

CARACTERÍSTICAS DEL PERMAFROST COSTERO (CRIOPEG) CON EL USO DE TÉCNICAS GEOELÉCTRICAS, ARROYO DÍAZ, ISLA MARAMBIO, PENÍNSULA ANTÁRTICA

Adrián SILVA BUSSO¹, Yevgeniy YERMOLIN², Tamara MANOGRASSO CZALBOWSKI²

¹ Instituto Nacional de Agua, Ezeiza, Buenos Aires. E-mail: pntsas@ina.gov.ar

² Instituto Antártico Argentino, Ciudad de Buenos Aires. E-mails: tamaramc@dna.gov.ar, ivgen52@yahoo.com

RESUMEN

En las áreas costeras del norte de la península Antártica el *permafrost* suele poseer contenidos diferentes de hielo e incluso ausencia del mismo intercalando aguas dulces, salobres y salinas. Estos horizontes pueden estar estratificados entre sí con niveles que contienen hielo en diferente proporción. Esta zona particular del *permafrost* costero se conoce como *criopeg* y da lugar a un contraste resistivo natural que facilita el estudio de los procesos geocriológicos e hidrogeológicos mediante el uso de métodos geoelectrónicos 1D y 2D, que pueden ser interpretados en conjunto con el análisis de ciertos parámetros de la dinámica costera. Se ha elegido como zona de estudio la costa de la bahía López de Bertodano, entre la desembocadura del arroyo Díaz y cabo Bodman en la isla Marambio. La misma es una costa dominada por mareas de hasta dos metros de amplitud donde predomina el material limos arcilloso proveniente de la erosión de los afloramientos de la isla. Las sondeos geoelectrónicos estudiados permiten observar niveles resistivos superficiales de la capa activa con valores que oscilan entre 45- 75 ohm.m en zonas donde no ingresa la marea y valores entre 8 - 15 ohm.m en las zonas intermareales. Los mismos son muy discontinuos arealmente y en profundidad, al menos en los primeros 30 metros, y en superficie coinciden con los sectores intermareales y los valores resistivos más elevados se encuentran a mayor profundidad. Una interpretación posible es el efecto de la infiltración de agua salina del mar y su posterior mezcla con el hielo del *permafrost* coincidentemente en una zona de discontinuidad geológica como lo es el arroyo Díaz.

Palabras clave: *Criopeg, geoelectrónica, hidrogeología, costas, permafrost*

ABSTRACT

Permafrost coast characteristics with the use of geoelectrical methods, Díaz Creek, Marambio Island, Antarctica.

In northernmost coastal areas of Antarctic Peninsula, intercalations of ice and fresh, brackish and saline water can be present in permafrost in variable proportions. This particular area of coastal permafrost is called *criopeg* and shows natural resistive contrast which is useful for the study of hydrogeological and geocryological processes using 1D and 2D geoelectric methods. These processes can be interpreted in conjunction with certain coastal dynamic analysis. The study area is the Lopez de Bertodano Bay, located on northeast Marambio Island, between the mouth of the Díaz creek and Cape Bodman. There, main coastal process is tide with a two meters of media tidal range. Sediment composition of tidal flat is predominantly clay silt whose main origin is associated with island outcrops erosion. Geoelectric survey results indicate superficial resistive levels related to the active layer with values ranging from 45- 75 ohm.m in supratidal areas to 8- 15 ohm.m in intertidal areas. The last ones are very discontinuous at depth, at least in the first 30 meters. In surface they match up with intertidal areas. Higher resistive values are found deeper. One possible interpretation is the effect of saline water infiltration and subsequent mixture with permafrost ice following geological discontinuities such as the Arroyo Díaz.

Keywords: *Criopeg, geoelectric, hydrogeology, coasts, permafrost*

INTRODUCCIÓN

La isla Marambio pertenece al grupo de islas James Ross, ubicadas a unos 100 Km al sudeste del extremo norte de la península Antártica, sobre el mar de Weddell (Bahía López de Bertodano 56°43' Long O y 64°14' Lat S). La isla se extiende por aproximadamente 20 km en el sentido

SO-NE, y con un ancho máximo de 8 km en el sentido NO-SE. Una de las características salientes de la isla es la ausencia de glaciares así como de acumulaciones permanentes de nieve durante el verano. El relieve mesetiforme inclina levemente hacia el este, hasta la cota de 190 m s.n.m. y los flancos de la meseta son, en

cambio, abruptos, conformando inclinaciones que llegan a valores de 45 grados. El clima del área, es subpolar, con temperatura media en verano de -1 °C. El sistema hídrico superficial está dado por una serie de pequeños cursos de agua con régimen transitorio, activos sólo durante la época estival, que fluyen hacia las cuen-

cas con drenaje hacia el mar de Weddell. La actividad de los cursos de agua es variable aún dentro de una misma estación, dependiendo fuertemente de las condiciones meteorológicas (Silva Busso *et al.* 2000, Silva Busso *et al.* 2003). En toda el área de la isla se reconoce la presencia de permafrost cuyo espesor de descongelamiento estacional no es uniforme y varía con la época del año.

En las áreas costeras del norte de la península Antártica el permafrost suele poseer contenidos diferentes de hielo subterráneo e incluso ausencia del mismo intercalando aguas dulces, salobres y salinas. Estos horizontes pueden estar estratificados entre sí con niveles que contienen hielo en diferente proporción. El área de estudio puede verse en la figura 1 y corresponde a la costa de la bahía López de Bertodano, entre la desembocadura del arroyo Díaz y cabo Bodman aproximadamente. El objetivo de las investigaciones es realizar un estudio de caracterización del criopég en la zona de Bahía López de Bertodano con el apoyo de métodos geoléctricos como contribución al proyecto de “Hidratos de Metano” del Departamento de Geología del Instituto Antártico Argentino. La misma es una costa dominada por mareas hasta dos metros de amplitud donde predomina el material limos arcilloso proveniente de la erosión de los afloramientos de la isla.

ANTECEDENTES

En los estudios de *permafrost* es importante examinar la información geológica, hidrogeológica y geocriológica previa de la región para determinar el tipo de modelo conceptual bajo el cual se interpretará la información generada.

En la isla Marambio (Seymour) los afloramientos cretácicos-terciarios (Eoceno) afloran constituyendo una secuencia homoclinal de poca inclinación noreste-suroeste. En esta secuencia se han definido desde el sudeste la Formación Cross Valley (Elliot y Trautman 1982), la Formación Sobral (Rinaldi *et al.* 1978) y Formación La Meseta (Elliot y Trutman 1982) y la Formación Wilman (Elliot y Trutman,

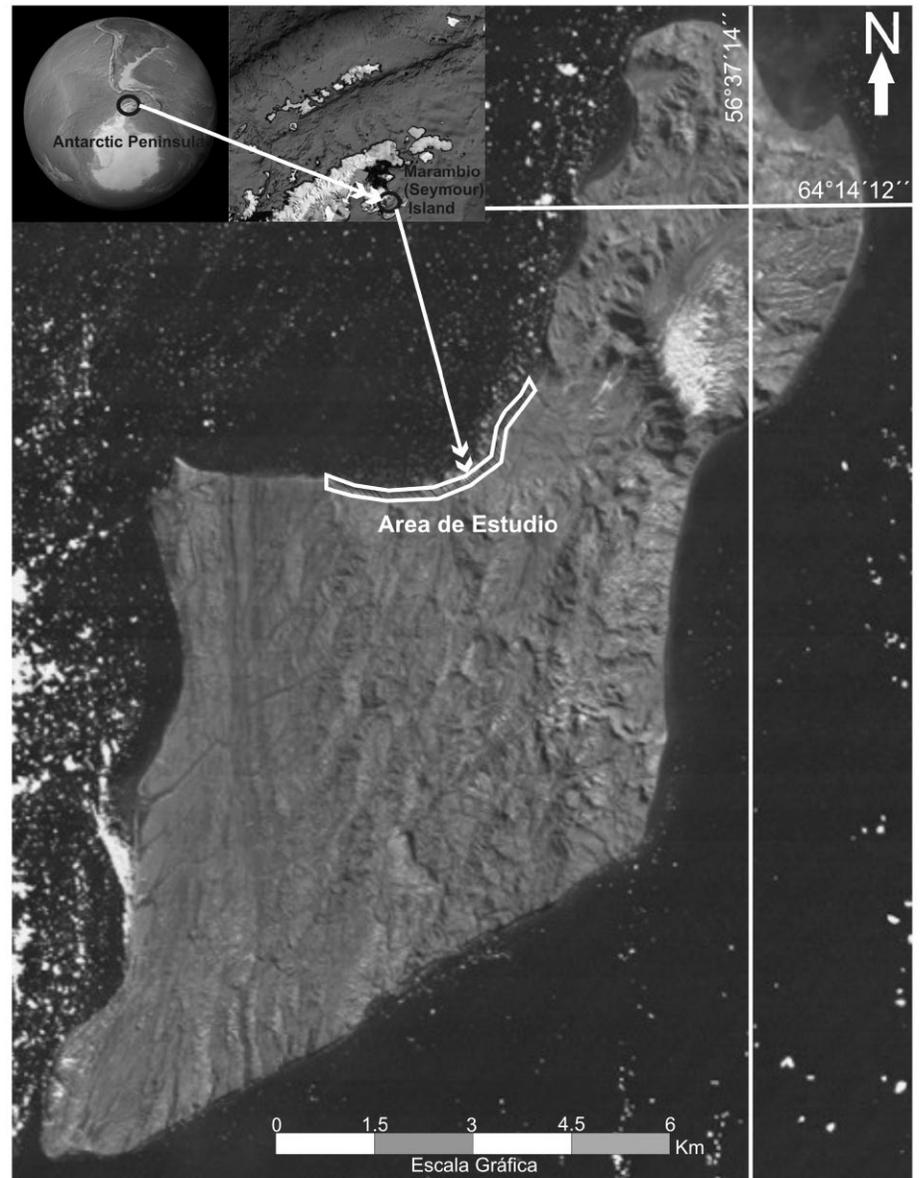


Figura 1: Área de estudio sobre Bahía López de Bertodano en la isla Marambio, Antártida.

1982) aún en revisión. Las mismas son, en general, de origen marino con abundante fauna fósil. El material suele ser poco consolidado y de bajo grado de diagénesis (Marensi 1995).

Apoyado en discordancia sobre la secuencia mencionada, ubicado en el tope de la meseta, se encuentra la Formación Weddell (Zinsmeister y De Vries 1983). La misma posee un espesor no superior de 5 metros (Marensi 1995) y se constituye de un conglomerado matrix-sosten. Los clastos varían desde el tamaño grava fina hasta verdaderos bloques de varios metros cúbicos de tamaño. La litología de los mis-

mos es muy diversa constituyéndose principalmente de plutonitas y metamorfitas y menor proporción en clastos de origen volcánico de composición basáltica y sedimentitas. La matrix es fundamentalmente areno-limosa. La arena suele ser muy fina a fina con niveles limosos intercalados. Esta Formación se puede interpretar como de origen glaciar de edad Pleistoceno Superior. Estos depósitos están ubicados en la región mesetiforme más elevada hacia el noreste de la isla a una altura de aproximadamente 200 m s.n.m.

El ambiente hídrico superficial y subterráneo de la isla Marambio es efímero y

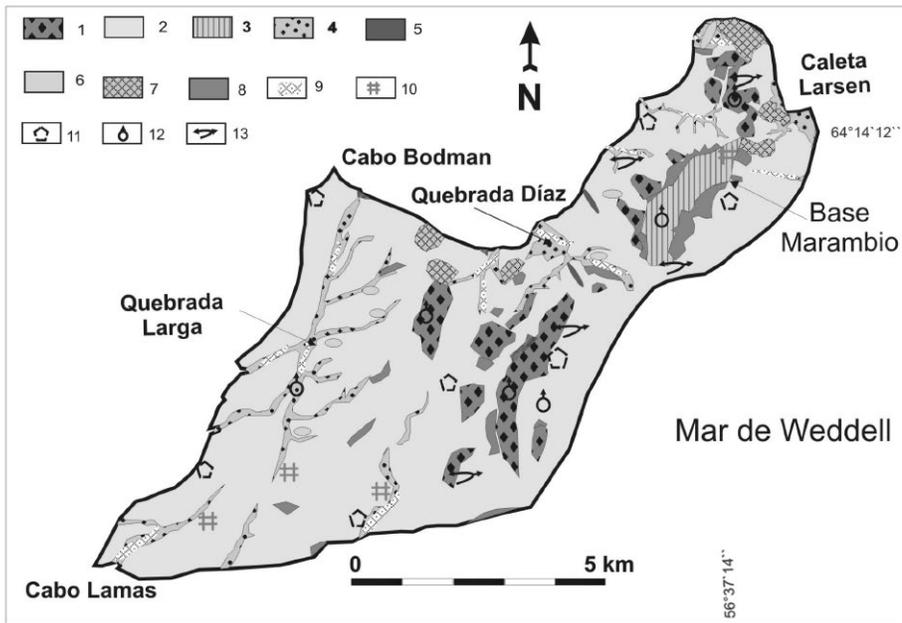


Figura 2: Mapa geocriológico de la isla Marambio (Ermolin 2009).

CUADRO 1: Características de las unidades geocriológicas de la figura 2 (Ermolin 2009)

Unidad	H mbbp	Tipo	CH (%)
1 Crioeluvium	0,4-0,8	Epigenética	3-9
2 Depósitos K-T	0,4-1,1	Epigenética	8-14
3 Morena del fondo Pleistoceno Superior	0,2-0,3	Singenética	12-18
4 Planicie aluvial y abanico diluvial de acumulación cuartaria	0,5-0,9	Singenética	14-18
5 Morena del fondo Pleistoceno Superior con hielos enterrados	0,4-0,5	Singenética	15-20
6 Depósitos crioeólicos	1,0-1,2	Singenética	35-45
7 Depósitos al pie de pendiente inclinada	1,2-1,3	Singenética	15-18
8 Sectores de acumulación fluvioaluvial	0,0-0,2	Singenética	15-25
9 Campo de icing		Crioformas	
10 Polígonos de cuñas compuestas		Crioformas	
11 Polígono seleccionado		Crioformas	
12 Extrusión criogénica		Crioformas	
13 Lóbulo de soliflucción		Crioformas	

estival. No existen en el área sistemas lacustres naturales y los presentes han sido creados por acción antrópica. El agua disponible en el sistema hídrico superficial posee dos orígenes: la ablación de las precipitaciones nívicas y el aporte del acuífero libre estival (Silva Busso *et al.* 2000 y Silva Busso 2003). La isla Marambio posee un sistema de cuencas hídricas superficiales y un desarrollo del agua supra-permafrost condicionado al descenso y espesor de la capa activa del permafrost local y sus variaciones. Según Silva Busso, (2009) la hidroquímica de las aguas superficiales y de *suprapermafrost* poseen una interrela-

ción muy significativa consecuencia de las particulares condiciones hidrológicas e hidrogeológicas. En Silva Busso *et al.* (2004) se ha determinado cierta relación entre la salinidad y las pendientes del terreno predominando pendientes entre 0,1-1 (5°-45°). Los valores de sales totales disueltas (TDS) oscilaron entre valores de 1.700-7.000 ppm. También se determinaron la relación entre la pendiente topográfica y las calidades químicas (TDS) de los cursos fluviales, a partir de los siguientes criterios de intersección: primero las áreas con pendientes menores de 0,1 y valores de sales totales disueltas mayores de 2.000

ppm y segundo las áreas con pendientes menores de 0,01 y valores de sales totales disueltas mayores de 4.000 ppm. Los sectores descubiertos de hielo son lugares clave para el estudio de las condiciones de la formación de *permafrost* y los procesos criogénicos. Los diferentes tipos genéticos de hielos macizos de constitución inicial y secundaria fueron distinguidos proponiéndose una clasificación regional para los hielos subterráneos en el permafrost epigenético y singenético del sector norte de la península Antártica (Ermolin 2009). Según el monitoreo de los procesos de congelamiento/descongelamiento estacional realizados durante los últimos tres años en la isla, el espesor de la capa activa y el régimen térmico de los suelos superficiales del permafrost es muy variable dependiendo de las condiciones medioambientales. El espesor mínimo se detectó en la meseta, donde alcanza los 0,4-0,5 m, mientras que el espesor máximo de 1,5-1.6 m, se midió en las pendientes suaves del norte y noroeste (Ermolin y Skvarca 2004). La isla posee mayoritariamente un tipo de permafrost seco (entre 3-7 % hielo subterráneo) y epigenético a partir la ocurrencia de depósitos modernos de edad Cuartario, la formación epigenética ocupa alrededor de 87 % de la superficie de la isla. El permafrost singenético está en las áreas de acumulación cuaternaria con hielos enterrados o de infiltración (Ermolin 2009). El mapa de la figura 2 tomado de Ermolin (2009) se representan las unidades geocriológicas en la isla Marambio. La tabla 1 describe las unidades indicándose el espesor de la capa activa (H) en metros de profundidad (mbbp) y el denominador indica el contenido volumétrico de los hielos enterrados en porcentaje (CH%) en la parte superior del permafrost.

La determinación del espesor y base del permafrost ha sido objeto de diversos estudios geofísicos (Fournier *et al.* 1990, Mamani *et al.* 1998) han interpretado estos límites o espesores en base a características resistivas de diferentes horizontes en profundidad o termométricas. En primer lugar debe considerarse que los métodos de análisis son indirectos y la ausencia de

perforaciones profundas dificulta una correlación adecuada entre la geofísica y la hidrogeología infrapermafrost. Los estudios geoelectrónicos realizadas por Fournier *et al.* (1990) realizaron una correlación en base a un modelo de integración de la información geoelectrónica y magnetotérmica extrapolando una interpretación en profundidad. Con el objeto de estudiar el *permafrost*, Fukuda *et al.* (1992), empleando el dispositivo Wenner, determinaron la existencia de diferentes capas resistivas. La interpretación de Fukuda *et al.* (1992) relaciona estos valores como atribuibles al *permafrost* cuyo límite inferior estaría cercano a los 200 metros estimándolo a partir de la perforación de estudio ubicada en la meseta. Sobre la traza de un perfil SO-NE atravesando la isla Marambio en el área de la meseta (desde las cuencas del arroyo Sofía hacia el arroyo Neckar) no se ha alcanzado la profundidad necesaria para llegar a la base del *permafrost* en el área de la meseta lo cual supone espesores de *permafrost* de más de 200 metros. Solo se alcanzaron niveles con resistividades bajas de entre 17-24 ohm.m a profundidades de entre 30-50 metros en los arroyos Sofía y Celia e incluso menores entre 5 - 9 ohm a profundidades muy someras entre 5 - 30 metros en la costa noreste de Marambio (arroyo Neckar). Estos niveles se consideran correlacionables con la base del *permafrost* e incluso niveles psamíticos *infrapermafrost* saturados de agua (dulce y/o salobre) muy discontinuos en las zonas costeras (Silva Busso 2009).

Según datos de sondeo eléctrico vertical (SEV) y de temperaturas medias anuales del aire del Servicio Meteorológico Nacional, Marambio tendría la base del *permafrost* a unos 190-220 m de profundidad, aunque este número puede variar según las condiciones superficiales locales y propiedades térmicas de suelo (Fournier *et al.* 1990, Fukuda *et al.* 1992). Según Borzotta y Trombotto (2004) Sobre la base de SEV proponen un espesor de *permafrost* de 250m para la meseta de Isla Marambio (Seymour) y en el noroeste de la isla Ross con el uso de sondeo eléctrico vertical interpretan espesores de entre 40-45m para las mesetas superiores y con

el uso de magnetotérmica 67m atribuyen de este desfase a la presencia de *criopeg*. Según Silva Busso *et al.* (2000), Silva Busso y Ermolin (2007) y Silva Busso (2009) mediante el uso de técnicas geoelectrónicas ajustan estos valores entre 55-120 m de espesor en las zonas de meseta y submeseta y de escasos metros en zonas costeras (*criopeg*).

METODOLOGÍA

El concepto se basa en la resistividad del subsuelo varía de acuerdo al contenido, tamaño y tipo de sedimentos, su porosidad y el grado de saturación de agua o contenido de hielo el rango de variación de la resistividad según el contenido de agua o hielo es muy amplio de tres o incluso más órdenes de magnitud (Orellana 1982). Esta propiedad hace que la resistividad sea un indicador de zonas con más o menos contenido de agua o hielo encontrándose relacionada directamente con la geometría de las unidades sedimentarias continentales del agua (en cualquier estado) en el subsuelo. Sus ventajas radican en que permite un reconocimiento indirecto de las propiedades del *permafrost* antártico.

En Argentina los métodos geoelectrónicos se han empleado para el reconocimiento de estructuras geológicas (Fazzito 2004) y también se destacan estudios previos donde se han aplicado estas técnicas en el *permafrost* de los andes argentinos (Trombotto *et al.* 1999 y Trombotto 2000). Durante la última década se han realizado estudios de este tipo en un área más amplia estudiada intensamente en los últimos cinco años que involucra a la isla Marambio, la isla Cerro Nevado, la península Brandy en isla Ross, al cabo Lamb y cabo del Buen Encuentro en isla Vega, la bahía Esperanza y cabo Welchness en isla Dundee y la península Potter en las islas Shetland (Silva Busso y Ermolin 2007, Silva Busso, 2009).

Se han realizado estudios geoelectrónicos 1D (sondeos eléctricos verticales) y 2D (tomografía eléctrica resistiva) y con los datos obtenidos de dichos estudios se interpretaron para obtener la distribución

de resistividades en el subsuelo y así poder correlacionarlos con la geocriología local. Se empleó un dispositivo de medición (resistivímetro) compuesto por instrumental de medición Fluke de 20 electrodos con un error medio de lectura inferior al 0,3%. El sondeo eléctrico vertical (1D) consiste en un dispositivo usado para la realización de sondeos eléctricos verticales (SEV) que consiste en una serie de determinaciones de resistividad aparente (ρ_a), efectuadas con el mismo tipo de dispositivo, una separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción, azimut constante y con el centro del segmento fijo. Existen varios arreglos o distribución de los electrodos aunque los más usados son Schlumberger y/o Wenner aunque normalmente se emplea el primero por ser más resolutorio en profundidad. El resultado es una curva denominada curva de campo o de resistividad aparente (ρ_a) que guarda relación con el comportamiento geoelectrónico del subsuelo inmediatamente debajo del punto medio del tendido. La finalidad del sondeo eléctrico vertical es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado partiendo de la curva de campo, encontrando una curva de resistividades verdaderas que se adecue a la zona de estudio.

Se han realizado estudio geoelectrónico 2D con método dipolo-dipolo En este caso la disposición de los electrodos puede ajustarse de acuerdo a la profundidad del sondeo, la resolución de resistividad en la vertical y horizontal deseada, las características geológicas, hidrogeológica o geocriológicas que se quieren estudiar y las posibilidades del equipo de medición. Existen distintas maneras de diagramar la geometría de los arreglos como en el caso anterior puede emplearse Schlumberger y/o Wenner, o incluso Dipolo-Dipolo y/o Polo-Dipolo. Normalmente se emplea dipolo-dipolo cuyas resolución y número de cuadrípolos es mayor proporcionando una mayor resolución lateral y profunda. En el arreglo dipolo-dipolo la distancia entre los dos electrodos de corriente es igual a la distancia de los electrodos de potencial.

De las ecuaciones que determinan la rela-

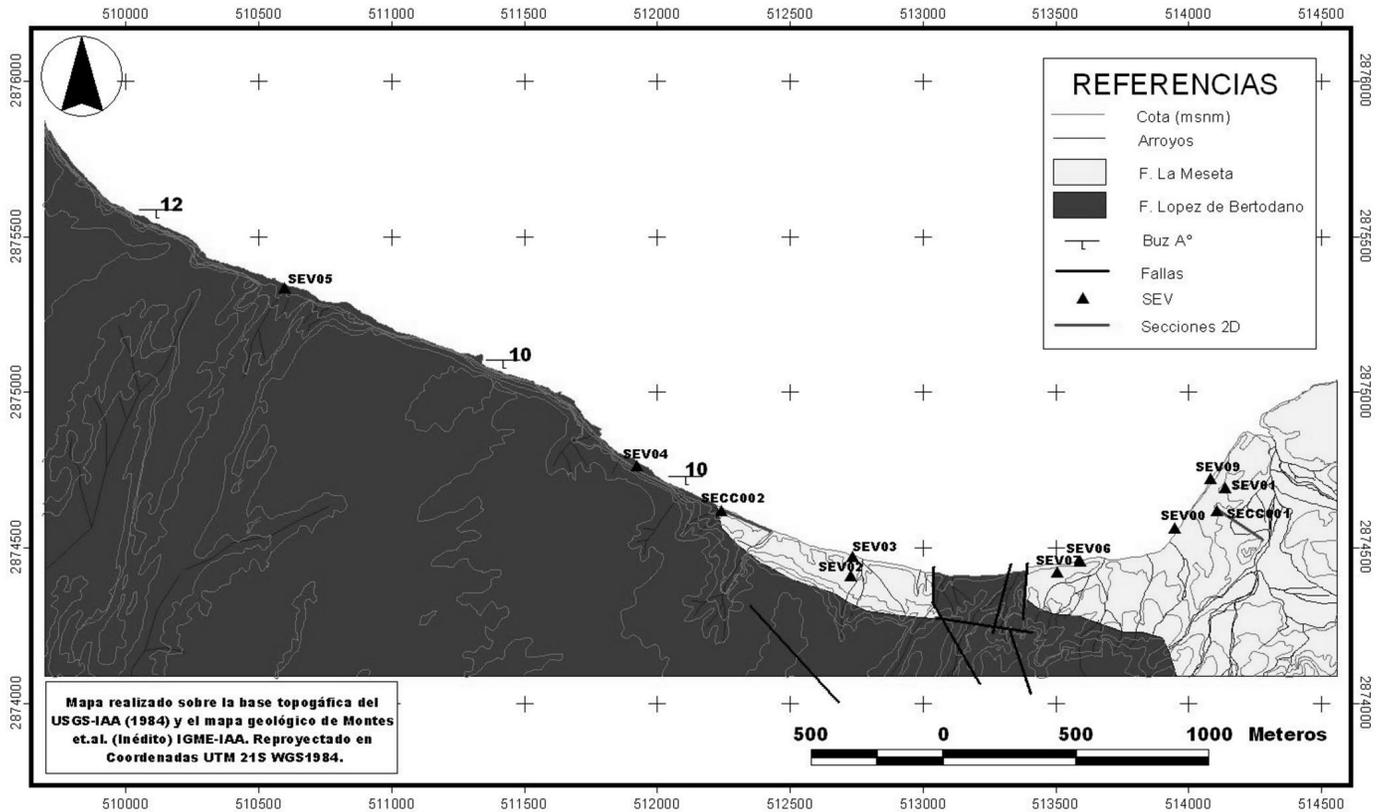


Figura 3: Mapa de ubicación de los sondeos eléctricos verticales y puntos de muestreo en la bahía López de Bertodano.

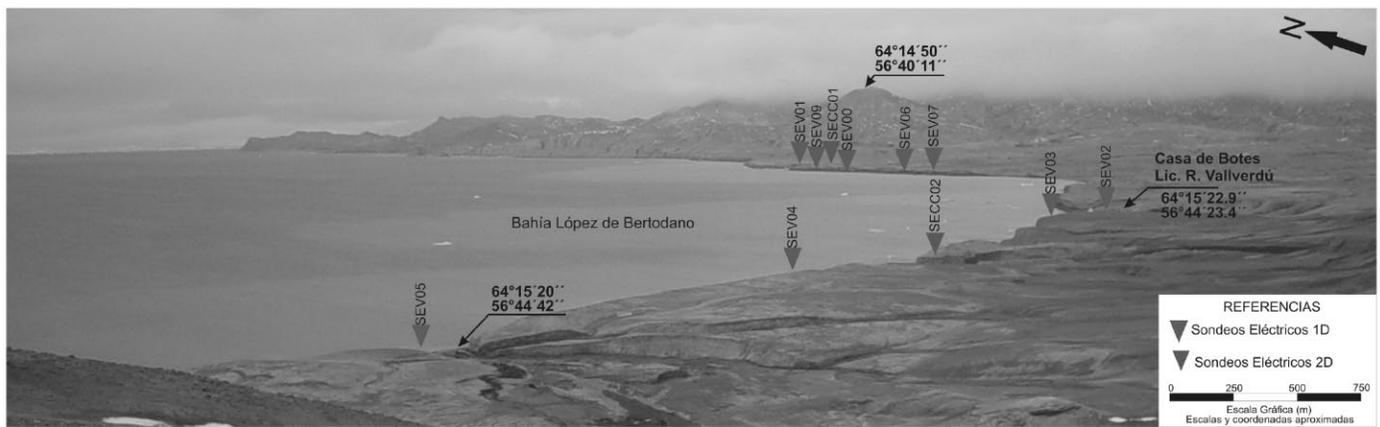


Figura 4: Foto con la ubicación relativa de los sondeos sobre la bahía López de Bertodano.

ción caída de potencial - intensidad (Orellana 1982, Fazzito 2004) determinan que la intensidad de la respuesta decae en relación inversa a la separación de electrodos siendo más débil cuanto mayor separación. Las investigaciones de tomografía eléctrica resistiva permiten estimar la distribución de resistividad en el subsuelo a partir de mediciones de una cierta propiedad física sobre la superficie, y tienen co-

mo finalidad reconstruir la geometría de estructuras moderadamente complejas. Esta zona particular del permafrost costero se conoce como criopeg y da lugar a un contraste resistivo natural que facilita el estudio de los procesos geocriológicos e hidrogeológicos mediante el uso de métodos geoelectrónicos 1D y 2D, que pueden ser interpretados en conjunto con el análisis de ciertos parámetros de la dinámica cos-

tera. Se realizó una nivelación topográfica detallada de las estacas de los tenidos geoelectrónicos 2D. La misma fue realizada con el uso de estación total. Esto permitió corregir la distribución de las resistividades en profundidad. La cartografía utilizada fue confeccionada en SIG a partir del mapa topográfico USGS-IAA, (1984) y el mapa geológico de Montes *et al.* (2007) re-proyectado en UTM 21S- WGS84.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los datos del presente trabajo corresponden a la campaña del verano austral del 2008 realizados en isla Marambio (Seymour). Para este estudio, se ha elegido la zona de desembocadura del arroyo Díaz y la costa de la bahía López de Bertodano en dicha isla. El mapa de la figura 3 y 4 presenta con más detalle el área de estudio y la ubicación de los sondeos 1D y 2D realizados para determinar las características del criopég.

Como se ha mencionado la geología de la isla posee un amplio reconocimiento de parte de diversos autores (op.cit.), en particular en las inmediaciones del arroyo Díaz y sobre el sector sur de la cuenca y su área costera se observan terrazas labradas sobre la Formación La Meseta aún presente en el registro. En esta zona, unos cientos de metros más al hacia el sur, se dispone en forma discordante sobre la Formación López de Bertodano. Aquí también formada por limos arenosos, arenas limo-arcillosas con niveles esporádicos de areniscas calcáreas mejor cementadas e intercalaciones de coquinas inclinando en secuencia homoclinal unos 10 grados hacia el noreste. En general ambas unidades se presentan en afloramiento intensamente diaclasadas y existen planos de falla de distinto rumbo mencionados por diversos autores (Macellari 1988, Montes *et al.* 2007). Esta última observación adquiere importancia en la interpretación geoeléctrica dado que condiciona la morfología del criopég en profundidad. Los sedimentos más modernos corresponde al aporte fluvial, fundamentalmente desde el arroyo Díaz, al llegar estos a la costa quedan sometidos al retrabado de la influencia mareal. Manograsso Czalbowski *et al.* (2010) ha realizado mediciones topográficas al suroeste del arroyo Díaz con el objeto de comprender la dinámica costera local. Dicho estudio define un conjunto de acantilados activos de entre 5 y 7 m de altura. Contiguo a éstos, se desarrolla una angosta playa de rodados de 6°40' de pendiente y luego una amplia playa areno-limosa de muy baja pendiente, que prácticamente es una planicie de marea (grad: $1,07 \times 10^{-3}$). Du-

CUADRO 2: Coordenadas de los sondeos eléctricos verticales 1D.*

SEV 1D	Northing (Y)	Easting (X)	Schlumberger AB/2 (m)
SEV00	2874497,19	513944	44
SEV01	2874649,02	514135,023	44
SEV02	2874317,74	512726,731	44
SEV03	2874390,8	512736,167	200
SEV04	2874731,53	511925,3	200
SEV05	2875402,26	510599,97	200
SEV06	2874374,74	513591,18	200
SEV07	2874330,67	513505,36	200
SEV09	2874682,9	514082,05	60

*(UTM 21S WGS84)

rante el periodo estival, cuando la bahía se encuentra libre de hielo marino, los procesos marinos más frecuentes son la acción mareal y luego el oleaje de forma subordinada. El régimen mareal es semi-diurno con desigualdades y mesotidal. La amplitud de marea calculada en base a un modelo del Servicio de Hidrografía Naval Argentino es de 2 metros en mareas promedio y 3 metros en mareas de sicigia. Estos valores de amplitud coinciden con los datos topográficos relevados. En la playa-planicie de marea, el sector intermareal presenta un ancho máximo de 160 metros en mareas de sicigia y uno medio de 47 metros. En las escarpadas desembocaduras de los arroyos, durante las pleamares se producen pequeñas ingresiones marinas que dan origen a cuerpos de origen salobre. Estos suelen extenderse hacia el continente en las ocasionales mareas meteorológicas producidas por las tormentas del cuadrante norte. El permafrost epigenético correspondiente a las sedimentitas de la Formación La Meseta (en la zona del arroyo Díaz) es prácticamente seco y presenta un porcentaje de hielo menor al 10% entre los primeros metros de profundidad. En el área la Formación López de Bertodano (en la zona costera de la bahía López de Bertodano) ocurre algo similar con porcentaje de hielo menor al 7-8% entre los primeros metros de profundidad. En ambos sectores la capa activa puede tener un espesor no mayor a 1,00 mbbp. Los sondeos geoeléctricos 1D y 2D estudiadas (Figs. 3 y 4) se han distribuido en la zona costera y la terraza inmediatamente elevada hacia el interior de la isla. Los cuadros 1 y 2 indican las coordenadas de cada SEV y sección 2D realizada.

CUADRO 3: Coordenadas de las secciones 2D.*

Sección 2D	Northing (Y)	Easting (X)	Dipolo - Dipolo (m)
SECC001	2874564,32	514106,44	200
SECC002	2874564,35	512241,4	200

*(UTM 21S WGS84)

Se eligió la zona costera y su zona de influencia inmediata con intención e evaluar la respuesta resistiva de las áreas con criopég. Al respecto es dado mencionar que se han intentado realizar sondeos en la zona de la planicie intermareal sobre la costa de la bahía López de Bertodano, pero no han tenido éxito debido a la baja resistividad de los horizontes superficiales por estar saturados de aguas salinas que reduce la profundidad de penetración de la corriente eléctrica (efecto pantalla salina o enmascaramiento de señal) el único presentado aquí con resultados interpretables es el SEV00. Por esta razón la ubicación de SEV 1D (SEV1 al 9) se restringió a los niveles de playa más cerca de los acantilados o la terraza inmediatamente sobre elevada. Donde fue posible se realizó en la costa y sobre la terraza posterior de forma alineada con intención de determinar el límite del criopég hacia el interior de la cota. En la zona costera donde aflora la Formación López de Bertodano los acantilados de la abrupta costa no permitieron realizar esto último por lo que los SEV 4 y 5 se encuentran separados casi 1000 metros. Los únicos sitios donde fue posible realizar un sondeo 2D (tendido SECC001 y SECC002) ha sido en la desembocadura del arroyo Díaz y en la playa costera de la bahía López de Bertodano.

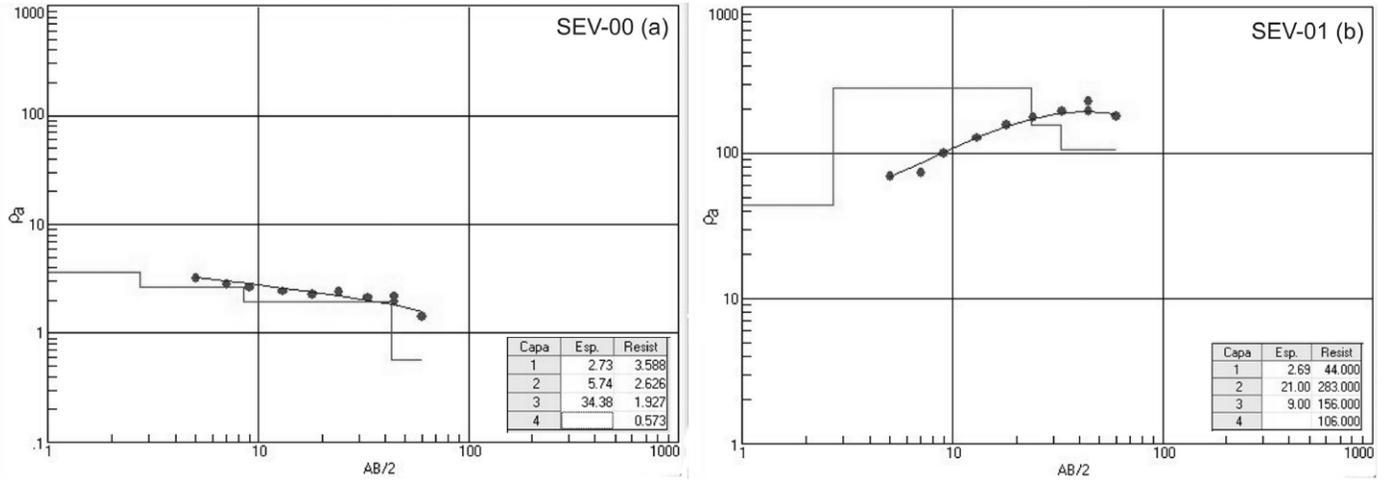


Figura 5: Interpretación geoelectrica de: a) SEV 00. b) SEV 01.

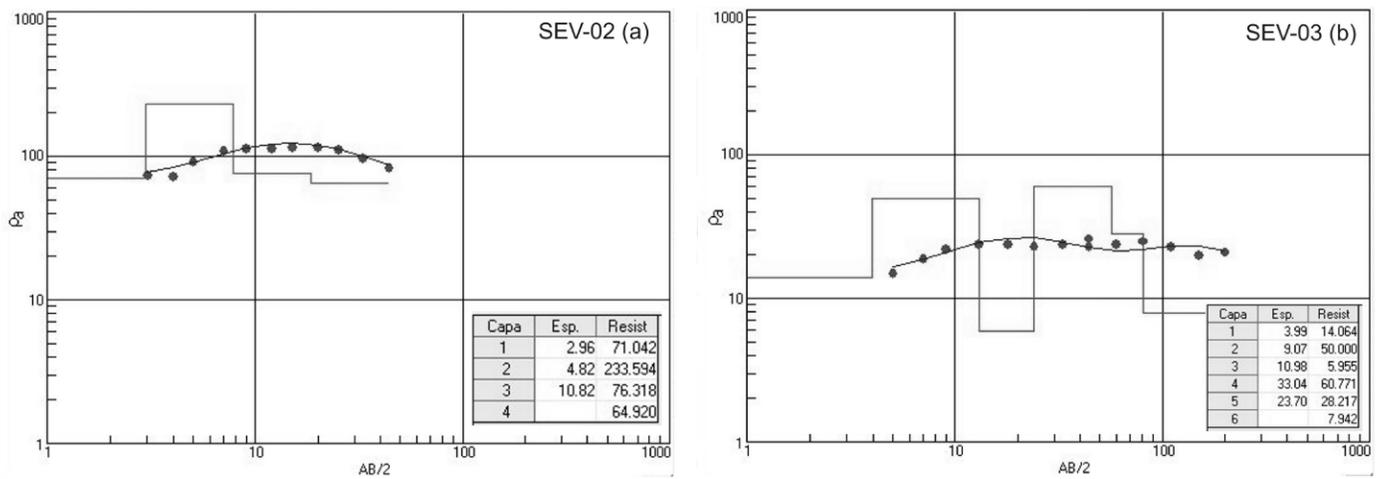


Figura 6: Interpretación geoelectrica de: a) SEV 02. b) SEV 03.

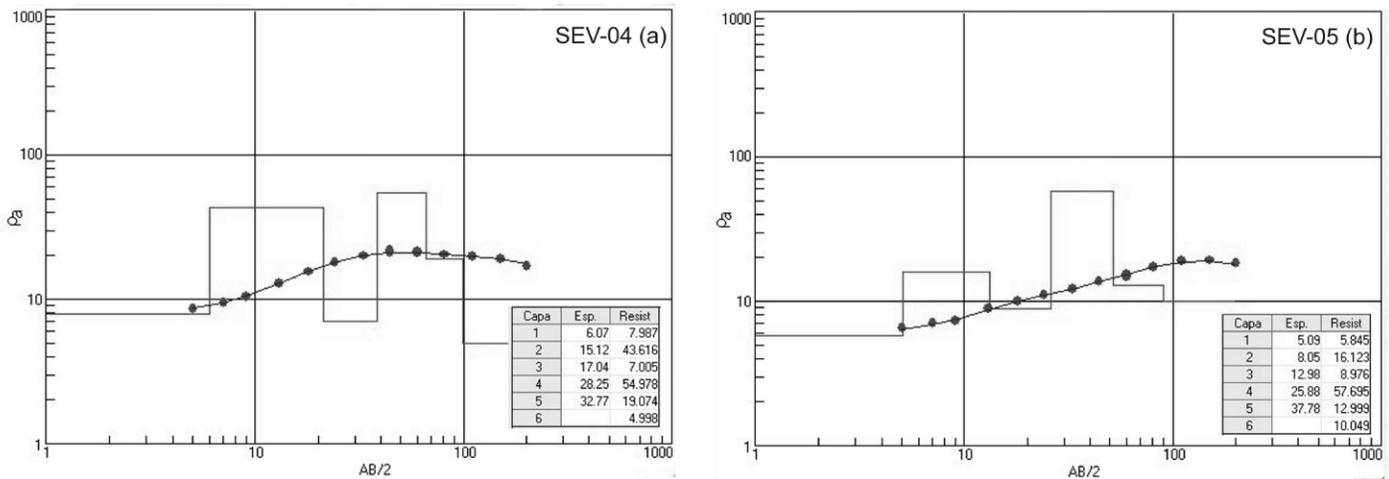


Figura 7: Interpretación geoelectrica de: a) SEV 04. b) SEV 05.

La primera de ellas recibe una influencia mareal más limitada en duración, extensión y profundidad (el mar la inunda total-

mente por un periodo de 2 horas aproximadamente) y además en bajar queda en parte expuesta de forma subaerea y en

recibe el aporte de agua salobre del arroyo Díaz o dulce proveniente de la ablación de la nieve. La segunda esta sobre la playa

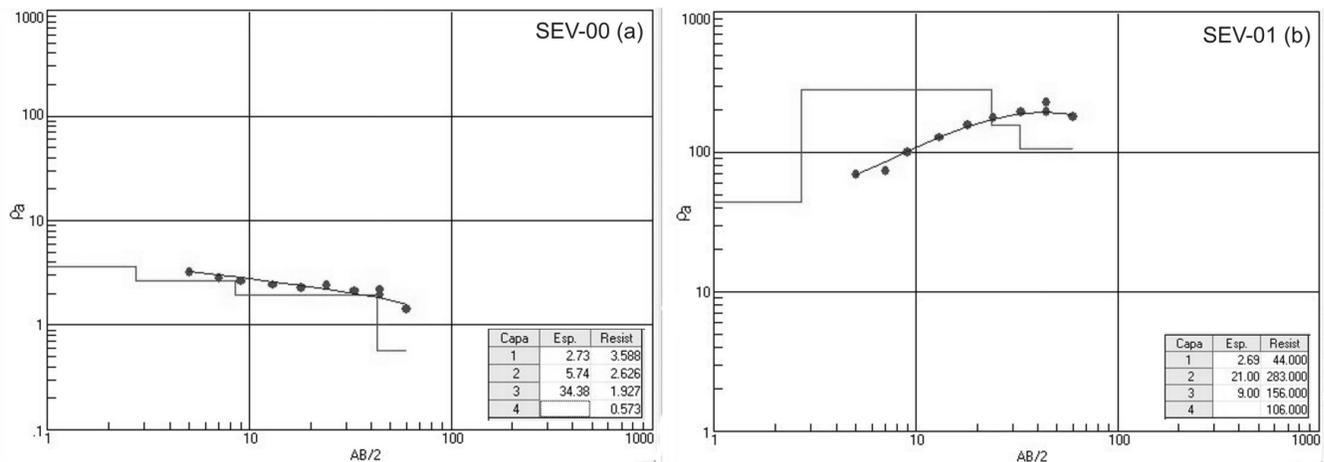


Figura 8: Interpretación geoelectrica de: a) SEV 06. b) SEV 07.

costera al pie de la terraza donde también recibe una influencia mareal más limitada en duración, extensión y profundidad similar al caso anterior. Las figuras 5 a 9 presentan las interpretaciones geoelectricas a partir de las curvas de campo de los SEV 1D.

Se realizó el tendido tipo Schlumberger con un AB/2 de 200 m, 60 m y 44 m dependiendo de la topografía del terreno. La interpretación de los sondeos permite definir horizontes resistivos que serán luego interpretados a partir de un modelo geocriológico e hidrogeológico.

Al respecto es importante considerar que la falta de pozos con información geológica, geocriológica e hidrogeológica es una limitante de las posibles interpretaciones, sin embargo, la isla posee una geología aflorante claramente visible y cortes de terreno en los cursos fluviales que permiten observar el permafrost. Otra cuestión importante de mencionar es que si bien la diversidad estratigráfica de la isla ha sido bien estudiada y definida a partir de su contenido fosilífero, litológicamente se trata de unidades similares compuestas fundamentalmente por material psamítico y pelítico intercalado en diferente proporción y potencia y de origen marino.

Esto último simplifica en buena medida la componente litológica de la respuesta resistiva dado que, el hielo en diferente proporción o el agua en diferente salinidad tendrían una mayor influencia sobre la misma. Además las interpretaciones posibles y los modelos propuestos están

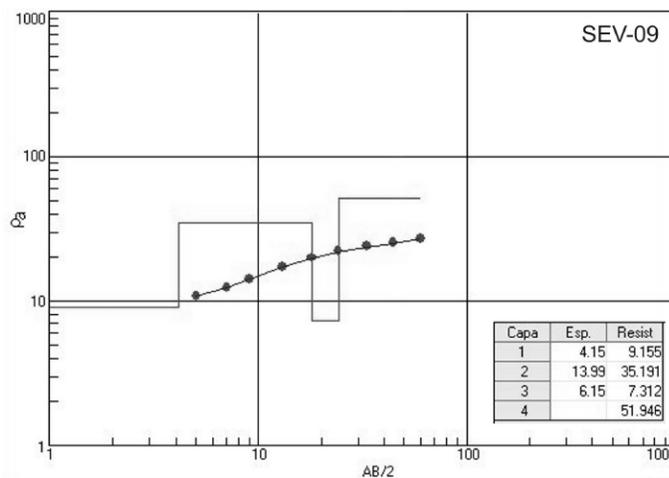


Figura 9: Interpretación geoelectrica del SEV 09.

sujetos a este aspecto de local de la geología. Por tratarse de un permafrost seco y de acuerdo a Ermolin (2009) se considerarán aquí contenidos de hielo relativos. Por lo tanto, se considerará bajo contenido de hielo a los valores inferiores al 3%, moderado a los valores entre 3-7% y altos a aquellos que superen el 7%. Esta clasificación es relativa al tipo de permafrost y contexto geológico de la isla Marambio. Estos elementos han sido el apoyo de las interpretaciones de los horizontes geoelectricos consecuentes de la interpretación de los sondeos 1D. De acuerdo a lo mencionado se ha definido:

Horizonte I: Resistividades comprendidas entre 35-75 ohm.m atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con mezcla de o alto contenido de hielo (>7%) y agua salobres.
Horizonte II: Resistividades comprendidas entre 15-25 ohm.m atribuibles a limos o

arenas y/o muy finas con mezclas de moderado (3-7%) o bajo (<3%) contenido de hielo y aguas saladas.

Horizonte III: Resistividades comprendidas entre 5-15 ohm.m atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con aguas salobres o saladas.

Horizonte IV: Resistividades comprendidas entre 1-5 ohm.m atribuibles a arcillas y limos con aguas saladas.

Horizonte V: Resistividades comprendidas entre 75-100 ohm.m atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con bajo contenido de hielo (<3%).

Horizonte VI: Resistividades comprendidas entre 100-250 ohm.m atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con moderado contenido de hielo (3-7%).

Horizonte VII: Resistividades comprendidas entre 250 ohm.m (o más) atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con alto con-

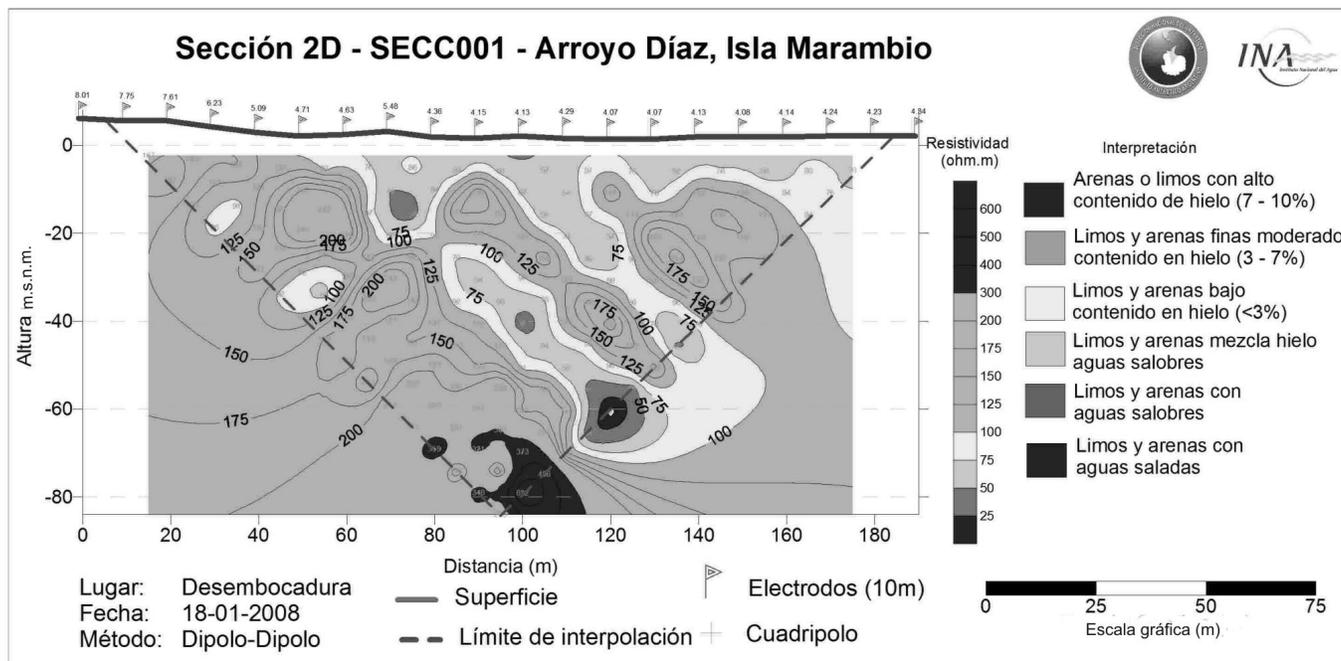


Figura 10: Interpretación sugerida para el crioepeg en la desembocadura del arroyo Díaz.

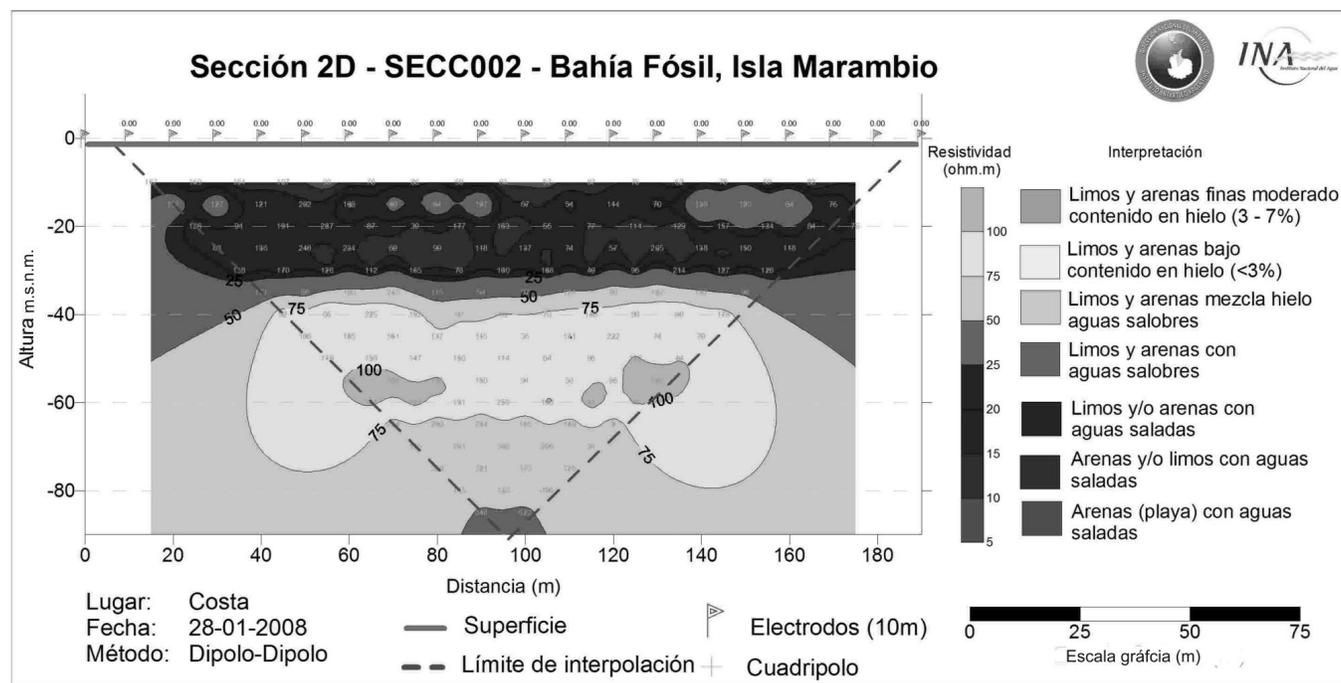


Figura 11: Interpretación sugerida en la zona costera de la bahía López de Bertodano.

tenido de hielo (>7 %).

Horizonte VIII: Resistividades comprendidas entre 40-70 ohm.m atribuibles al desarrollo de la capa activa en limos o arenas y/o muy finas.

Esta es la propuesta de interpretación

que surge como la más adecuada y consecuente con las premisas antes mencionadas. Indudablemente, la inclusión futura de pozos paramétricos permitirá afinarla o modificar algún aspecto.

Los resultados e interpretación de los

tendidos 2D realizados (SECC001 y SECC002) se presentan en las figuras 10 y 11. Las secciones de resistividad aparente o pseudosecciones presentan el área de interpolación confiable entre líneas punteadas rojas. El tendido de tipo dipolo-dipolo

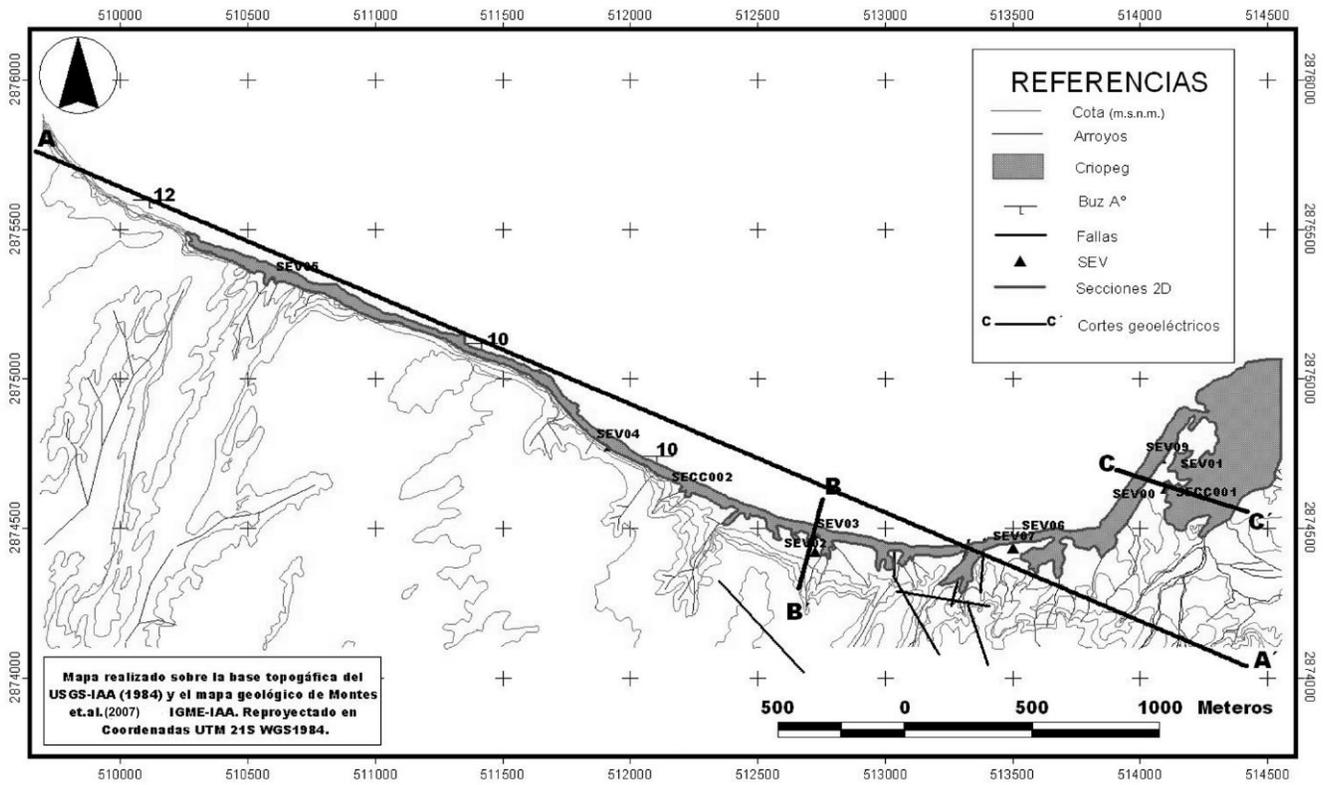


Figura 12: Área costera propuesta para la extensión del criopeg en la bahía López de Bertodano.

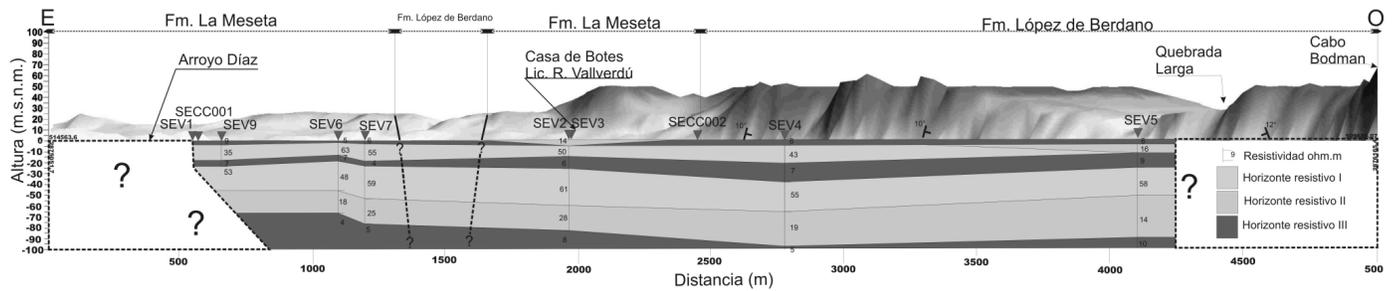


Figura 13: Corte geoelectrico A-A con la distribución del criopeg a partir de la geoelectrica 1D.

posee una longitud total de 200 m separados a intervalos de 10 m entre estacas lo que permite una profundidad de penetración máxima de 80 mbbp. Se eligieron dos lugares para la ejecución de las pseudosecciones, la planicie de mareas en la desembocadura del arroyo Díaz (Fig. 10) y sobre la costa de la bahía López de Bertodano cercano de la casa de botes Vallverdú (Fig. 11). El primero (Fig. 10) presenta una distribución de sus resistividades aparentes discontinuas observándose dos anomalías de más baja resistividad en la zona central del área de interpolación eficaz que presenta cierta alineación paralela. El se-

gundo (Fig. 11) muestra una distribución de resistividades mas regular en profundidad con áreas o “franjas” bien definidas has la gran anomalía en la zona central de la pseudosección con resistividades más elevadas. Si bien, por las características del método no se define horizontes resistivos verdaderos como en los sondeos 1D, si se pueden establecer rangos de resistividades aparentes (que no necesariamente coincidirán con las verdaderas) que se interpretarán sobre la base de las mismas premisas definidas anteriormente. En estos casos la falta de perforaciones paramétricas es también una limitante de la inter-

pretación.

Resistividades aparentes: comprendidas entre a 5-10 ohm.m atribuibles a arenas con aguas saladas (sedimentos de playa).

Resistividades aparentes: comprendidas entre a 10-15 ohm.m atribuibles a arenas con aguas saladas.

Resistividades aparentes: comprendidas entre a 15-25 ohm.m atribuibles a arenas y limos con aguas saladas.

Resistividades aparentes: comprendidas entre 25-50 ohm.m atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con agua salobres.

Resistividades aparentes: comprendidas entre 50-75 ohm.m atribuibles a limos o

arenas y/o muy finas con mezclas de diverso contenido de hielo y aguas salobres. *Resistividades aparentes*: comprendidas entre 75-100 ohm.m atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con bajo contenido de hielo (< 3%).

Resistividades aparentes: comprendidas entre 100-300 ohm.m atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con moderado contenido de hielo (3-7 %).

Resistividades aparentes: comprendidas entre 300 ohm.m (o más) atribuibles a limos o arenas y/o muy finas con alto contenido de hielo (> 7%).

Sobre la base de esta discriminación la sección 001 (Fig. 10) muestra la distribución y geometría del criopeg desarrollado paralelamente en una sección de la planicie de mareas. Esta alineación puede deberse a la infiltración de agua salada aprovechando discontinuidades en el sedimento (estratificación, callamiento, etc.) que favorecen el movimiento vertical del agua salada del mar a través de los sedimentos. Estas áreas también coinciden en superficie con los canales de retroceso de marea zona donde el tiempo de residencia del agua marina durante la bajamar es mayor favoreciendo la infiltración. Esta sección resulta de interés particular porque es un buen ejemplo de la influencia que las estructuras y/o estratigrafía podrían tener en la génesis del criopeg, donde la infiltración de agua salina del mar y su posterior mezcla con el hielo del permafrost coincidentemente en una zona de discontinuidad geológica como lo es el arroyo Díaz. La sección 002 muestra la distribución y geometría del criopeg en la línea costera de la bahía López de Bertodano donde la duración de la inundación mareal (durante la pleamar) es menor que en el caso anterior. Los primeros 30 metros muestran un regular aumento de la resistividad aparente que se interpreta como la consecuencia de la infiltración de agua marina con anomalías de mayor o menor salinidad o litologías sensiblemente menos permeables. A partir de los 35 mbbp y hasta los 60 mbbp se observa una anomalía resistiva con valores entre 75 ohm.m e incluso superiores a 100 ohm.m que se ha interpretado parte del permafrost con di-

versos contenidos y hielo. La geometría el mimos parecería discontinua y se proyectaría desde la costa unos decenas de metros hacia la planicie de mareas de la bahía López de Bertodano (que se deduce de lo interpretado previamente en los sondeos 1D). Esta sección resulta de interés por esta anomalía o “visera” de permafrost con contenidos de hielo bajo y moderado podría ser relicto y previa a la última ingresión del mar en la zona de la bahía López de Bertodano, situación que podría verificarse en otros sitios de la bahía.

Sobre la base de la interpretación de los sondeos 1D se ha definido el área del criopeg en la zona costera de Bahía López de Bertodano presentados en la figura 12. Esto se ha definido en función de los cortes geoelectricos de las figuras 13, 14 y 15. El área de criopeg involucraría fundamentalmente la zona costera de playa, las zonas de desembocadura y planicies de inundación de los arroyos por debajo de la cota 5 m s.n.m. y algunas decenas de metros en la planicie e mareas de Bahía López de Bertodano (Fig. 12).

La figura 13 muestra el corte geoelectrico A-A' donde se observa la alternancia de niveles de diferente resistividad atribuibles a los horizontes ya definidos previamente. Esta alternancia ha sido ya mencionada e interpretada puntualmente en otras zonas del Archipiélago James Ross (Silva Busso 2009) pero esta es la primera interpretación a lo largo de un perfil costero de varios kilómetros de una zona tan definida y característica como la bahía López de Bertodano. Dado que los métodos 1D asimilan la respuesta resistiva en capas y el número de sondeos realizados no es lo suficientemente grande, no es posible discriminar el efecto que las estructuras podrían tener en esta distribución pero es dable esperar que en las zonas donde la litología presente discontinuidades estratigráficas o estructurales la geometría del criopeg se asemeje a la SECC001 (Fig. 10). Lo mismo cabría esperar de las “viseras” de permafrost con hielo que se observan en la SECC002 (Fig. 11) asimiladas en este corte como capas de resistividad constante y correlacionadas linealmente. Las figuras 13 y 14 muestran dos circunstan-

cias particulares del criopeg sobre la costa de Bahía López de Bertodano.

La figura 13 señalada como corte geoelectrico B-B' presenta el límite y geometría del criopeg en zonas de cauce y desembocadura de los arroyos la bahía donde se observa el acuñamiento del horizonte resistivo III correspondiente a la interfase salina mezclada con las aguas más salobres o dulces del talik abierto de los arroyos. Hacia la planicie se propone que por tratarse de la ingresión de aguas líquidas y saladas la interfase deberá responder al perfil de ingresión salina de la ley de Ghyben-Herzberg (en Custodio 1983). La figura 14 señalada como corte geoelectrico C-C' presenta el límite y geometría del criopeg en las regiones costeras barrancosas. En este caso la geometría parece más restringida al área de playa con valores resistivos muy contrastantes con los medidos sobre la barranca que son típicos del permafrost e la isla. Al igual que el caso anterior consideramos que en las zonas donde la ingresión de agua salada líquida se manifiesta responderá a la ley de de Ghyben-Herzberg (en Custodio 1983) y donde existe mezcla de aguas saladas y hielo subterráneo sería más irregular.

CONCLUSIONES

En particular, conscientes de la falta de pozos paramétricos, entendemos que esta propuesta de modelo geocriológico para el área de estudio constituye la interpretación más adecuada de otras posibles sin excluir la posibilidad de modificaciones a consecuencia de futuros alumbramientos de nueva información geocriológica que permita mejorar este modelo. La zona de estudio posee una continuidad litológica que permite interpretar los cambios de resistividades como más relacionados con cambios de salinidad y contenido de hielo que con la propia litología. El criopeg en la zona de la bahía López de Bertodano posee una configuración particular, en cierta forma relacionada con los cambios del nivel del mar durante el holoceno y pleistoceno superior lo que determina una costa de génesis relativamente reciente. Esto restringe al criopeg a una zona la-

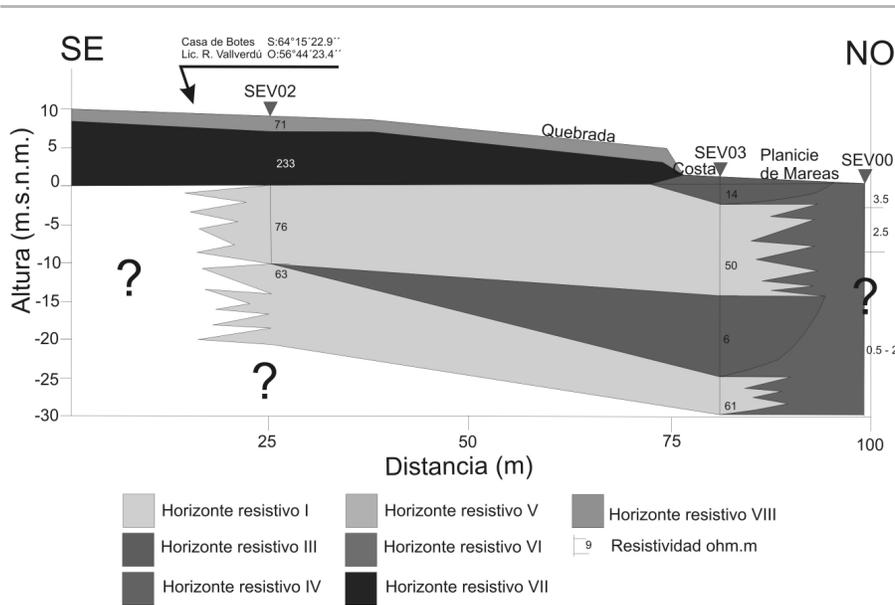


Figura 14: Corte geoelectrico B-B' con la distribución del criopég a partir de la geoelectrica 1D.

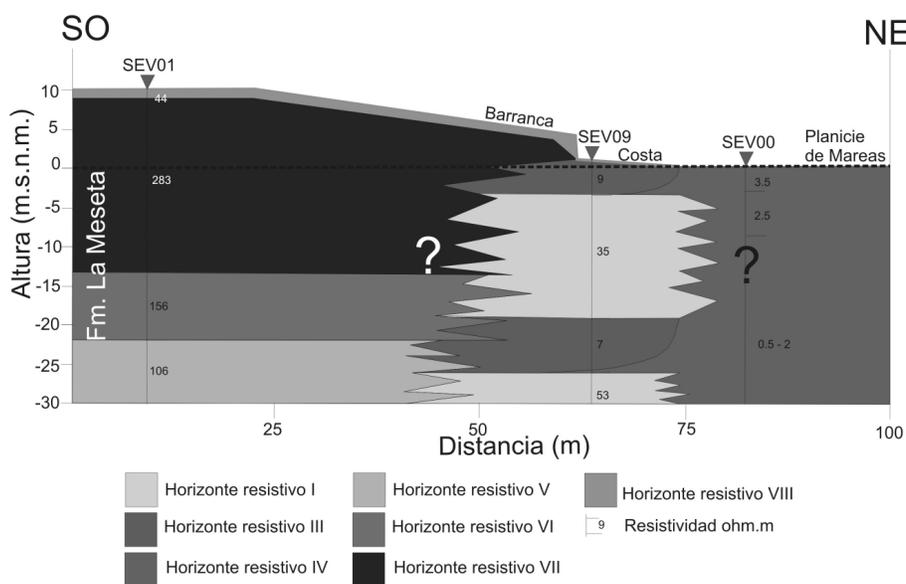


Figura 15: Corte geoelectrico C-C' con la distribución del criopég a partir de la geoelectrica 1D.

teralmente limitada que se extiende varias decenas de metros desde la línea de costa hacia la planicie de mareas y en dirección opuesta adquiere mayor desarrollo lateral cuando tiene oportunidad de ingresar en las planicies de inundación de los arroyos costeros. El área de criopég en conjunto presenta resistividades entre 15 y 75 ohm.m incluyendo los horizontes resistivos I y II como los más representativos. A partir de la secciones geoelectricas 2D se interpreta que la influencia de las diferentes discontinuidades geológicas, ya se

trate de estructuras (falla, diaclasas, etc.) o estratigráficas (planos de estratificación, canales de marea o fluviales, etc.) tiene influencia condicionando zonas preferenciales para la infiltración del agua marina determinando así la geometría y distribución del criopég en profundidad. Por otro lado, las anomalías resistivas aparentes de valores entre 75-100 ohm en las zona costera son interpretadas como permafrost discontinuo y relicto que puede quedar formando "viseras" de permafrost con hielo en profundidad, incluso en el área de

la planicie de mareas propiamente dicha de la bahía López de Bertodano.

Este estudio no agota las posibilidades aplicación e interpretación de estas técnicas y metodologías, por el contrario, son un paso inicial en el estudio el criopég antártico. La existencia de contrastes resistivos en la zonas costeras a consecuencia de las diferentes interrelaciones entre la litología, los contenidos relativos de hielo y la diferente salinidad de las aguas hace que los métodos geoelectricos (1D y 2D) sean lo suficientemente resolutivos para contribuir al estudio del criopég, sobre todo, definiendo su extensión, geometría, e interdigitación de los diferentes horizontes resistivos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo logístico de las fuerzas armadas argentinas, Al Suboficial de la Armada Miguel Brizuela, al Tco. Del IAA Sr. Jorge Lusky y al Dr. Rudy del Valle.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Borzotta, E. y Trombotto, D. 2004. Correlation between frozen ground thickness measured in Antarctica and permafrost thickness estimated on the basis of the heat flow obtained from magnetotelluric sounding. *Cold Regions Science and Technology* 40: 81-96.

Custodio, E. y Llamas, M.R. 1983. *Hidrología Subterránea*. Editorial Omega, Segunda Edición, Tomos I y II, 2359 p., Barcelona.

Ermolin, E. 2009. Permafrost y hielos subterráneos en el sector norte de la península Antártica. En Silva Busso A. (ed.) *El Agua en el Norte de la península Antártica*, INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara 5, 59 - 77, Buenos Aires.

Fazzito S.Y. 2004. Método de procesamiento de datos para determinar la resistividad dieléctrica del subsuelo. Trabajo final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (Inédito), 47 p., Buenos Aires.

Fournier, H.G., Buk E.M. y Corte A.E., 1990. Three Permafrost Conditions Indicated by Geophysical Soundings in Tertiary Sediments in Seymour Island, Antarctic Peninsula. *Cold Regions Science and Technology* 17:

- 301-307.
- Fukuda, M., Strelin, J., Shimicawa, K., Takahashi, N., Sone, T. y Trombotto, D. 1992. Permafrost Occurrence of Seymour Island and James Ross Island, Antarctic Peninsula. *Recent Progress in Antarctic Earth Science*, Editorial Yoshida. 1, 745-750. Tokyo.
- M.J. Mamaní; E. Borzotta; H.G. Fournier; J. Venencia; B. Castiglione; A. Peretti; N. Maidana. Magnetotelluric Study in James Ross Island, Antarctic Peninsula *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*; Lugar: Sopron, Hungría; Año: 1998 vol. 33 p. 155 - 166
- Orellana, E. 1982. Prospección Geoelectrica en Corriente Continua. Editorial Panarinfo, 578 p., Madrid.
- Silva Busso, A. Sánchez, R. y Fresina, M. 2000 Caracterización del Comportamiento Hidrogeológico en la Isla Marambio, Antártida. 1° Congreso Mundial Integrado de Aguas Subterráneas, Abstracts: Art 230: 1-15, Fortaleza.
- Silva Busso A., De Angelis H., Skvarca P. y Ermolin E. 2003. Características Hidrológicas de Bahía del Diablo, Isla Vega, Península Antártica. *Revista de Geología Aplicada a la Ingeniería y al Ambiente* 19: 113-121.
- Silva Busso, A. 2004. Aspectos Hidrológicos Superficiales y Subterráneos del Área Norte de la península Antártica, *Boletín Geológico Minero de España*, IGME, AIH, UNESCO 114(4): 419-432.
- Silva Busso A. y Ermolin. E. 2007. Métodos Geofísicos en Investigaciones Geotécnicas en el Permafrost Antártico. 6° Simposio Argentino y 3° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas, Actas: 1-4, Buenos Aires.
- Silva Busso A. 2009. Aguas Superficiales y Subterráneas en el Área Norte de la península Antártica. En Silva Busso A. (ed.) *El Agua en el Norte de la península Antártica*, INA, DNA-IAA, Fundación de Historia Natural Félix de Azara 4, 47-82, Buenos Aires.
- Trombotto, D., Buk, E. y Hernández, J. 1999. Rock glaciers in the Southern Central Andes (appr. 33° S.L.), Mendoza, Argentina: a review. *Bamberger Geographische Schriften* 19: 145-173, Bamberg.
- Trombotto, D. 2000. Survey of cryogenic processes, periglacial forms and permafrost conditions in South America. *Revista do Instituto Geológico do São Paulo*, Brasil 21(1-2): 33-55.
- Elliot, D.H. y Trautman, T.A. 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. En Craddock, C. (ed.) *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison: 287-297.
- Macellari, C.E. 1988. Stratigraphy, Sedimentology and Paleocology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf deltaic sediments of Seymour Island (Antarctic Peninsula). En Feldmann, R.M. y Woodburn M.O. (eds.) *Geology and Paleocology of Seymour Island* *Geology Society of America Memoir*: 169:25-53.
- Manograsso Czalbowski, N. T., Silva Busso, A., Yermolin, E., Sala H. y Lusky, J. 2010. Thermo-erosion in the north coast of Marambio Island (Seymour Island), Antarctica. *Open-Science/SCAR 2010, Resúmenes* 1: 1, Buenos Aires.
- Marensi, S. 1995. Sedimentología y paleoambientes de sedimentación de la Formación La Meseta, Isla Marambio, Antártida. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédito), 330 p., Buenos Aires.
- Montes, M., Nozal, F., Santillana, S., Marensi, S., Olivero, E. y Maestro, A. 2007. Nuevo mapa geológico escala 1:20.000 de la Isla Marambio (mar de Weddell, Antártida). 6° Simposio Argentino y 3° Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. *Resumen Expandido N° GEORE827*: 1-4, Buenos Aires.
- Rinaldi, C.A., Massabie, A., Morelli, J., Roserman, H.L. y del Valle R.A. 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio. *Instituto Antártico Argentino Contribución* 217: 1-37, Buenos Aires.
- USGS-IAA, 1984. Topographic Map of Seymour Island, Antártica. US Geological Survey e Instituto Antártico Argentino and Ohio University, Byrd Polar Research Center ant National Science Foundation. Reston, Virginia.
- Zinsmeister, W.J. 1982. Review of the Upper Cretaceous Lower Tertiary sequence on Seymour Island. *Antarctica. Journal of the Geological Society of London* 139: 779-786.

Recibido: 20 de diciembre, 2012
 Aceptado: 6 de junio, 2013