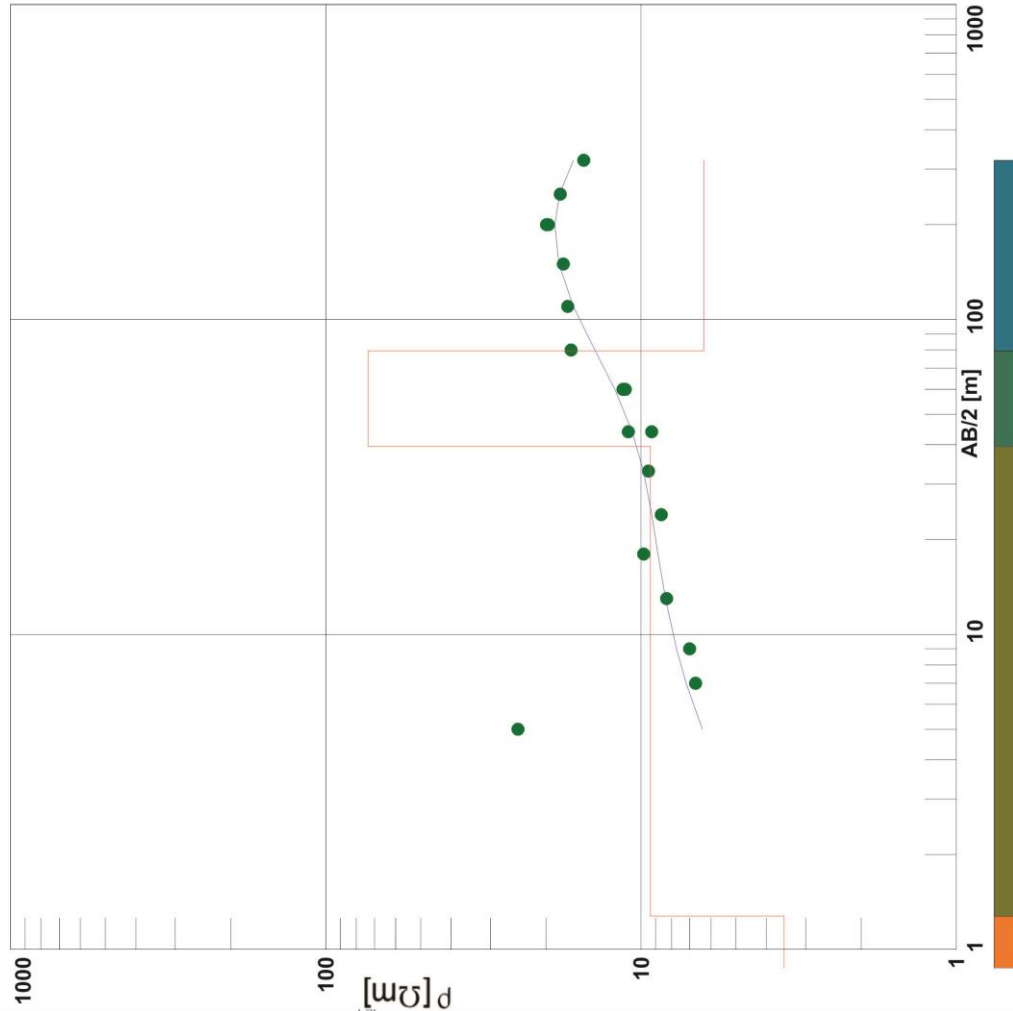
AB/2 [m]	ρ Campo [W/m]	ρ Teor. [W/m]
5.00	611.06	473.25
7.00	289.35	281.68
9.00	121.27	156.73
13.00	29.37	53.41
18.00	31.78	29.74
24.00	31.45	31.04
33.00	54.47	39.35
44.00	55.93	49.28
44.00	55.03	49.28
60.00	47.38	61.13
60.00	48.96	61.13
80.00	96.51	71.73
110.00	99.56	80.42
150.00	64.59	82.71
200.00	47.04	77.53

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	ρ Verd. [W/m]
1		3.04	3.04	798.66
2		12.50	15.54	16.77
3		11.70	27.24	927.67
4		16.32	43.56	10.20
5				27.32

Referencias
● ρ Campo
— ρ Teórico
□ Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	17-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin	Seco José

Antartida - S.E.V. IV



AB/2 [m]	Γ_{Campo} [W/m]	$\Gamma_{\text{Teor.}}$ [W/m]
200.00	19.65	18.75
250.00	18.03	18.13
320.00	15.19	16.37

AB/2 [m]	Γ_{Campo} [W/m]	$\Gamma_{\text{Teor.}}$ [W/m]
5.00	24.55	6.39
7.00	6.71	7.18
9.00	7.01	7.71
13.00	8.29	8.36
18.00	9.81	8.84
24.00	8.62	9.24
33.00	9.47	9.82
44.00	10.97	10.66
44.00	9.25	10.66
60.00	11.41	12.12
60.00	11.21	12.12
80.00	16.67	14.02
110.00	17.08	16.38
150.00	17.63	18.21
200.00	19.93	18.75

Nº	Capa	Espesor [m]	Profund. [m]	$\Gamma_{\text{Verd.}}$ [W/m]
1		1.28	1.28	3.52
2		38.23	39.50	9.34
3		40.00	79.50	73.32
4				6.33

Referencias
● Γ_{Campo}
— $\Gamma_{\text{Teórico}}$
— Corte Eléctrico

Perfil	Fecha	Comitente
	17-02-2006	IAA-INA
Lat - Long	Operador	Intérprete
	Silva Busso - Yermolin Seco José	

ANEXO II: MAPA GEOCRIOLÓGICO



Mapa Geociológico de Bahía del Diablo, Isla Vega, Antártida

