



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

GEOLOGÍA DE PRESIDENT HEAD, ISLA SNOW, ARCHIPIÉLAGO SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTICA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

LEA SOFÍA ISRAEL OMEROVIC

PROFESOR GUÍA

FRANCISCO HERVÉ ALLAMAND

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

MAURICIO CALDERÓN NETTLE

JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto Anillo de Ciencia Antártica ACT-105

SANTIAGO DE CHILE

2015

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE:** Geóloga
POR: Lea Soffa Israel Omerovic
FECHA: 15 / 10 / 2015
PROFESOR GUÍA: Francisco Hervé Allamand

GEOLOGÍA DE PRESIDENT HEAD, ISLA SNOW, ARCHIPIÉLAGO SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTICA

En el siguiente estudio se describe la geología de President Head, una pequeña península libre de hielo que se ubica en el extremo nororiental de isla Snow, en el archipiélago Shetland del Sur. Se realizó una campaña a terreno en el mes de febrero de 2013 con el objetivo de estudiar la evolución paleoambiental de las unidades para contextualizarlas dentro de la paleogeografía propuesta para la región de la península Antártica en el Cretácico Temprano. Para estos fines se elaboró un mapa geológico, se levantaron columnas estratigráficas y se realizó un estudio petrográfico de las rocas aflorantes.

Los niveles estratigráficos inferiores de President Head corresponden a una unidad sedimentaria marina de brechas, areniscas, lutitas y fangolitas asociada a una serie de flujos gravitacionales submarinos, a la cual es posible asignar una edad valanginiana media según la presencia de fragmentos de un amonite que correspondería a la género *Olcostephanus*. Estos estratos se correlacionan con las Formaciones President Beaches o Chester Cone del Grupo Byers en isla Livingston.

Separada por una discordancia erosiva de edad valanginiana tardía - barremiana, posiblemente asociada al levantamiento y progresión hacia el oeste del arco volcánico de la península Antártica, se encuentra una unidad volcano-sedimentaria continental, compuesta por una alternancia de lutitas, fangolitas y areniscas, con tobas y conglomerados en niveles superiores. Los niveles finos, depositados probablemente en la llanura de inundación de un pequeño río meándrico, son ricos en fósiles vegetales de Bennettitales principalmente, afines a una edad aptiana - aptiana tardía. La datación de una tufita de la porción inferior de la sucesión mediante el método U/Pb en circones, arrojó una edad albiana temprana ($109 \pm 1,4$ Ma), a partir de lo cual se infiere que esta unidad correspondería a un nivel estratigráficamente superior de la Formación Cerro Negro presente en península Byers (isla Livingston) durante un segundo pulso volcánico.

Toda la sucesión se encuentra intruida por numerosos diques, sills y pequeños stocks doleríticos de edad indeterminada (probablemente eocena), asociados al magmatismo Cenozoico que afectó en forma extensiva al archipiélago Shetland del Sur y a la península Antártica.

Se concluye que durante el Cretácico Temprano península President Head formó parte de la Cuenca Byers, cuya evolución se encuentra íntimamente ligada al desarrollo del arco volcánico de la península Antártica. Entre el Kimmeridgiano y el Albiano temprano ésta registra una transición discontinua de sedimentación pelágica/hemipelágica a un abanico de talud submarino profundo, seguido de sistemas marinos someros a, finalmente, un ambiente volcánico fluvial y lacustre. Una evolución similar es observada en las islas Adelaida y Alejandro I.

Para mi abuela Clara,
quien partió mientras me encaminaba más al sur del sur.
Te recuerdo siempre con mucho cariño.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer al proyecto Anillo de Ciencia Antártica ACT-105 por brindarme la oportunidad de conocer dos lugares maravillosos: sierra Baguales e isla Snow.


A mi profesor guía, Francisco Hervé, y a los miembros de la comisión Jacobus Le Roux y Mauricio Calderón. Gracias por su ayuda y por su eterna paciencia.

Al equipo de terreno conformado por Teresa, Marcelo, Raúl y Jal, al personal de INACH y a la dotación del buque Aquiles presente durante la ECA-49.

A los profesores Luis Aguirre, Katja Deckart y a los paleontólogos Christian Salazar, Alfonso Rubilar y Amaro Mourgues por la ayuda brindada.

A los funcionarios del departamento de geología: Blanca, Juanito, Kilo, Julio Jr., Roberto, Rosita y Carlos. A las funcionarias de la SGD por su amable y rápida gestión.

A toda la gente buena onda del departamento de geología, fue un alivio dejar de sentirse sólo un número dentro de esta gran facultad. Especialmente a mis compas geolocos con que compartí clases y terrenos, aprendí mucho de ustedes. A mis comadres Cindy y Flo por su amistad y su entusiasmo, espero que algún día el tiempo sea nuestro aliado jaja. A Galle por su cariño y su apoyo constante, por recordarme a cada tropiezo que soy capaz.

A las personas con las cuales compartí a lo largo de los años en Beauchef. Cc, Roxi, Rorro, Piti y especialmente a Fran, sin su ayuda y compañía no hubiera sobrevivido a plan común! A los miembros del grupo  \mathbb{K}_{os} , por ahí entre el 2007 y el 2011, a sus fundadores y a quienes lo conformaron después. Realmente son gente muy linda e inspiradora, me entregaron los aprendizajes que más valoro en mi paso por la U ☺. Tucu-tucu-tú, tum-pa-tú! 🎵 gracias a la Macumba y a todos macumber@s por animar mi 2011 con su alegría y su ritmo cadencioso, fue un sueño cumplido!!

A mis hermanos, David y Tania, disculpen por el mal humor que tuve durante este largo proceso!

Finalmente quiero agradecer a mis padres, Alfonso y Drina, por todo lo que me han brindado, por encaminarme a ser quien soy y por su apoyo en cada cosa que se me ha antojado hacer. Creo que mi admiración por la naturaleza y mi interés por las geociencias fue fruto de todos los lindos paseos de infancia y de los viajes que hemos tenido la suerte de realizar.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. ANTECEDENTES GENERALES Y MOTIVACIÓN	1
1.2. ZONA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO	2
1.3. OBJETIVOS	4
1.3.1. Objetivo general.....	4
1.3.2. Objetivos específicos	4
1.4. TRABAJOS ANTERIORES.....	4
1.5. METODOLOGÍA	8
1.5.1. Gabinete.....	8
1.5.2. Terreno.....	8
1.5.3. Laboratorio	8
1.6. ALCANCES Y LIMITACIONES	9
1.7. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA	9
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO.....	10
2.1. CONTEXTO REGIONAL	10
2.1.1. La península Antártica	10
2.1.2. Archipiélago Shetland del Sur	11
2.1.3. Evolución geológica	13
2.2. GEOLOGÍA LOCAL	16
2.2.1. Rocas estratificadas: Grupo Byers	16
2.2.2. Cuerpos intrusivos	23
2.2.3. Geomorfología.....	25
2.2.4. Estructuras	26
CAPÍTULO 3. GEOLOGÍA DE PENÍNSULA PRESIDENT HEAD.....	27
3.1. INTRODUCCIÓN.....	27
3.2. UNIDAD SEDIMENTARIA MARINA	29
3.2.1. Introducción.....	29
3.2.2. Estratigrafía	29
3.2.3. Litofacies	31
3.2.4. Petrografía	34
3.2.5. Fósiles y edad	35

3.2.6.	Interpretación.....	35
3.3.	UNIDAD VOLCANO-SEDIMENTARIA.....	37
3.3.1.	Introducción.....	37
3.3.2.	Estratigrafía	37
3.3.3.	Litofacies	41
3.3.4.	Petrografía	46
3.3.5.	Fósiles.....	49
3.3.6.	Edad mediante U/Pb en circones	50
3.3.7.	Interpretación.....	54
3.4.	CUERPOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS Y LAVAS	57
3.4.1.	Introducción.....	57
3.4.2.	Petrografía	60
3.4.3.	Interpretación.....	62
3.5.	ALTERACIÓN.....	62
3.6.	UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS	64
3.6.1.	Geo-formas glaciales y periglaciales	64
3.6.2.	Geo-formas costeras	64
CAPÍTULO 4. DISCUSIÓN GENERAL		69
4.1.	GEOLOGÍA DE PRESIDENT HEAD Y EL GRUPO BYERS.....	69
4.1.1.	Relaciones con la unidad sedimentaria marina	69
4.1.2.	Relaciones con la unidad volcano-sedimentaria	70
4.1.3.	Discordancia erosiva.....	75
4.2.	CORRELACIONES LOCALES.....	76
4.3.	CORRELACIONES REGIONALES	77
4.4.	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA	81
4.5.	RECOMENDACIONES.....	83
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES		84
BIBLIOGRAFÍA		86
ANEXO A. PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS.....		93
ANEXO B PETROGRAFÍA DE ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS Y EXTRUSIVAS		101
ANEXO C. PETROGRAFÍA DE ROCAS PIROCLÁSTICAS.....		107
ANEXO D. INFORME PALEONTOLÓGICO DE AMONITE LOCALIDAD AASW-P11		112
ANEXO E. DATACIÓN U/Pb EN CIRCONES MUESTRA IS-01		115

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de litofacies de la unidad sedimentaria marina y su interpretación.....	31
Tabla 2. Resumen de litofacies de la unidad volcano-sedimentaria y su interpretación	41
Tabla 3. Recopilación de edades radiométricas para rocas de penínsulas Byers y President Head	73

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Islas Shetland del Sur y ubicación de la zona de estudio. Se observa a President Head en el extremo nororiental de isla Snow, enmarcado en un recuadro azul.	3
Figura 2. Cuadro crono-estratigráfico que muestra las equivalencias estratigráficas entre los principales estudios geológicos realizados en península Byers, isla Livingston. Edades según las unidades descritas en el estudio más reciente. Modificado de Hathway y Lomas (1998).	7
Figura 3. (a) Antártica Occidental y Oriental. Para la primera se muestran los distintos bloques fisiográficos que la componen, PA: Península Antártica, IT: Isla Thurston, HN: Haag Nunataks, MEW: Montañas Ellsworth-Whitmore, TMB: Tierra de Marie Byrd, SFAW: Sistema de <i>Rift</i> de Antártica Occidental. Basado en Dalziel (1992) y Storey (2005). (b) Dominios que componen a la península Antártica. Modificado de Leat <i>et al.</i> (2009).	12
Figura 4. Apertura del océano Atlántico Sur. Corteza oceánica en verde, regiones contemporáneas del mar de Scotia y Weddell en naranja, LIP Paraná-Etendeka en negro, corteza oceánica generada por la separación de Gondwana Oriental y Occidental (Cuencas de Somalia, Mozambique, Weddell y Rocas Verdes) en azul. Las estrellas rojas indica la posición de <i>hot spots</i> /pluma mantélica Tristán da Cunha que podría haber estado activo. Unidades corticales del margen pacífico: (1) Maurice Erwing Bank, (2) Microplaca Falkland/Malvinas (Lafoniano), (3) Bloque cortical de las montañas Ellsworth-Whitmore, (4) Isla Berkner, (5) Península Antártica, (6) Bloque Cortical Isla Thurston-Costa Eights, (7) Bloque Marie Byrd Land Este, (8) Bloque Marie Byrd Land Oeste, (9) Zelandia (reconstruida para 182 Ma). K: Cratón Kalahari, M: Madagascar, P: montañas Pensacola, RP: Cratón Río de la Plata, SV: Sierra Ventana. Modificado de Dalziel (2013).	15
Figura 5. Mapa geológico de península Byers, donde se definió el grupo del mismo nombre. Modificado de Hathway y Lomas (1998).	19
Figura 6. Mapa geológico de President Head. Modificado de Hathway y Lomas (1998).	23
Figura 7. Columna estratigráfica y mapa de President Head indicando algunas localidades fosilíferas.	24
Figura 8. Mapa geológico de President Head confeccionado durante la campaña a terreno de febrero de 2013.	28
Figura 9. Distribución de la unidad marina y ubicación de la columna estratigráfica correspondiente.	29
Figura 10. Columna estratigráfica de la unidad marina.	30
Figura 11. Unidad sedimentaria marina, (a) Afloramientos en parte baja del “cuello del presidente” (personas vestidas de rojo y negro como escala), (b) Afloramiento de lutitas (E ₂), (c) Amonite <i>Olcostephanus?</i> cf. <i>atherstoni</i> (Sharpe), (d) Amonite <i>Aulacosphinctes</i> cf. <i>proximus</i> Steuer.	33
Figura 12. Distribución de la unidad volcano-sedimentaria y ubicación de las columnas estratigráficas correspondientes. Se omiten los diques y sills que la atraviesan.	38
Figura 13. Columnas estratigráficas de las localidades P9 y P1-P4 (leyenda en figura 14).	39
Figura 14. Columna estratigráfica de la localidad P7.	40

Figura 15. Unidad volcano-sedimentaria. (a) Afloramiento fosilífero clásico (AASW-1), (b) Muestra de mano de litofacies F ₁ , (c) Estructuras en almohadillas en litofacies F ₁ , (d) Estructuras poligonales (?) en litofacies F _m , (e) Grietas de secamiento en litofacies F _m , (f) Improntas de <i>Pachypteris</i> sp., (g) Madera fósil de conífera.....	43
Figura 16. Litofacies unidad volcano-sedimentaria (largo del martillo = 28 cm), (a) Arenisca con laminación horizontal (S _h), (b) Toba con fragmentos vegetales carbonizados (T), (c) Wacka lítica conglomerádica (S _m), (d) Toba de lapilli vítrea (T), (e) Conglomerado matriz soportado (G _{mm}).	45
Figura 17. Fotografías de cortes transparentes a nícoles paralelos de litofacies F ₁ . (a) Laminación horizontal fina y bases irregulares, (b) Estructura de deslizamiento, (c) Concreciones y bolsones de pirita.	47
Figura 18. Fotografías de cortes transparentes a NP = nícoles paralelos y NX = nícoles cruzados. (a y b) litarenitas o tufitas, (c) wacka lítica granulosa.....	48
Figura 19. Fotografías de cortes transparentes a NP = nícoles paralelos y NX = nícoles cruzados. (a) toba de ceniza vítrea, (b) toba de lapilli vítrea, (c) toba de ceniza cristalina.	49
Figura 20. Algunas improntas foliares recolectadas en la ECA-49 (a) Conífera, <i>Elatocladus</i> sp., (b) Pinna fértil fragmentaria de helecho afín a <i>Thyrsopteris</i> sp., (c) <i>Elatocladus confertus</i> Oldham et Morris, (d) <i>Elatocladus</i> sp. ...	51
Figura 21. (a) Bennettitales, <i>Zamites pusillus</i> Halle (izquierda) y fragmento de Equisetal (derecha), (b) <i>Otozamites</i> sp., (c) <i>Ptilophyllum menendezi</i> Cantrill, (d) Bennettital, fragmento de <i>Zamites snowensis</i> Cantrill.....	52
Figura 22. Resultados de datación U/Pb en circones en una tufita de la unidad volcano-sedimentaria. (a) Histograma de probabilidad de densidad para los 56 análisis, se indican poblaciones importantes y edades individuales, (b) Diagrama de Concordia Tera-Wasserburg, (c) Granos considerados para calcular el promedio de la población más joven y representativa con sus respectivas barras de error.	53
Figura 23. En un recuadro verde se indica la posición de península President Head respecto al arco volcánico (península Byers?, península Antártica?) durante el Albiano temprano de acuerdo a las facies identificadas. Modificado de Smith y Landis (1995).....	57
Figura 24. Distribución de cuerpos subvolcánicos y lavas. Se señalan además los puntos de muestreo.....	58
Figura 25. (a) Caras meteorizadas y frescas (de color negro) en columna de dolerita, (b) Fracturamiento columnar desordenado (tabladura), gaviotines como escala, (c) Margen vesiculoso, (d) Sill con amígdalas de zeolitas (alcanzan un diámetro de 5 cm aproximadamente).	59
Figura 26. Textura óptica y cristales de olivino remplazados por esmectita en doleritas de clinopiroxeno y olivino. NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados.	60
Figura 27. Microfotografía de dolerita de dos piroxenos. NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados.....	61
Figura 28. Microfotografía de lava intermedia a ácida. NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados.	61
Figura 29. Alteración en cortes transparentes, NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados. (a) Clorita y esmectita en fenocristal y amígdalas, (b) Amígdala de zeolitas, (c) Plagioclasas albitizadas, (d) Placas de calcita.....	63

Figura 30. Geo-formas glaciales y periglaciales, (a) Margen glaciar hacia península Hall, en la depresión intermedia desemboca un canal subglacial, (b) Regolito in situ por efectos del crioclastismo, (c) Estrechamiento de los depósitos morrénicos hacia el sur, (d) Depósitos morrénicos en el límite norte.....	65
Figura 31. Playas elevadas. (a y b) costa sur, (c) costa norte. Los niveles identificados se enumeran del 1 al 4, de más antiguo a más reciente.....	66
Figura 32. (a) Escollos sobre plataforma de abrasión marina. (b y c) Flecha o espiga litoral recurvada compuesta, en verde se indica la dirección de la deriva litoral. Vista en terreno y satelital (Google Earth®) respectivamente.	67
Figura 33. Reconstrucción paleo-ecológica para la unidad inferior de la Formación Cerro Negro integrando información de facies, biodiversidad y anillos de crecimiento en maderas fósiles. Obtenida de Falcon-Lang y Cantrill (2002).	72
Figura 34. Gráfico de eventos volcánicos y magmáticos en península Byers y President Head según edades presentadas en la tabla 3 (en orden decreciente). Se indica la edad promedio de cada episodio calculado en base a los datos agrupados en cada recuadro rojo.	74
Figura 35. Toponimia de isla Livingston. Modificado de Pállas <i>et al.</i> (1999).	76
Figura 36. Cuadro crono-estratigráfico regional. Referencias según locación: Penínsulas Byers y President Head: Hathway y Lomas (1998), Parica <i>et al.</i> (2007), Haase <i>et al.</i> (2012). Archipelago Shetland del Sur: Smellie <i>et al.</i> (1984), Smellie <i>et al.</i> (1995), Smellie <i>et al.</i> (1996), Pimpirev <i>et al.</i> (2000), Hervé <i>et al.</i> (2006), Pimpirev <i>et al.</i> (2006), Cantrill y Poole (2012). Isla Adelaida: Griffiths y Oglethorpe (1998), Riley <i>et al.</i> (2012). Isla Alejandro I: Doubleday <i>et al.</i> (1993), Moncrieff y Kelly (1993), McCarron (1997), Nichols y Cantrill (2002), Howe (2003). Península Antártica norte (Graham Land): Birkenmajer (1994), Leat <i>et al.</i> (1995). Cuenca de Larsen: Hathway (2000), Cantrill y Poole (2012).	79
Figura 37. Bosquejo que representa el ambiente boscoso de isla Alejandro I durante el Cretácico medio (Pintura de Robert Nichols en Howe, 2003).	80

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES GENERALES Y MOTIVACIÓN

La península Antártica representa las raíces parcialmente erodadas de un arco magmático de larga vida, que se desarrolló durante la mayor parte del Mesozoico y Cenozoico producto de la subducción de una placa oceánica paleo-Pacífica lo largo de su margen occidental actual (Suárez, 1976). Se compone de un batolito calco-alcalino (Batolito de la Península Antártica) y una cubierta principalmente volcánica (Grupo Volcánico de la Península Antártica) que se encuentra mejor preservada en las cuencas que se desarrollaron en los flancos del arco (y en menor medida en las inmediaciones del mismo). En arcos disectados o parcialmente disectados, el registro estratigráfico contenido en ellas es elemental para estudiar la evolución de este tipo de márgenes convergentes.

Las unidades aflorantes en península Byers (isla Livingston), isla Rugged y península President Head (isla Snow) presentan facies marinas caracterizadas por un alto contenido de material volcánico y facies terrestres que se ven representadas casi sólo por lavas y rocas piroclásticas, con intercalaciones menores de facies fluvio-lacustres (Araya y Hervé, 1966; Smellie *et al.*, 1980). Estas unidades constituyen el registro jurásico tardío – cretácico temprano más completo del margen Pacífico de la península Antártica al norte de la isla Alejandro I (Hathway, 1997). Sin embargo, a pesar de los numerosos estudios bajo los cuales han estado sujetas en los últimos años, aún hay discrepancias en cuanto a si se depositaron en una cuenca de ante-arco (Crame *et al.*, 1993) o intra-arco (Smellie *et al.*, 1980; Hathway, 1997).

Por otro lado, las islas del archipiélago Shetland del Sur son de gran interés paleo-biogeográfico dada la abundancia de material fosilífero. En particular las islas Livingston y Snow

constituyen un área clave para el estudio de moluscos marinos del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano y flora del Cretácico Temprano (Hathway y Lomas, 1998 y referencias ahí citadas).

La paleo-flora presente en estas islas es rica y variada y, a diferencia de otras zonas de Gondwana, los horizontes fosilíferos se encuentran alternados con depósitos volcánicos, lo que permite una datación bastante certera de los mismos; en base a esto, es posible realizar dataciones comparativas de otras floras antárticas mesozoicas cuya edad no está bien constreñida (Torres *et al.*, 1997). Además, al constituir uno de los registros más jóvenes antes de la aparición de las angiospermas en isla Alejandro I durante el Albiano tardío, es vital para entender el cambio florístico ocurrido en la región de la península Antártica en el Cretácico medio (Cantrill, 2000).

El siguiente trabajo se enmarca dentro del Proyecto Anillo Antártico ACT-105, “*Geological and paleontological evolution of the Magellan and Larsen Basins during the Mesozoic and Cenozoic: source areas and possible similarities*”, el cual tiene como objetivo estudiar la evolución y relación entre las cuencas de Magallanes y Larsen.

1.2. ZONA DE ESTUDIO Y VÍAS DE ACCESO

El archipiélago de las islas Shetland del Sur se encuentra a unos 725 km al sureste del Cabo de Hornos, separado por el mar de Drake, y unos 160 km al noroeste de la península Antártica, separado por el estrecho de Bransfield, extendiéndose por aproximadamente 550 km en una línea casi paralela a esta última, entre los 60°53' y 63°22' de latitud sur y los 54°00' y 62°55' de longitud oeste (**figura 1**). Se divide en dos grupos de islas, uno meridional compuesto de suroeste a noreste por las islas Low, Smith, Decepción, Snow, Rugged, Livingston, Media Luna, Greenwich, Robert, Nelson, Rey Jorge, Pingüino y Bridgeman; y un grupo septentrional (islas Piloto Pardo), donde se cuentan las islas Gibbs, Rowett, Elefante, Cornwallis y Clarence (**figura 1**). Alrededor del 85% de su superficie se encuentra cubierto por gruesas calotas de hielo, salvo por algunas penínsulas y promontorios, entre las que destacan por su extensión Byers (isla Livingston) y Fildes (isla Rey Jorge).

President Head es una península estrecha y amesetada, de unos 3 km de largo en dirección SSO-NNE, ubicada en el extremo noreste de isla Snow (**figura 1**). Difiere del resto de la misma, que se encuentra cubierta por un glaciar en forma de domo que llega al mar en la mayor parte del perímetro, y queda casi totalmente desprovista de nieve en verano. Su relieve es poco prominente y se caracteriza por una topografía escalonada, sobre la cual destacan algunos cuerpos intrusivos de mayor relieve que pueden alcanzar una altura aproximada de 80 m s. n. m. Los afloramientos son discontinuos y gran parte de su superficie está cubierta por regolito, gravas de playa y depósitos glaciares. La logística del acceso es compleja, se debe realizar una aproximación en barco desde Punta Arenas o alguna base cercana, para luego desembarcar en helicóptero o zodiac.



Figura 1. Islas Shetland del Sur y ubicación de la zona de estudio. Se observa a President Head en el extremo nororiental de isla Snow, enmarcado en un recuadro azul.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general

El objetivo general de este trabajo es comprender la geología de península President Head, isla Snow; con énfasis en la evolución paleoambiental del Cretácico Temprano, en el marco paleogeográfico que se ha propuesto para regiones adyacentes.

1.3.2. Objetivos específicos

Los objetivos específicos son:

- Describir la estratigrafía de President Head para reconocer y definir litofacies.
- Delimitar unidades litoestratigráficas, precisando relaciones espaciales entre rocas marinas y volcánicas sedimentarias
- Proponer un modelo de facies con una interpretación paleoambiental para las mismas.
- Describir los cuerpos intrusivos que cortan la sucesión.
- Precisar edades relativas y/o absolutas de las unidades.
- Integrar lo observado con la geología regional.

1.4. TRABAJOS ANTERIORES

La geología de President Head ha sido correlacionada con la de península Byers (**figura 5**) en isla Livingston (Araya y Hervé, 1966; Smellie *et al.*, 1980; Crame *et al.*, 1993; Duane, 1994 y 1996; Hathway y Lomas, 1998), donde ha sido posible la realización de numerosos estudios geológicos y paleontológicos durante los últimos 50 años ya que constituye una de las áreas libres de hielo más extensas de las islas del archipiélago Shetland del Sur. A continuación se describirán brevemente y en forma cronológica estos trabajos.

Adie (1964), en uno de los primeros estudios, menciona la existencia de playas elevadas, terrazas de abrasión y cavernas.

Araya y Hervé (1966) en un estudio geológico y geomorfológico de las islas Shetland del Sur, visitaron tanto península Byers como President Head, y describieron una potente serie monoclinial de rocas sedimentarias con intercalaciones volcánicas de edad jurásica media, representada por latitas, tobas y una alternancia bastante inmadura de lutitas, areniscas, brechas y conglomerado fino, en la cual se observó, por primera vez en el área, la existencia de flora fósil. Registraron además una serie de cuerpos intrusivos diabásicos de sección redondeada o elíptica que presentan una estructura columnar radiada perfecta. En cuanto a rasgos geomorfológicos

describieron una gran variedad de formas de crioturbación en los suelos, extensas plataformas de abrasión en torno a las costas, cavernas y varios cordones litorales elevados. Fuenzalida *et al.* (1965) asignaron una edad Wealdiana (Valanginiano-Barremiano) a la tafoflora recolectada por Araya y Hervé (*op. cit.*) en aquella oportunidad.

G. J. Hobbs (1968) describió un “grupo volcánico antiguo” compuesto por riodacitas, andesitas y aglomerados con troncos fósiles, plutones tonalíticos y dioríticos del Cretácico Tardío - Terciario temprano; un “grupo volcánico joven” compuesto por andesitas, basaltos, tobas y aglomerados intercalados con sedimentos del Mioceno, depósitos glaciales y playas elevadas recientes.

Dalziel (1969) realizó una caracterización estructural de península Byers, describiendo la existencia de pliegues abiertos y fallas normales.

Valenzuela y Hervé (1970) confeccionaron un mapa geológico a escala 1:20.000 de península Byers, identificando una “unidad antigua” sedimentaria fosilífera, con una gradación lateral de oeste a este de facies marinas a continentales; separada por una discordancia angular de una “unidad joven”, compuesta por lavas intermedias a básicas, aglomerados, brechas y conglomerados volcánicos.

González-Ferrán *et al.* (1970) mencionan la existencia de niveles marinos fosilíferos alternados con niveles continentales en el sector suroeste de península Byers, a los cuales Tavera (1970) asignó una edad entre titoniana - berriasiana tardía y hauteriviana - barremiana.

Valenzuela (1971) en su memoria de título (desconocida internacionalmente) describió la geomorfología y geología de península Byers, definiendo 3 formaciones:

- Formación Byers, de origen marino, constituida por lutitas, niveles de chert, alternancia de lutitas y areniscas, brechas sedimentarias, conglomerados y filones-manto intercalados. Su fauna fósil está representada por varias especies de amonites, belemnites y braquiópodos.
- Formación Cerro Negro, de origen continental, con hojas y troncos fósiles, constituida por fangolitas, areniscas, brechas y vulcanitas, tobas, ignimbritas y lavas.
- Formación Start, de origen continental, sobreyace en discordancia angular a la Formación Byers. Depositada tras un período de deformación, volcanismo, plutonismo y erosión. Se compone de lavas, aglomerados y brechas volcánicas.

Asignó una edad jurásica tardía a cretácica temprana para las formaciones Byers y Cerro Negro, y una edad terciaria para la Formación Start.

Smellie *et al.* (1980) definió de manera informal la Formación Byers, una compleja sucesión de intra-arco de edad jurásica tardía - cretácica temprana, con facies marinas y continentales interdigitadas, compuesta de cuatro miembros: uno de fangolitas, uno marino mixto (con lutitas intercaladas con areniscas de poco espesor y conglomerados finos), uno volcánico y

uno de aglomerados. Smellie *et al.* (1984) amplió este estudio incluyendo dataciones y análisis químicos.

Crame *et al.* (1993) elevaron la Formación Byers a la categoría de grupo e hicieron una revisión de la estratigrafía de la sucesión marina pero no de los miembros volcánico y de aglomerados de Smellie *et al.* (1980), definiendo las siguientes formaciones:

- Anchorage (Kimmeridgiano - Titoniano), compuesta por fangolitas ricas en radiolarios alternadas con areniscas y tufitas.
- Devils Point (Berriasiano), que representa un primer pulso volcanoclástico grueso.
- President Beaches (Berriasiano - Valanginiano), caracterizada por lutitas con dos intercalaciones importantes de areniscas.
- Chester Cone (Hauteriviano?), compuesta por una sucesión fina que grada a areniscas guijarrosas y conglomerados que representa un segundo pulso volcanoclástico.

Hathway (1997) “definió formalmente” la Formación Cerro Negro. Realizó una descripción e interpretación bastante detallada de los estratos no marinos que se presentan en Byers, identificando dos miembros y ocho litofacies, como areniscas y conglomerados volcanoclásticos basálticos, ignimbritas silíceas y tobas retrabajadas entre otras; las cuales relacionó a una cuenca de intra-arco asociada al arco magmático del norte de la península Antártica del Cretácico Temprano. Hathway y Lomas (1998) re-mapearon península Byers y refinaron la propuesta de Crame *et al.* (1993), modificando y re-ordenando la subdivisión interna del Grupo Byers. Lomas (1999) describió en detalle la Formación President Beaches, haciendo énfasis en su sedimentología y en los procesos que la originaron; y discutió sus implicancias para los modelos de deposición de abanicos submarinos. Mientras que Hathway *et al.* (1999) revisaron la geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y palinología de la Formación Cerro Negro en Byers, concluyendo que ésta se depositó en un período corto de tiempo durante el Aptiano temprano y que su contenido de polen fósil es afín a ensambles de Sudamérica y Australia.

Alfaro *et al.* (2010) estudiaron la evolución tectónica y morfoestructural reciente de península Byers, asociada a la apertura del estrecho de Bransfield, a través del estudio estadístico de lineamientos, fallas y fracturas.

En isla Snow destacan trabajos principalmente enfocados en el estudio de macro y micro fósiles vegetales, como los de Duane (1994, 1996), Phillipe *et al.* (1995), Torres *et al.* (1997, 1997b, 1998) y Cantrill (1998, 2000); en los que se describió en forma sistemática la paleoflora de Snow y su significado paleoambiental y biogeográfico.

En la **figura 2** se muestra, a modo de resumen, un cuadro crono-estratigráfico en donde se establecen las equivalencias entre las distintas formaciones que han sido propuestas para el Grupo Byers a lo largo de los años.

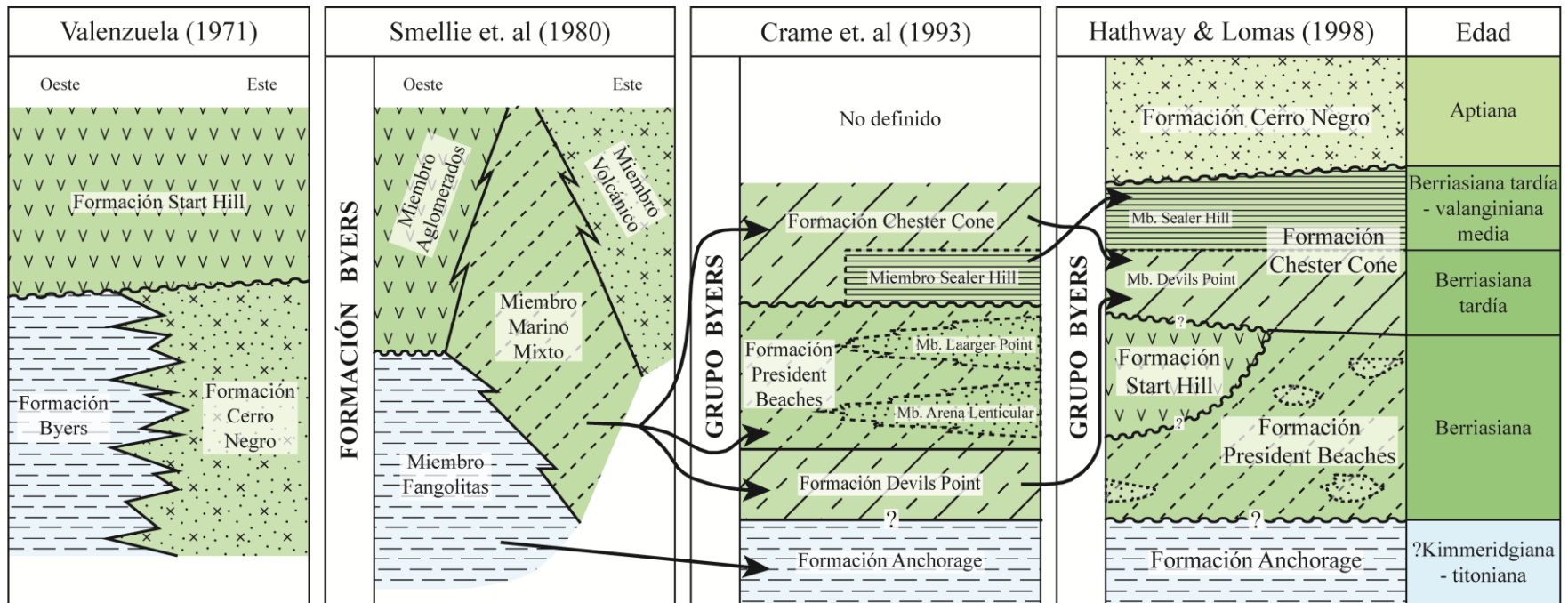


Figura 2. Cuadro crono-estratigráfico que muestra las equivalencias estratigráficas entre los principales estudios geológicos realizados en península Byers, isla Livingston. Edades según las unidades descritas en el estudio más reciente. Modificado de Hathway y Lomas (1998).

1.5. METODOLOGÍA

1.5.1. Gabinete

Previo a la campaña se realizó una recopilación crítica y una contextualización de la información publicada en un Sistema de Información Geográfico (SIG), para posteriormente llevar a cabo un análisis crono-estratigráfico regional.

1.5.2. Terreno

El trabajo en terreno se llevó a cabo entre los días 4 y 13 de febrero de 2013 durante la Expedición Científica Antártica número 49 (ECA-49) de INACH. El equipo de trabajo estuvo conformado por:

- Marcelo Galleguillos, Ingeniero Industrial en INIA.
- Lea Israel, estudiante de geología de la Universidad de Chile.
- Juan Antonio López, contador y encargado de logística de INACH.
- Teresa Torres, académica del departamento de Producción Agrícola de la Facultad de Ciencias Agronómicas de la Universidad de Chile y directora del proyecto ACT-105.
- Raúl Ugalde, estudiante de geología de la Universidad de Chile.

La metodología utilizada fue la siguiente:

- Reconocimiento areal de la zona de estudio.
- Levantamiento de columnas estratigráficas con especial detalle en afloramientos fosilíferos.
- Elaboración de un mapa geológico local.
- Recolección de muestras representativas de las distintas unidades para secciones transparentes y transparente-pulidas.
- Recolección de muestras paleontológicas para estudios de microfósiles y polen.

1.5.3. Laboratorio

El trabajo posterior a terreno y de laboratorio constó de 6 etapas:

- Confección de 25 secciones transparentes en el taller de cortes transparentes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile por el señor Julio Díaz.
- Estudio petrográfico de las mismas.
- Digitalización y refinamiento de columnas estratigráficas y mapa geológico bosquejados en terreno mediante los software Adobe Illustrator® CS5 15.0 y ArcGis® 10.0 respectivamente.

- Elaboración de un modelo de facies para realizar una reconstrucción paleoambiental de las unidades sedimentarias.
- Revisión y ampliación de las correlaciones crono-estratigráficas previamente propuestas en otros estudios.
- Confección del informe final.

1.6. ALCANCES Y LIMITACIONES

Al ser President Head una península de pequeñas dimensiones, las unidades crono-estratigráficas que afloran son bastante acotadas. La mala calidad de los afloramientos y la persistencia de algunos mantos de nieve en verano dificultan el estudio estratigráfico y sedimentológico de las mismas. Es por esto que no es posible realizar una reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica muy completa y detallada, por lo que el siguiente estudio se limita a revisar ambientes, paleogeografías y correlaciones propuestas previamente en base a trabajos realizados en zonas donde se exponen unidades más extensas.

1.7. ESTRUCTURA DE LA MEMORIA

Capítulo 1: Se presentan los antecedentes generales, objetivos, ubicación del área de estudio, metodologías y una descripción de los trabajos anteriores realizados en la zona.

Capítulo 2: Se hace una reseña de la evolución geológica regional y se describe el marco geológico local, incluyendo la estratigrafía, geomorfología y geología estructural de península Byers (isla Livingston) y President Head (isla Snow).

Capítulo 3: Se presenta en detalle la geología de President Head y se realiza una interpretación de ambientes para las unidades estratificadas, resultado del trabajo en terreno y gabinete.

Capítulo 4: Se discute la relación entre la geología de President Head y el Grupo Byers, para el cual además se comentan correlaciones locales y regionales. Por último se realiza una síntesis de la evolución de la cuenca y se presentan algunas consideraciones finales.

Capítulo 5: Se presentan las conclusiones del trabajo.

Anexos: Incluyen la descripción petrográfica de cortes transparentes, un informe paleontológico de un amonite recolectado y la datación U/Pb en circones de la muestra IS-01.

Capítulo 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1. CONTEXTO REGIONAL

2.1.1. La península Antártica

Actualmente Antártica se encuentra aislada en una posición polar y exceptuando un pequeño segmento (límite con Patagonia y el Arco de Scotia), está rodeada por márgenes expansivos (Storey, 2005). El continente está dividido fisiográfica y geológicamente en Antártica Oriental y Occidental por las montañas Trasantárticas, las cuales se extienden por 4500 km desde el mar de Ross hasta el mar de Weddell (**figura 3a**) (Dalziel, 1992).

Antártica Oriental corresponde a un cratón cristalino de edad precámbrica a ordovícica, compuesto por rocas metamórficas deformadas e intrusivos graníticos sin y post-tectónicos, que está localmente cubierto por sedimentos y vulcanitas devónicas a jurásicas e intruído por plutones toleíticos también jurásicos. Actualmente se encuentra cubierta por un gran casquete de hielo de 4 km de espesor (Storey, 2005).

Antártica Occidental por su parte está dividida en cinco bloques fisiográficos (**figura 3a**) con características geológicas distintivas, que pueden haber existido como pequeñas microplacas separadas por zonas de *rift* y zonas transformantes durante la separación de Gondwana (Dalziel y Elliot, 1982; Dalziel, 1992; Storey, 2005). Éstos son:

- Haag Nunataks (HN): basamento proterozoico de anfíbolitas y ortogneises.
- Montañas Ellsworth Whitmore (MEW): sucesión sedimentaria cámbrica - pérmica que fue plegada durante el Pérmico - Triásico temprano.

- Isla Thurston (IT): arco volcánico calcoalcalino de edad carbonífera - cretácica tardía.
- Tierra de Marie Byrd (TMB): conjunto de para y ortogneises, mármol, anfibolitas con edades de protolito de 504 Ma y turbiditas paleozoicas plegadas.
- Península Antártica (PA): arco magmático de larga data construido en parte sobre corteza continental, que registra evidencias de magmatismo y metamorfismo incluso de edad cámbrica.

Esta última a su vez puede ser separada en varios dominios geológicos (**figura 3b**), que representan la colisión y acreción de distintos terrenos durante la Orogenia de Palmer Land en el Cretácico medio (Vaughan *et al.*, 2002). Vaughan y Storey (2000) propusieron 3 dominios de acuerdo a lo que es posible observar en Palmer Land (porción sur de la península Antártica): un Dominio Oriental (DO_r) correspondiente a un terreno para-autóctono representativo de parte del margen de Gondwana, un Dominio Central (DC) correspondiente a un arco magmático alóctono separado del DO_r por una zona de cizalle dúctil (*Palmer Land Shear Zone*), y un Dominio Occidental (DO_c) que podría haber constituido un complejo acrecionario del DC o un fragmento cortical individual sobre el cual se depositó una sucesión de ante-arco. Estudios posteriores (Ferraccioli *et al.*, 2006), a través de métodos geofísicos de gravimetría y anomalías magnéticas, revelaron que el DC corresponde a un arco magmático compuesto, por lo cual fue subdividido en una “zona oriental”, asociada a un batolito félsico, y una “occidental” asociada a un batolito máfico rico en magnetita.

En Graham Land (porción norte de la península Antártica) el DO_r está constituido por dos subdominios pre-jurásicos: la Provincia de Península Trinidad, en donde se presenta el complejo acrecionario del mismo nombre y el grupo sedimentario continental Botany Bay; y la Provincia de Target Hill, compuesta por rocas plutónicas y metamórficas del Paleozoico medio (Vaughan y Storey, 2000). Por su parte el DC estaría escasamente representado (Ej. isla Adelaida), mientras que el DO_c continuaría como el Complejo Metamórfico de Scotia (en islas Orkney del Sur y Shetland del Sur) y los equivalentes del Grupo Fossil Bluff (¿Grupo Byers?).

2.1.2. Archipiélago Shetland del Sur

Las islas del archipiélago Shetland del Sur se encuentran sobre un bloque de corteza continental que lleva el mismo nombre y que está limitado a grandes rasgos al noreste por la Zona de Fractura de Shackleton, al noroeste por la fosa Shetland del Sur y al sureste por la Cuenca de Bransfield y la Dorsal Sur de Scotia (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1996). Su límite suroeste está pobremente definido y se localiza en una amplia zona de deformación cortical debida al paso de un segmento de subducción activa a uno de subducción inactiva (Maldonado *et al.* 1994).

Gran parte de las islas que lo componen están formadas por rocas volcánicas asociadas a un arco de islas jurásico-cuaternario, alternadas con rocas sedimentarias e intrusivos hipabisales

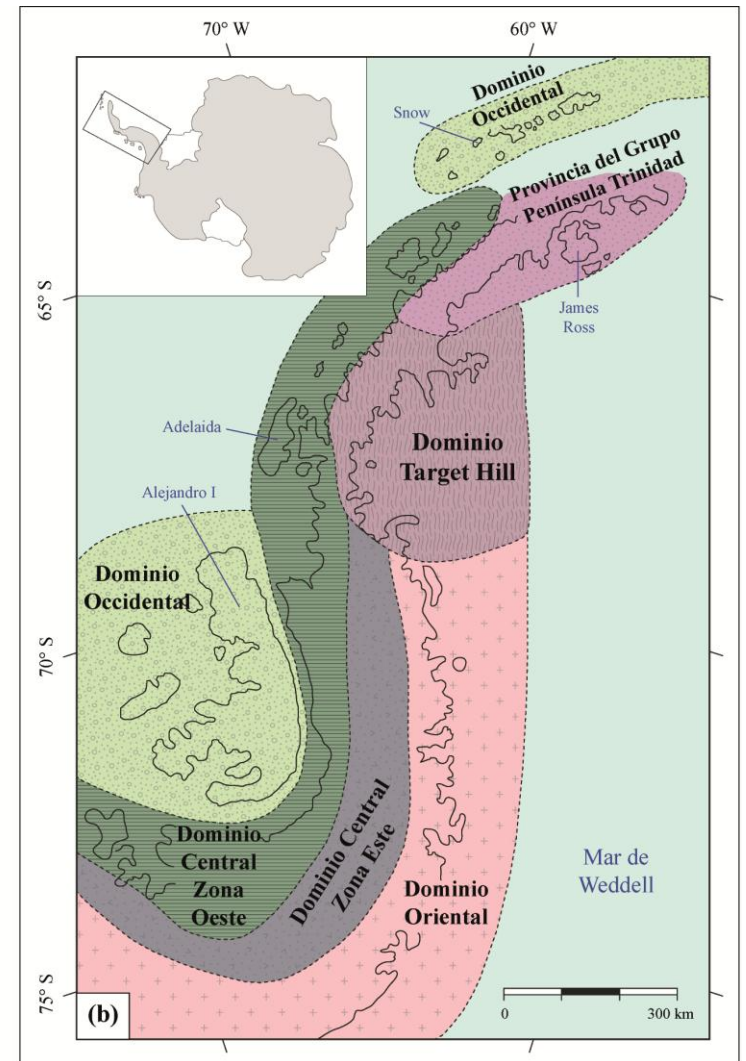
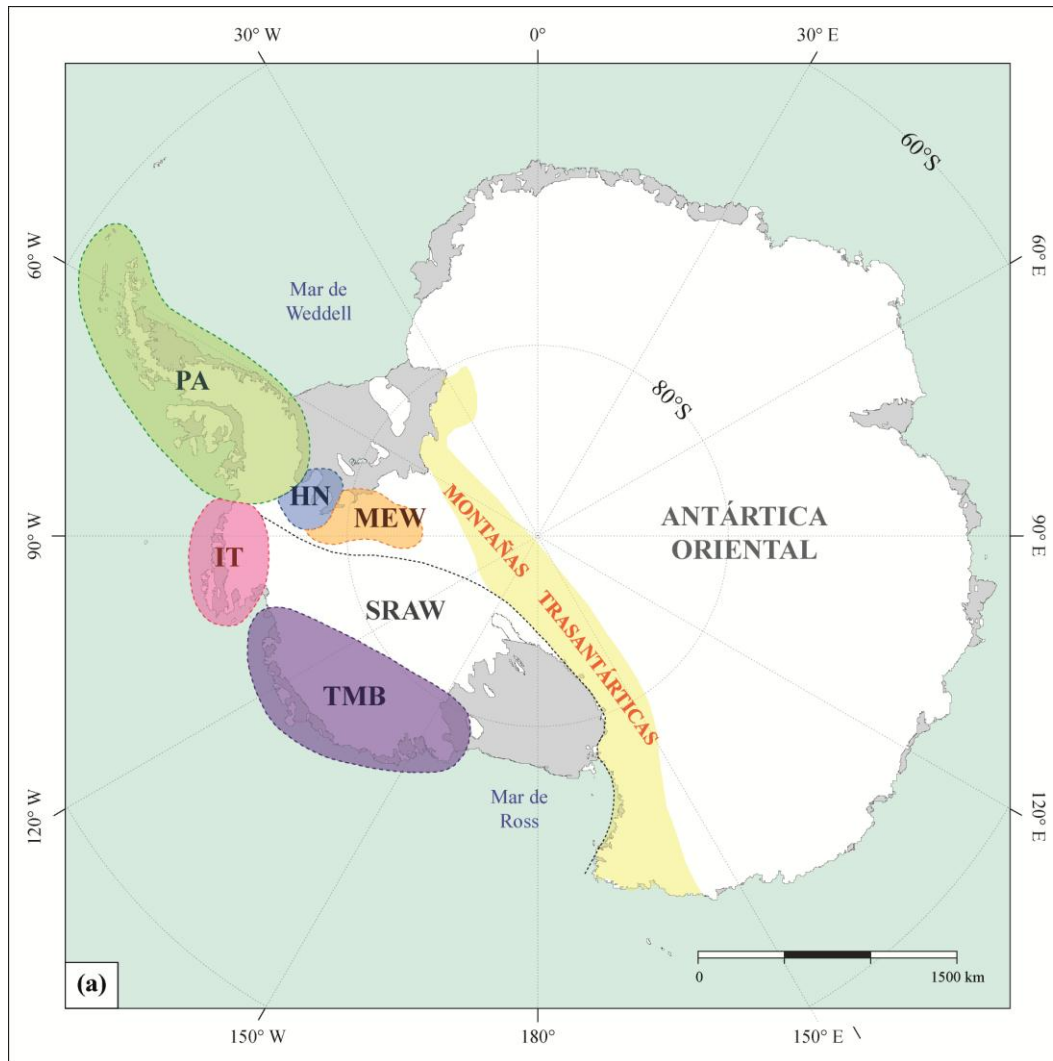


Figura 3. (a) Antártica Occidental y Oriental. Para la primera se muestran los distintos bloques fisiográficos que la componen, PA: Península Antártica, IT: Isla Thurston, HN: Haag Nunataks, MEW: Montañas Ellsworth-Whitmore, TMB: Tierra de Marie Byrd, SRAW: Sistema de *Rift* de Antártica Occidental. Basado en Dalziel (1992) y Storey (2005). **(b)** Dominios que componen a la península Antártica. Modificado de Leat *et al.* (2009).

(Pankhurst y Smellie, 1983; Smellie *et al.*, 1984). Las rocas metamórficas son más escasas y están prácticamente restringidas al Complejo Metamórfico de Scotia, un prisma de acreción compuesto por metapelitas, metabasitas, metacherts y mármoles, cuya edad varía entre 200-180 Ma en las islas Orkney del Sur, 90-110 Ma en isla Elefante y el grupo Clarence y cerca de 50 Ma en isla Smith (Trouw *et al.*, 2000 y referencias ahí citadas); y a península Hurd (isla Livingston), en donde se encuentran las metaturbiditas altamente plegadas de la Formación Miers Bluff (Jurásico Tardío-Cretácico Tardío) (Hervé *et al.*, 2006 y referencias ahí citadas).

Entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano la actividad magmática y volcánica se concentró en el sector de las islas Low, Snow y Byers. Posteriormente, durante el Cretácico tardío y el Terciario, se habría trasladado al noreste, concentrándose en las islas Byers, Greenwich, Robert, Nelson, Rey Jorge y en el estrecho de MacFarlane (Pankhurst y Smellie, 1983).

Aunque la reconstrucción de alzamiento meso-cenozoico es compleja debido a los efectos combinados de cambios glacio-eustáticos, eustáticos y tectónicos, ésta probablemente ocurrió a principios del Terciario, durante la Orogenia Andina, y fue acompañada por el emplazamiento de un gran batolito y fallamiento de rumbo (Ashcroft, 1972, en Curl, 1980).

La subducción de la placa Phoenix bajo este bloque cesó casi por completo unos 4 millones de años atrás, momento desde el cual las islas Shetland del Sur comenzaron a separarse de la península Antártica producto de la apertura del estrecho de Bransfield (Pankhurst y Smellie, 1983). Actualmente aún existe volcanismo activo en las islas Pingüino, Elefante y Decepción, el mayor monte submarino *off*-centro de la dorsal de Bransfield,

2.1.3. Evolución geológica

La geología de la península Antártica ha sido interpretada tradicionalmente como la de un arco magmático central, representado por el Batolito de la Península Antártica, activo entre los 240 y 10 Ma, en cuyo margen occidental se desarrollaron complejos de acreción producto de la subducción de corteza oceánica hacia el este actual, mientras que en su margen oriental se depositaron potentes sucesiones sedimentarias en cuencas de tras-arco y retro-arco (Storey, 2005). Sin embargo en la última década se ha postulado que su evolución pudo haber sido más compleja, con la colisión y acreción de distintos terrenos (Vaughan y Storey, 2000).

Esta historia puede ser dividida a grandes rasgos en 4 etapas.

2.1.3.1. *Etapa pre-subducción*

Entre el Pérmico y el Triásico se desarrolló una cuenca marginal en la cual se depositaron sucesiones turbidíticas siliciclásticas que fueron plegadas, levemente metamorfizadas y erodadas

durante la Orogenia de la Península, que sucedió a la Orogenia Gondwánica, entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (Birkenmajer, 1994; Vaughan y Livermore, 2005), para dar origen a las rocas meta-sedimentarias del Grupo Península Trinidad en Graham Land y el Grupo Le May en isla Alejandro I.

2.1.3.2. *Etapa de rift*

Entre el Jurásico Temprano y el Jurásico Tardío, tanto en Patagonia como en la península Antártica, se desarrollaron cuencas arealmente restringidas de orientación NNO limitadas por fallas; en las cuales se depositaron sucesiones volcano-sedimentarias *sin-rift* principalmente continentales (Ej. Formación Botany Bay en Graham Land). El magmatismo fue extendiéndose paulatinamente hasta alcanzar un *peak* durante el Jurásico Medio, período durante el cual se produjo intenso plutonismo en el sector este de Graham Land y se depositaron potentes ignimbritas silíceas y de carácter bi-modal en las cuencas de Magallanes y Larsen (Hathway, 2000). Este período de extensión culminó con la formación de la Cuenca Marginal de Rocas Verdes en Patagonia y con una etapa de *rifting* inicial en el mar de Weddell durante un movimiento sinistral entre Gondwana Oriental y Occidental (Storey *et al.*, 1996; Hathway, 2000).

2.1.3.3. *Etapa de subducción principal*

Durante la mayor parte de esta etapa, tanto el arco como el tras-arco estuvieron sometidos a un régimen extensional (Storey *et al.*, 1996).

Entre el Kimmeridgiano y el Berriasiano el registro estratigráfico en Graham Land es bastante escaso. Se tienen principalmente los estratos de cabo Frames y los depósitos marinos de la Formación Nordenskjöld y parte del Grupo Byers, que constituirían secuencias transgresivas?-regresivas *post-rift*, contemporáneas al levantamiento progresivo de un arco volcánico en el eje de la península Antártica (Pirrie y Crame, 1995; Hathway, 2000). A mayor escala, este período puede ser correlacionado con un cambio de dirección mayor E-O a N-S, en la separación de Gondwana Oriental y Occidental (Storey *et al.*, 1996).

En Graham Land continuó desarrollándose el “arco interno”, activo desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Tardío; y comenzó a formarse además un arco externo en las islas Shetland del Sur, cuya actividad principal tuvo lugar entre el Cretácico Temprano y el Mioceno (Birkenmajer, 1994). En Palmer Land en cambio el arco se ensanchó hacia el este (Leat *et al.*, 1995). Gran parte de las rocas volcánicas asociadas a estos arcos han sido agrupadas bajo el Grupo Volcánico de la Península Antártica (GVPA), compuesto por lavas basálticas y basalto-andesíticas, tobas y aglomerados con lavas dacíticas subordinadas (Birkenmajer, 1994).

El período de plutonismo más intenso tuvo lugar durante el Cretácico Temprano (~142-100 Ma), de manera contemporánea a la formación de fondo oceánico en el mar de Weddell y a

la apertura del océano Atlántico Sur (**figura 4**), y se caracterizó por una predominancia de magmas silíceos a intermedios de tipo I (Leat *et al.*, 1995). Producto de esta actividad se produjo un gran engrosamiento cortical, que también es evidenciado por gaps en el registro sedimentario y una somerización de facies tanto en el ante-arco como en el tras-arco (Hathway, 2000).

Durante el Cretácico medio tuvo lugar un episodio compresivo en los márgenes del océano paleo-Pacífico, que se conoce en la península Antártica con el nombre de “Orogenia de Palmer Land”. Afectó a todos sus dominios tectono-estratigráficos, pero se desarrolló mejor en el Dominio Oriental (Vaughan y Livermore, 2005), en donde estructuras previamente extensionales fueron invertidas (Storey *et al.*, 1996). Se asocia a un incremento global de las tasas de expansión oceánica y a un evento de “súper pluma” (120-80 Ma), que provocó un cambio de dirección de NE-SO a NO-SE en la apertura del mar de Weddell (Storey *et al.*, 1996), un rejuvenecimiento y por tanto una mayor flotabilidad de la placa paleo-Pacífica y un mayor acoplamiento interplaca (Vaughan y Livermore, 2005).

La Orogenia de Palmer Land fue seguida de un nuevo período de extensión en el intra-arco en dirección E-O; en el tras-arco (Cuenca de Larsen) se reanudó la sedimentación y subsidencia (Storey *et al.*, 1996), mientras que en el ante-arco continuó la acreción del Complejo Metamórfico de Scotia (Hervé *et al.*, 2006).

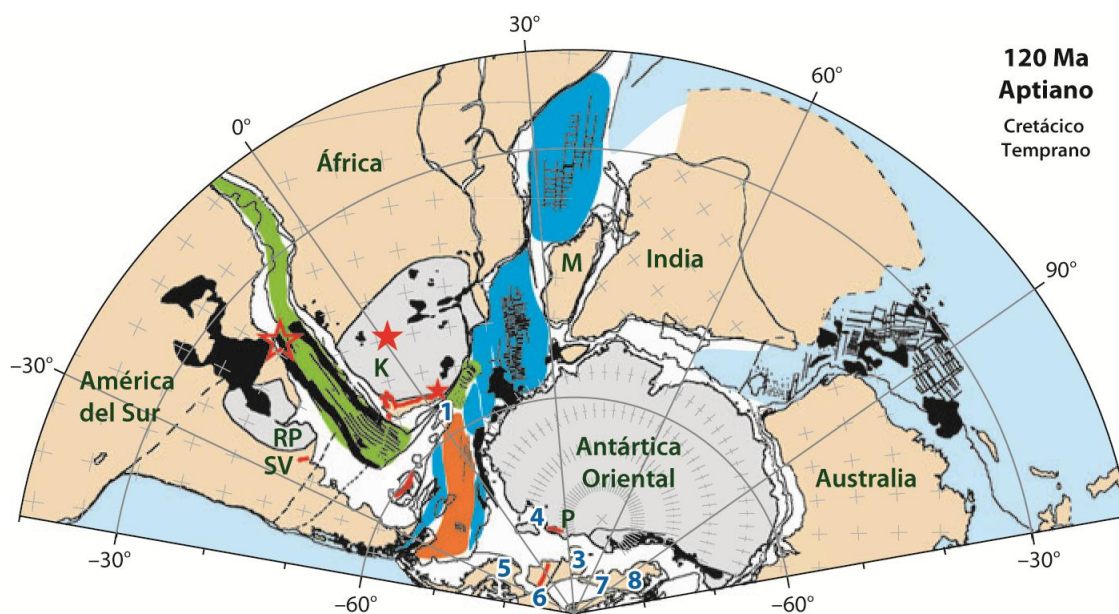


Figura 4. Apertura del océano Atlántico Sur. Corteza oceánica en verde, regiones contemporáneas del mar de Scotia y Weddell en naranja, LIP Paraná-Etendeka en negro, corteza oceánica generada por la separaci3n de Gondwana Oriental y Occidental (Cuencas de Somalia, Mozambique, Weddell y Rocas Verdes) en azul. Las estrellas rojas indica la posici3n de *hot spots*/pluma mantélica Tristán da Cunha que podría haber estado activo. Unidades corticales del margen pacífico: (1) Maurice Erwing Bank, (2) Microplaca Falkland/Malvinas (Lafoniano), (3) Bloque cortical de las mont as Ellsworth-Whitmore, (4) Isla Berkner, (5) Pen sula Antártica, (6) Bloque Cortical Isla Thurston-Costa Eights, (7) Bloque Marie Byrd Land Este, (8) Bloque Marie Byrd Land Oeste, (9) Zelandia (reconstruida para 182 Ma). K: Crat3n Kalahari, M: Madagascar, P: mont as Pensacola, RP: Crat3n Río de la Plata, SV: Sierra Ventana. Modificado de Dalziel (2013).

Finalmente durante el Paleógeno el volcanismo se concentró principalmente en las islas Rey Jorge y Nelson; aunque también se registra la existencia de cuerpos intrusivos de esta edad en las islas Snow y Livingston (Smellie *et al.*, 1984).

2.1.3.4. *Etapas de subducción tardía*

A partir del Oligoceno tardío comenzó a formarse la cuenca de tras-arco de Bransfield (Birkenmajer, 1994) producto de estreses tras-tensionales asociados a los efectos combinados de la migración de la placa Scotia y el lento *roll-back* de la placa Phoenix (Solari *et al.*, 2008), separando el arco interno del externo. Durante el Mio-plioceno el margen pacífico de la península Antártica fue afectado por una serie de colisiones progresivas entre segmentos del *ridge* Phoenix y la fosa Shetland del Sur, hoy evidenciadas por discordancias en la cubierta sedimentaria de distintos segmentos oceánicos cuyas edades indican el momento del cese de la subducción en los mismos (Solari *et al.*, 2008 y referencias ahí citadas). Asociado a éstos procesos, se desarrolló volcanismo subaéreo y submarino de afinidad predominantemente calco-alcalina y toleítica respectivamente, que aún se manifiesta en islas Pingüino, Elefante y Decepción.

2.2. GEOLOGÍA LOCAL

2.2.1. Rocas estratificadas: Grupo Byers

La sucesión volcano-sedimentaria mesozoica conocida como Grupo Byers es el registro jurásico tardío - cretácico temprano más completo del margen oeste de la península Antártica al norte de la isla Alejandro I (Hathway, 1997). Se presenta en península Byers (isla Livingston), isla Rugged y península President Head (isla Snow), en el sector occidental del archipiélago Shetland del Sur. Tiene un espesor aproximado de 2,7 km y tanto su techo como su base son desconocidos (Hathway y Lomas, 1998).

Ha sido interpretado como una mega secuencia regresiva (Lomas, 1999), sedimentaria marina a continental de intra-arco (Smellie *et al.*, 1980; Hathway, 1997), cuyos límites debieron estar controlados por tectonismo y volcanismo asociado a la subducción de la placa Farallón, más que por cambios eustáticos en el nivel del mar (Hathway y Lomas, 1998); o alternativamente, como una sucesión depositada en una cuenca de ante-arco marginal (Crame *et al.*, 1993).

Registra una transición discontinua de sedimentación pelágica/hemipelágica (Formación Anchorage) a un abanico de talud submarino profundo (Formación President Beaches), seguido de sistemas marinos someros (Formación Chester Cone) a, finalmente, un ambiente volcánico fluvial y lacustre. Brechas volcánicas submarinas (Formación Start Hill) e intrusiones hipabisales y peperíticas contemporáneas a la Formación Chester Cone indican que esta cuenca estuvo afectada por volcanismo al menos desde el Valanginiense temprano (Lomas, 1999).

Gran parte de la sucesión mantea suavemente (generalmente $<25^\circ$) y se hace más joven hacia el E o NE (Hathway y Lomas, 1998). En península Byers predominan fallas normales de alto ángulo y rumbo ENE. Además en las unidades más antiguas en el sector oeste, son comunes fallas de rumbo NO-SE y E-O (Smellie *et al.*, 1980).

Como es común en archipiélago Shetland del Sur la mayor parte de las rocas aflorantes se encuentran muy fragmentadas por procesos periglaciales.

2.2.1.1. *Formación Anchorage (FA, Kimmeridgiano - Titoniano temprano?)*

Fue definida por Crame *et al.* (1993) y es equivalente a parte de la Formación Byers de Valenzuela (1971) y al miembro de fangolitas de Smellie *et al.* (1980). Está confinada a un área de $0,5 \text{ km}^2$ en el sector noroeste de península Byers, en donde forma un homoclinal que mantea al SO que se encuentra fallado e intruído por cuerpos microdioríticos (Hathway y Lomas, 1998).

Hathway y Lomas (1998) la separan en dos miembros: New Plymouth y Punta Ocoa, que combinados alcanzan una potencia de unos 120 m. Ambos son litológicamente distinguibles y se diferencian notoriamente en el grado de bioturbación. El contacto entre éstos es incierto, ya que se encuentran separados por una falla de rumbo de alto ángulo y orientación NO-SE.

El Miembro New Plymouth (MNP) se compone de fangolitas que exhiben un nivel importante de bioturbación y numerosas capas de toba con gradación normal, bases nítidas y perturbadas localmente en su parte superior por trazas de *Chondrites*. Aunque escasas, las areniscas se presentan en estratos gruesos representativos de horizontes Bouma T_{abc}. Se encuentra en contacto por una falla subvertical con la Formación President Beaches.

El Miembro Punta Ocoa (MPO) se compone principalmente de lutitas ricas en radiolarios, capas de toba menores, estratos menores a 5 cm de arenisca aparentemente masiva y otros de mayor espesor que representan horizontes Bouma T_{abc} con intraclastos de fangolita en su interior. Subyace en aparente discordancia a la Formación President Beaches.

Esta formación presenta abundantes belemnites (*Belemnopsis stolleyi* Stevens e *Hibolithes marwicki marwicki* Stevens), bivalvos (grupo *Retroceradamus haasti* Hochstetter), amonites mal preservados (opélidos, y berriasélidos), restos de madera y hojas; los cuales no aportan una edad concluyente pero son afines al Kimmeridgiano–Titoniano temprano (Smellie, 1980; Crame, 1984). Estudios palinológicos realizados por Duane (1994) tampoco arrojaron resultados ya que las muestras recolectadas resultaron ser estériles. Por otro lado, una de las capas de toba del MPO arrojó una edad U/Pb en circones de $153,1 \pm 1,9 \text{ Ma}$, corroborando una edad kimmeridgiana para el miembro inferior (Calderón *et al.*, 2011; Bastías, 2014).

La mayoría de las fangolitas pueden ser interpretadas como depósitos hemipelágicos profundos, pero algunas pueden haber sido originadas por corrientes de turbidez diluidas. Las

areniscas y algunas tobas son interpretadas como turbiditas (Pirrie y Crame, 1995) y evidencian un *input* volcanoclástico limitado proveniente del arco magmático del Jurásico Tardío. MPO evidencia condiciones anaeróbicas-dysaeróbicas, mientras que el MNP un ambiente deposicional aeróbico.

2.2.1.2. Formación *President Beaches* (FPB, Berriasiano medio - tardío)

Fue definida por Crame *et al.* (1993) y redefinida por Hathway y Lomas (1998), quienes delimitan un área tipo que se extiende 0,5 a 1,5 km al interior desde playa Presidente y estiman un espesor de al menos 600 m. Es equivalente a parte de la Formación Byers de Valenzuela (1971) y a parte del miembro marino mezclado de Smellie (1980). Posiblemente también aflora en el sector este de isla Rugged y en la zona norte de isla Snow, áreas que no han sido mapeadas; sobreyace en discordancia aparente a la Formación Anchorage, subyace en contacto abrupto a estratos conglomerádicos de la Formación Chester Cone y en discordancia aparente a la Formación Start Hill.

Se compone principalmente de lutitas de color gris oscuro con pirita en forma local y radiolarios y trazas fósiles en forma aislada; estratos amarillentos ricos en arcillas de 0,5-4 cm de espesor (interpretados como tobas alteradas), capas y estratos de areniscas gris-verdosas y horizontes centimétricos de concreciones carbonáticas de color gris-beige. Existen además cuerpos de arenisca de mayor espesor (8-45 m) con forma lenticular, en los cuales es común encontrar deformación sin-sedimentaria de pequeña escala (calcos de carga, estructuras de llama, laminación convoluta, diques clásticos) provocada por un relieve submarino pronunciado y altas tasas de sedimentación (Lomas, 1999).

Se habría depositado en un abanico de talud submarino bajo el nivel base de las olas de tormenta, en donde la deposición de fango debió ser esporádica y localmente interrumpida por corrientes de turbidez arenosas confinadas en pequeños canales (Hathway y Lomas, 1998). El material habría provenido desde un arco volcánico con vegetación ubicado al sureste (Lomas, 1999).

Contiene macrofósiles de afinidad berriasiana, entre los que se cuentan variados amonites (ej. '*Spiticeras*', *Blanfordiceras*, *Himalayites*, *Bochianites*), bivalvos (ej. *Manticula* Waterhouse, *Praeaucellina*, *Inoceramus*) y belemnites (Smellie *et al.* 1980; Crame *et al.* 1993; Pirrie y Crame, 1995). Duane (1994, 1996) describe además la presencia de ensamblajes de dinoflagelados que precisan una edad berriasiana media - tardía.

2.2.1.3. Formación *Start Hill* (FSH, Valanginiano?)

Fue promovida al nivel de formación por Hathway y Lomas (1998). Es equivalente a la Formación Start de Valenzuela (1971) y al miembro de aglomerados de Smellie *et al.* (1980). Se encuentra en la mitad norte del promontorio Ray (península Byers), donde ha sido definido su

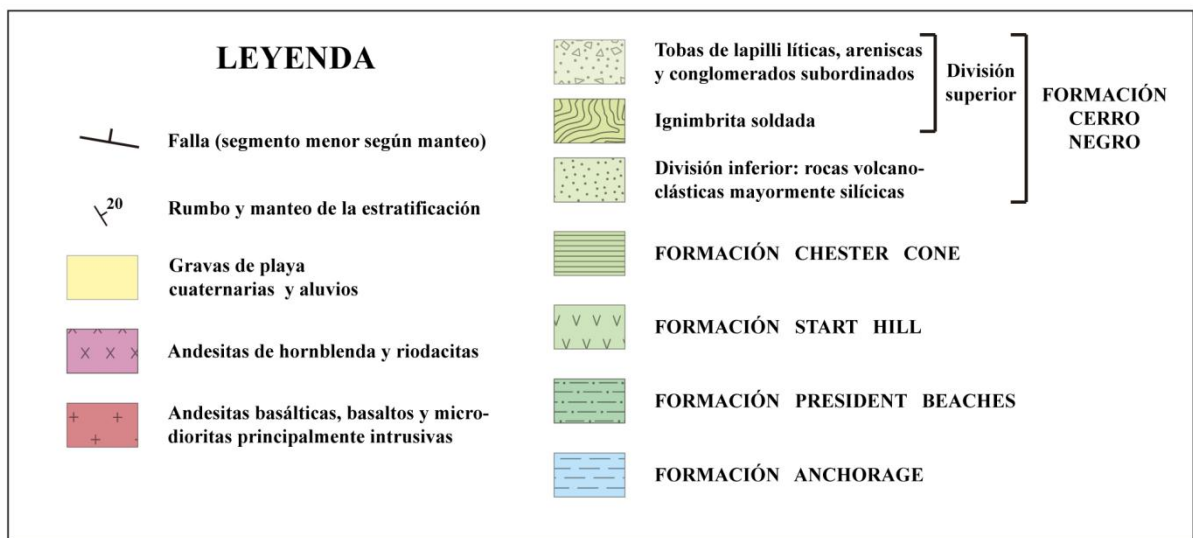
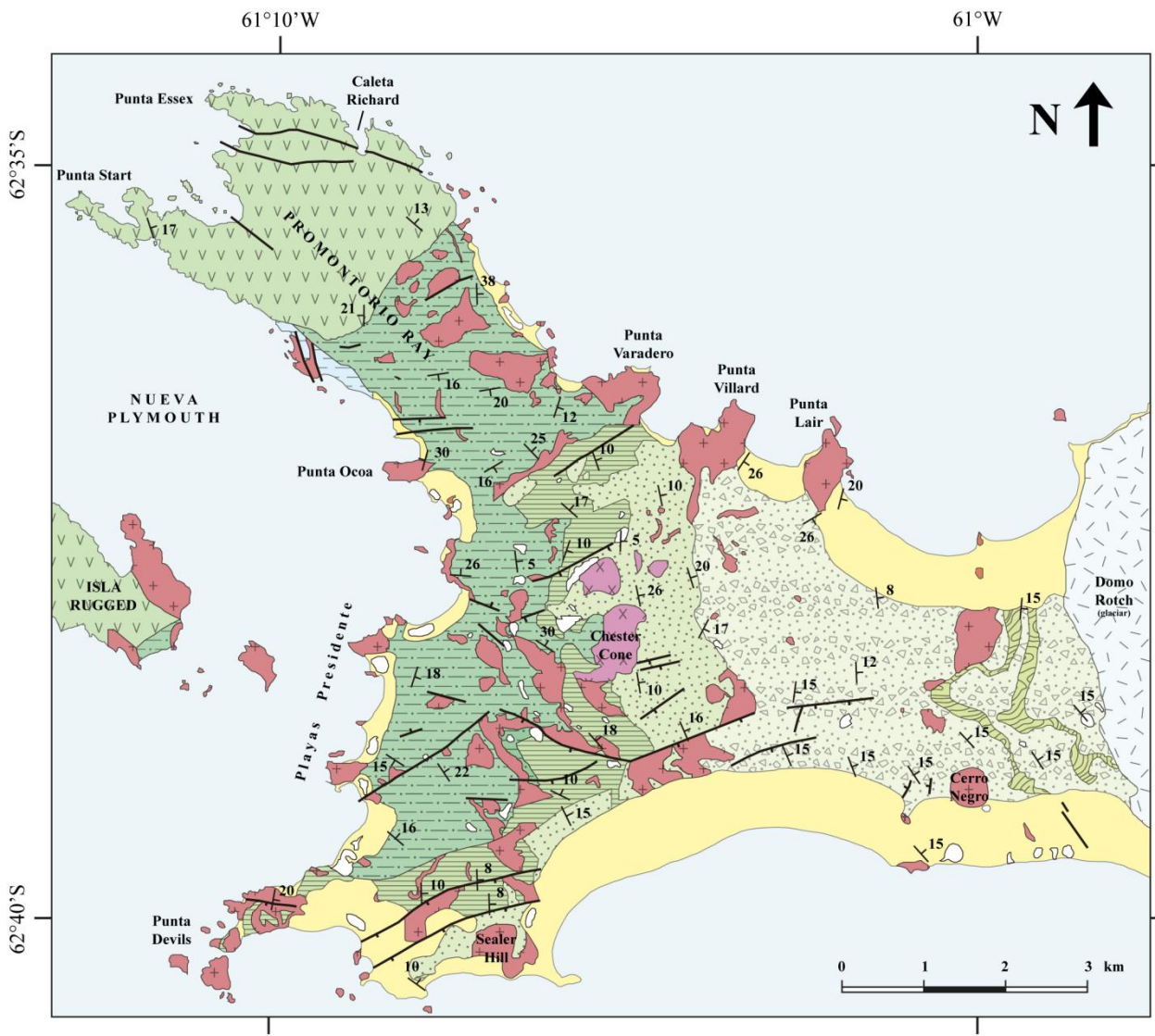


Figura 5. Mapa geológico de península Byers, donde se definió el grupo del mismo nombre. Modificado de Hathway y Lomas (1998).

estratotipo, y en isla Rugged. Su nombre proviene del cerro Start, el rasgo topográfico más importante de la zona, y posee un espesor de al menos 265 m. Su techo es desconocido y en su base se ha descrito un contacto bien definido y aparentemente discordante con las fangolitas que componen la Formación President Beaches (Valenzuela y Hervé, 1972; Smellie *et al.*, 1980).

Se compone principalmente de brechas volcánicas masivas, pobremente seleccionadas y clasto a matriz-soportadas que forman estratos bastante gruesos (5-30 m). Los clastos son en general angulosos, de basalto y andesita basáltica con textura porfídica y amigdaloidal, en su mayoría menores a 30 cm pero pueden llegar a tener 3 m de diámetro. Es común que los contactos entre estratos sean gradacionales y que se encuentren variaciones laterales pronunciadas. Además se encuentran en menor medida aglomerados volcánicos de color gris-verdoso y marrón, tobas de lapilli de poco espesor y lavas, las cuales son difíciles de distinguir de las brechas.

Dada la presencia de fragmentos de ostras, representativos de un nivel de ostras reportados por Smellie *et al.* (1980) en una localidad, es interpretada como parte de un abanico de detritos submarino que rodeaba a uno o más volcanes basálticos subaéreos.

Su edad puede ser acotada por intrusiones menores de 128 ± 3 y 123 ± 4 Ma (K/Ar, roca total) en punta Start (Smellie *et al.*, 1984). Su deposición sería posterior a la de la Formación President Beaches dada su relación de contacto y anterior a la de Cerro Negro según sus edades isotópicas. La relación exacta con la Formación Chester Cone es desconocida. Hathway y Lomas (1998) le asignan una edad berriasiana, mientras que Haase *et al.* (2012) le asignan una edad valanginiana ($135,2 \pm 2,57$ Ma) a partir de una datación de una lava mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

2.2.1.4. Formación Chester Cone (FCC, Berriasiano tardío - Valanginiano medio)

Definida por Crame *et al.* (1993) y redefinida por Hathway y Lomas (1998), quienes incorporaron como miembro inferior a la Formación Devils Point, que había sido propuesta anteriormente como base de Start Hill por Crame *et al.* (1993).

La localidad tipo de su miembro basal (MDP) se encuentra inmediatamente al noreste de punta Devils (**figura 5**) de donde obtiene su nombre. Se distribuye como una cuña que se adelgaza hacia el norte, aflorando como un cinturón casi continuo de espesor cercano a los 300 m, que ha sido afectado por numerosas fallas. Aparentemente sobreyace a President Beaches en discordancia angular muy leve (Hathway y Lomas, 1998).

Se compone en su parte inferior de conglomerados guijarrosos, matriz a clasto soportados, de apariencia moteada y color gris-anaranjado, con clastos bien redondeados de rocas volcánicas basálticas a intermedias e intraclastos de fangolita de color beige-gris; los estratos presentan bases erosivas muy marcadas donde sobreyacen horizontes de arenisca y lutitas de color gris oscuro. En su parte superior se compone de conglomerados de gravilla, areniscas gruesas con

restos de hojas y en menor medida de lutitas de color gris-verdoso. Algunas de las areniscas pertenecerían a unidades de Bouma T_{bc}. Su contenido fósil está dominado por bivalvos que parecen ser retrabajados y no son diagnósticos de edad (Crame *et al.*, 1993). Se habría originado por corrientes de turbidez que removilizaron gravas cercanas a la costa (Duane, 1996).

El miembro superior es llamado Sealer Hill (MSH), su localidad tipo se encuentra 1,1 km al sur de Chester Cone, donde alcanza unos 56 m de espesor, y aflora en forma discontinua hasta Sealer Hill. Su manteo es 30°NE. Los estratos marinos presentes en President Head también corresponderían a este miembro (Crame *et al.*, 1993). El contacto con Devils Point es gradacional y es sobreyacida en forma discordante por la Formación Cerro Negro.

Litológicamente consiste en lutitas oscuras, finamente laminadas, bastante bioturbadas, que en caras expuestas adquieren un color marrón grisáceo con apariencia oxidada; capas milimétricas a 1 cm de espesor de areniscas de grano fino, gradadas, que a veces alcanzan espesores mayores y exhiben estratificación paralela a ondulada de bajo ángulo; y de forma escasa estratos de 1 m de conglomerados masivos y mal seleccionados, con clastos tamaño guijarro de basalto y una matriz tamaño gravilla a arena. También presenta horizontes con concreciones carbonatadas, de color beige-gris, forma oblata a esferoidal y vetillas de calcita de hasta 2,5 cm de espesor.

Contiene especies de amonites de los géneros *Bochianites*, *Uhligites* y *Neocomites*, indicativos de una edad valanginiana (Covacevich, 1976 en Crame *et al.*, 1993), belemnites (*Belemnopsis (Belemnopsis) alexandri* Willey y *B. (B.) gladiatoris* Willey), plantas y bivalvos. Mediante palinología Duane (1996) acotó su edad máxima al valanginiano medio. Las lutitas serían depósitos de suspensión de baja energía mientras que las areniscas y conglomerados serían producto de flujos producidos por tormentas que se depositaron sobre el nivel base de las olas (Hathway y Lomas, 1998).

2.2.1.5. Formación Cerro Negro (FCN, Aptiano temprano – Campaniano?)

Fue definida por Hathway (1997) para agrupar a todos los estratos volcanoclásticos continentales expuestos en el sector oriental de península Byers. Es equivalente a la Formación Cerro Negro de Valenzuela (1971) y al miembro volcánico de Smellie *et al.* (1980), tiene un espesor aproximado de 1,4 km medido en una sección tipo compuesta y mantea suavemente al ENE.

Sobreyace en discordancia angular de bajo ángulo tanto al Miembro Sealer Hill como al Miembro Devils Point de la Formación Chester Cone, e incluso se dispone directamente sobre la Formación President Beaches al oeste de Chester Cone. Su techo es desconocido ya que se encuentra bajo el remanente del glaciar Domo Rotch. Hathway (1997) la divide informalmente en dos miembros, separados por un cambio de color abrupto y muy llamativo que representaría un límite diagenético más que uno estratigráfico.

El primero se compone de 200 a 240 m de rocas volcanoclásticas silíceas que meteorizadas adquieren un color verde pálido a gris: ignimbritas silíceas soldadas y no soldadas intercaladas con material piroclástico silíceo re trabajado y epiclástico.

El segundo miembro, mayormente sin-eruptivo y de coloración rojo oscuro-púrpura debido a su composición predominantemente basáltica, está compuesto por tobas de lapilli y brechas tobáceas, interpretadas como flujos de detritos y flujos de inundación respectivamente; y dos ignimbritas silíceas soldadas ricas en clastos basálticos que representan el material volcánico al pie de estratovolcanes basalto-andesíticos (Hathway, 1997). Este segundo miembro también incluye conglomerados basálticos depositados en canales fluviales, intervalos menores de depósitos lacustres y paleosuelos que han sido asociados a facies inter-eruptivas.

Cambios de espesor y facies evidencian desplazamiento sin-sedimentario a lo largo de fallas normales de rumbo ENE y vergencia S, que estarían asociadas a la extensión del Cretácico Temprano documentada en otros sectores de la península Antártica (Hathway, 1997).

Contiene abundantes macro y microfósiles vegetales, de variados grupos: Cycadeoidófitas, Pteridófitas, Prespermatófitas, Coniferófitas, Cycadófitas y Arthófitas, afines a una edad aptiana - aptiana tardía (Torres *et al.*, 1997; Duane, 1996; Cantrill, 2000).

Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa y biotita de una unidad piroclástica en su base, han entregado edades de $120,3 \pm 0,8$ y $119,1 \pm 0,9$ Ma respectivamente, mientras que clastos ignimbriticos en una unidad conglomerádica 140 m bajo su techo se ha obtenido una edad de 119 ± 3 Ma, lo que sugiere una rápida deposición durante el aptiano temprano (Hathway, 1997; Hathway *et al.*, 1999). Parica *et al.* (2007) recopilaron edades publicadas anteriormente (ej. Pankhurst *et al.*, 1979; Smellie *et al.*, 1984; Hathway, 1997; Machado *et al.*, 2005) y realizaron nuevas dataciones, extendiendo esta edad hasta el Campaniano al incluir dentro de la formación flujos lávicos y cuerpos intrusivos.

2.2.1.6. *El Grupo Byers en President Head*

Correlaciones lito- y bio-estratigráficas indican que en President Head afloran las Formaciones Chester Cone y Cerro Negro (Duane, 1996; Torres *et al.*, 1997; Hathway y Lomas, 1998); mientras que correlaciones bioestratigráficas mediante macrofósiles (amonites *Bochianites* y *Spiticeras*, bivalvo *Praeaucellina*) y estudios palinológicos señalan además la presencia de ensambles afines a los de la Formación President Beaches (Duane, 1994 y 1996; Cantrill, 1998). En la **figura 6** se presenta el mapa geológico de President Head más reciente elaborado por Hathway y Lomas (1998).

Uno de los trabajos estratigráficos más detallados hasta la fecha en President Head es el presentado por Torres *et al.* (1997) (**figura 7**), quienes describen una sucesión que comienza con una alternancia de fangolitas oscuras con niveles muy oxidados y areniscas verdosas finas, en la

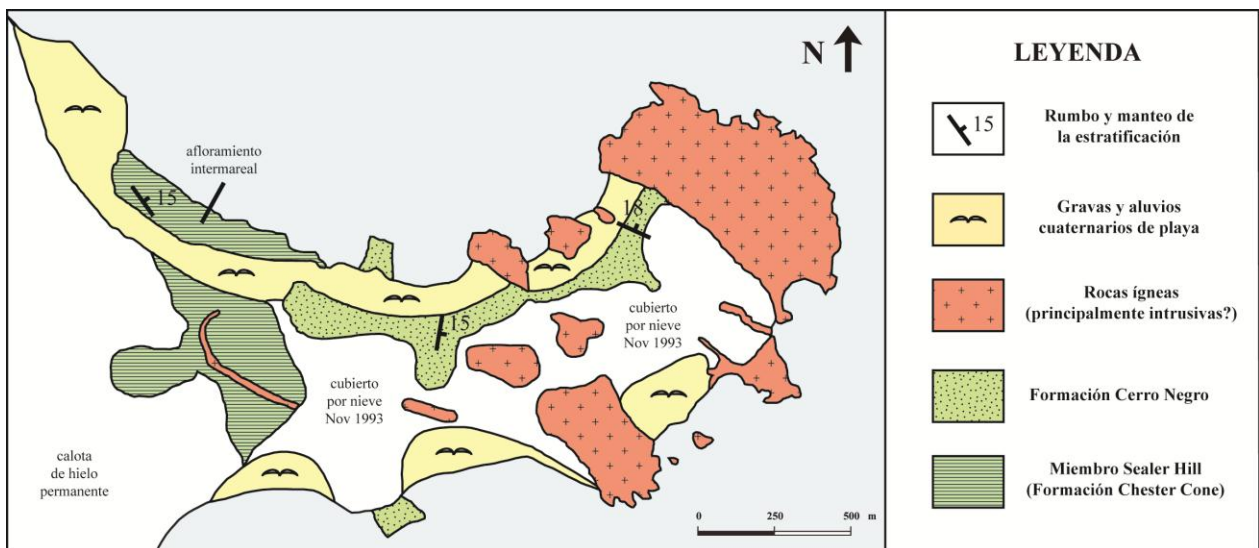


Figura 6. Mapa geológico de President Head. Modificado de Hathway y Lomas (1998).

cual es posible observar calcita en estructuras como en cono y concreciones de fangolita con láminas de arenisca gruesa; correlacionada con el Miembro Sealer Hill de la Formación Chester Cone.

Luego se pasa abruptamente, pero sin discordancia aparente, a un aglomerado volcánico oscuro, cuyos niveles superiores de color más claro y clastos más pequeños, se encuentran intercalados con lutitas gris-verdosas, areniscas tobáceas y fangolitas con restos vegetales fósiles muy bien preservados, entre los que se cuentan raíces *in situ*, rizomas de helechos, tallos de Bennettitales, entre otros, indicativo de una deposición muy cercana a la fuente (Torres *et al.*, 1997). Estos estratos son correlacionados con la división inferior de la Formación Cerro Negro (Cantrill, 1998).

2.2.2. Cuerpos intrusivos

Constituyen la mayor parte de los promontorios en la línea de costa y los rasgos topográficos más elevados tierra adentro (Smellie *et al.*, 1980). Se presentan en forma de stocks, chimeneas volcánicas, filones manto y diques de composición basáltica a intermedia (Valenzuela y Hervé, 1972; Smellie, 1980; Pankhurst y Smellie, 1983). Sus bordes raramente están expuestos y algunos pueden ser confundidos con lavas (Hathway, 1997), aunque en general éstas se distinguen por ser más porfídicas y presentar fenocristales de opacos, pigeonita y un mayor porcentaje de vidrio intersticial (Smellie *et al.*, 1980).

Los intrusivos de composición basáltica poseen una textura porfídica y contienen fenocristales de olivino, labradorita-bytownita y augita en menor proporción, en una masa crista-

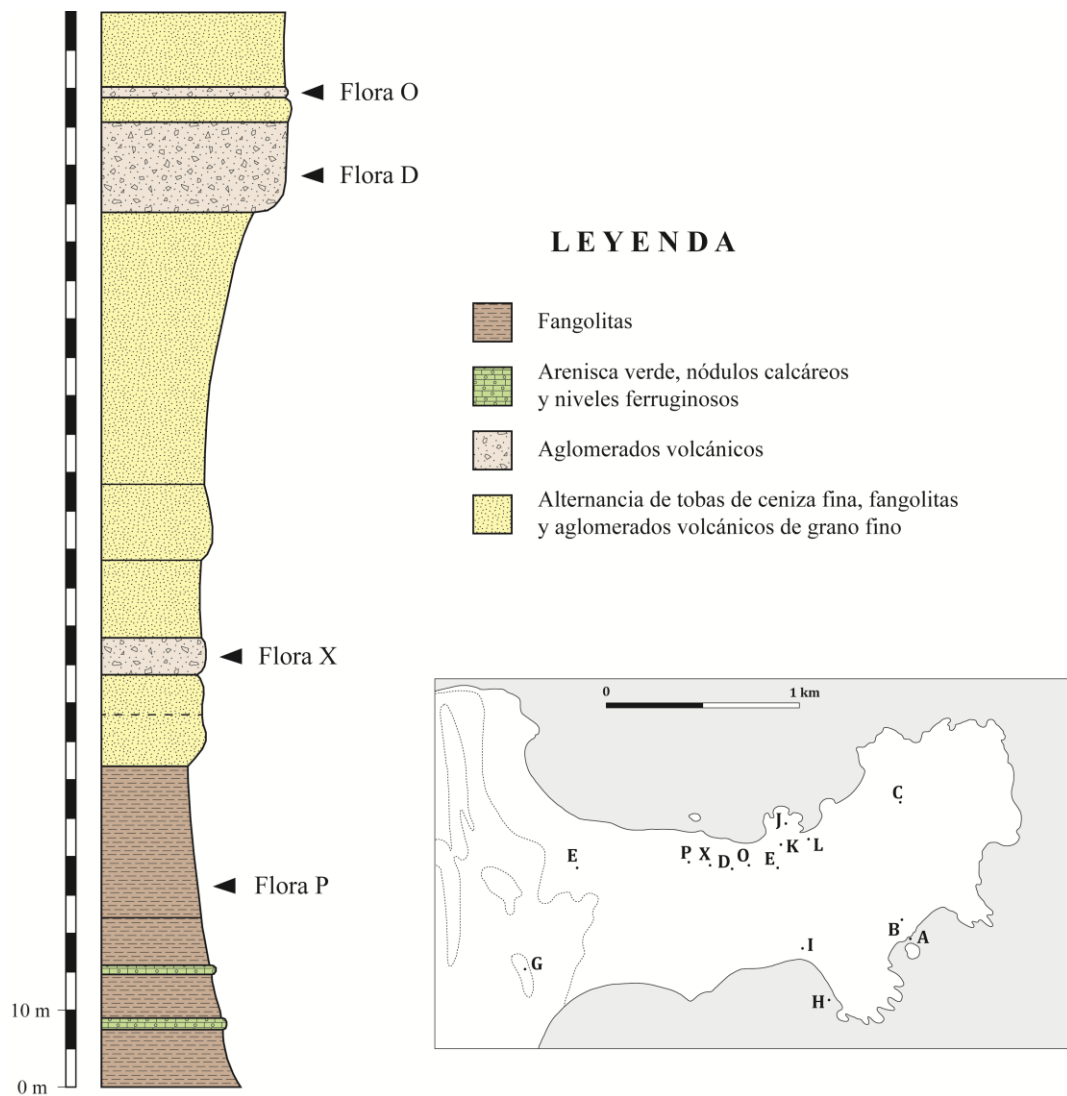


Figura 7. Columna estratigráfica y mapa de President Head indicando algunas localidades fosilíferas. Modificado de Torres *et al.* (1997).

lina formada por los mismos minerales y magnetita como probable mineral opaco. Los de composición andesítica son raramente porfídicos, con fenocristales de plagioclasa e hiperstena y micro-fenocristales de augita en una masa cristalina de andesina, augita, hiperstena, magnetita? y apatito en forma accesorio (Smellie *et al.*, 1980).

Los cuerpos de mayor volumen presentan variaciones a diorita o microgabro, son mineralógicamente similares a las intrusiones menores, pero exhiben diferencias texturales (Ej. augita subofítica con zonación oscilatoria). Pueden además presentar fracturamiento columnar (Pankhurst *et al.*, 1979). Las intrusiones de grano más grueso presentan por lo general una alteración caracterizada por zeolitas (en capas paralelas a fracturas columnares), prehnita y clorita. Sericita es común localmente y algunos de los sills y diques de mayor tamaño están fuertemente alterados, con presencia de calcita y arcillas (Smellie *et al.*, 1980).

Localmente algunos de los cuerpos alcanzaron la superficie generando lavas (Valenzuela, 1971); o intruyeron sedimentos húmedos no litificados, formando niveles de peperitas, con fragmentos angulosos de basalto en una matriz de fangolita o micrita (Smellie *et al.*, 1980).

Geoquímicamente se caracterizan por ser subalcalinos con una afinidad toleítica transicional a alcalina y un bajo contenido de potasio (Pankhurst y Smellie, 1983; Oteiza, 1999). Presentan un rango de edades de 129 ± 4 a 32 ± 1 Ma, medido en K/Ar en roca total u hornblenda (Pankhurst *et al.*, 1979; Parica *et al.*, 2007).

2.2.3. Geomorfología

Las islas del archipiélago Shetland del Sur están cubiertas aún en gran parte de su superficie por glaciares de domo que alcanzan la costa en la forma de precipicios de hielo de alrededor de 40 m de alto (Araya y Hervé, 1966). En las islas de menor latitud (Elefante, Clarence, Gibbs y Aspland) se confinan mayormente en valles bien delineados y se encuentran cubiertos por detritos (Curl, 1980). Las formaciones morrénicas son escasas y poco definidas. Durante su retroceso, el glaciar Rotch en península Byers labró de forma suave artesas, cubetas, umbrales, rocas aborregadas y estriadas (De Pisón, 2000). En su frente actual, la morrena terminal posee una forma arqueada y se compone de varias crestas (Curl, 1980).

Penínsulas Byers y President Head muestran en general un paisaje amesetado, con un sistema de plataformas y playas escalonadas. En Byers la plataforma principal alcanza 70 a 100 m de altura. Sobre éstas se destacan pitones como parte de edificios volcánicos antiguos desmantelados y una serie de cuerpos intrusivos (Araya y Hervé, 1966). Los procesos principales que han modelado su paisaje son de origen eustático/isostático, glacial, periglacial, torrencial y tectónicos asociados a la apertura del estrecho de Bransfield (Sàbat *et al.*, 1992).

Las formas marinas emergidas son tanto erosivas (plataformas de abrasión y acantilados) como deposicionales (playas y albuferas). Estas últimas se dividen en cuatro niveles entre los 0 y 140 m, con hasta seis playas elevadas cada uno (John y Sudgen, 1971). Los niveles medios se encuentran modelados además por procesos glaciales, periglaciales y torrenciales (Araya y Hervé, 1966; De Pisón, 2000). A partir de las playas elevadas, Sàbat *et al.* (1992) calcularon que isla Livingston se ha levantando a una razón de 4-5 mm/año durante los últimos 50.000 años.

En la plataforma central dominan mantos de clastos superficiales y suelos ordenados (círculos de piedra, polígonos, suelos estriados y bandeados) producto de procesos de crioclastismo y solifluxión. El *permafrost* yace bajo un “molisoil” de 5 a 25 cm de espesor. En laderas escarpadas se producen generalmente derrubios y en pendientes más suaves lóbulos y polígonos escalonados, bloques aradores, etc. (De Pisón, 2000).

La incisión de redes de drenaje es aún simple con cursos de agua temporales, se observan canales amplios que se hacen angostos y profundos en los ejes de las plataformas; en el área de Chester Cone se disponen en forma radial (Curl, 1980). En algunos sectores se han desarrollado además algunos lagos y estanques pequeños (De Pisón, 2000).

2.2.4. Estructuras

Smellie *et al.* (1980) describen para península Byers un estilo de plegamiento amplio de “domos y cuencas”. La tendencia de una orientación preferencial de manteo E a ENE sería indicativo de un basculamiento regional. Remarcan que el número de cuerpos intrusivos y la deformación son mayores hacia el sector oeste. A 1-1,5 km de punta Smellie el basculamiento es interrumpido por numerosos pliegues monoclinales a anticlinales apretados (e incluso isoclinales) de rumbo E-O que podrían estar asociados a *slumping*, debido a la ausencia de clivaje, y pequeñas fallas de rumbo.

Smellie *et al.* (1980) también señalan la ocurrencia de pliegues menores tipo “Kink” asociados a cizalle en estratos adyacentes a algunos cuerpos intrusivos, que se habrían formado debido a estreses compresivos locales durante el emplazamiento de estos últimos.

Los diques presentan predominantemente una orientación NO a ONO, concordante con el rumbo de las fallas principales (Smellie *et al.*, 1980).

Recientemente, península Byers ha estado sometida a extensión NNO-SSE/ NNE-SSO ligada a la apertura de la Cuenca de Bransfield, así como a compresión local NE-SO y NO-SE asociada respectivamente a la convergencia entre las placas Scotia y Antártica, y a la subducción en la Fosa de las Shetland del Sur (Alfaro *et al.*, 2010).

Capítulo 3

GEOLOGÍA DE PENÍNSULA PRESIDENT HEAD

3.1. INTRODUCCIÓN

En península President Head se distinguen dos unidades sedimentarias, una marina y una continental con gran influencia volcánica, cuyo contacto no se encuentra expuesto; un sinnúmero de cuerpos intrusivos hipabisales, en su mayoría doleríticos y de volumen pequeño; y rasgos y superficies geomorfológicas recientes.

Los afloramientos son restringidos, discontinuos y de poco espesor. Se encuentran muy meteorizados y cubiertos por detritos periglaciales y/o mantos de nieve. Los de rocas sedimentarias finas están restringidos a las partes superiores de la meseta central y a pequeños canales de deshielo de incisión reciente, mientras que los de rocas piroclásticas son algo más resistentes, sobresalientes y se han preservado de mejor manera. Aunque en muchos sectores el regolito es el resultado de la descomposición de roca *in situ*, es difícil realizar columnas estratigráficas continuas.

En la **figura 8** se presenta el mapa geológico de President Head elaborado durante la campaña a terreno de febrero de 2013. Se observa que difiere en algunos aspectos del realizado por Hathway y Lomas (1998) (**figura 6**). Dada la época del año, la extensión de los mantos de nieve era menor y se logró refinar la prolongación y distribución de las unidades sedimentarias, cuerpos intrusivos y depósitos de playa. También fue posible identificar nuevos afloramientos de origen continental en el sector occidental de la península cerca del límite actual del glaciar. Sin embargo, el contacto entre rocas continentales y marinas sólo pudo ser trazado en forma inferida. Por último, cabe mencionar que en el mapa no se encuentran incluidos afloramientos visibles sólo en bajamar ya que en esta oportunidad no fueron examinados con detención.

MAPA GEOLÓGICO DE PENÍNSULA PRESIDENT HEAD

ISLA SNOW, ARCHIPIÉLAGO SHETLAND DEL SUR, ANTÁRTICA

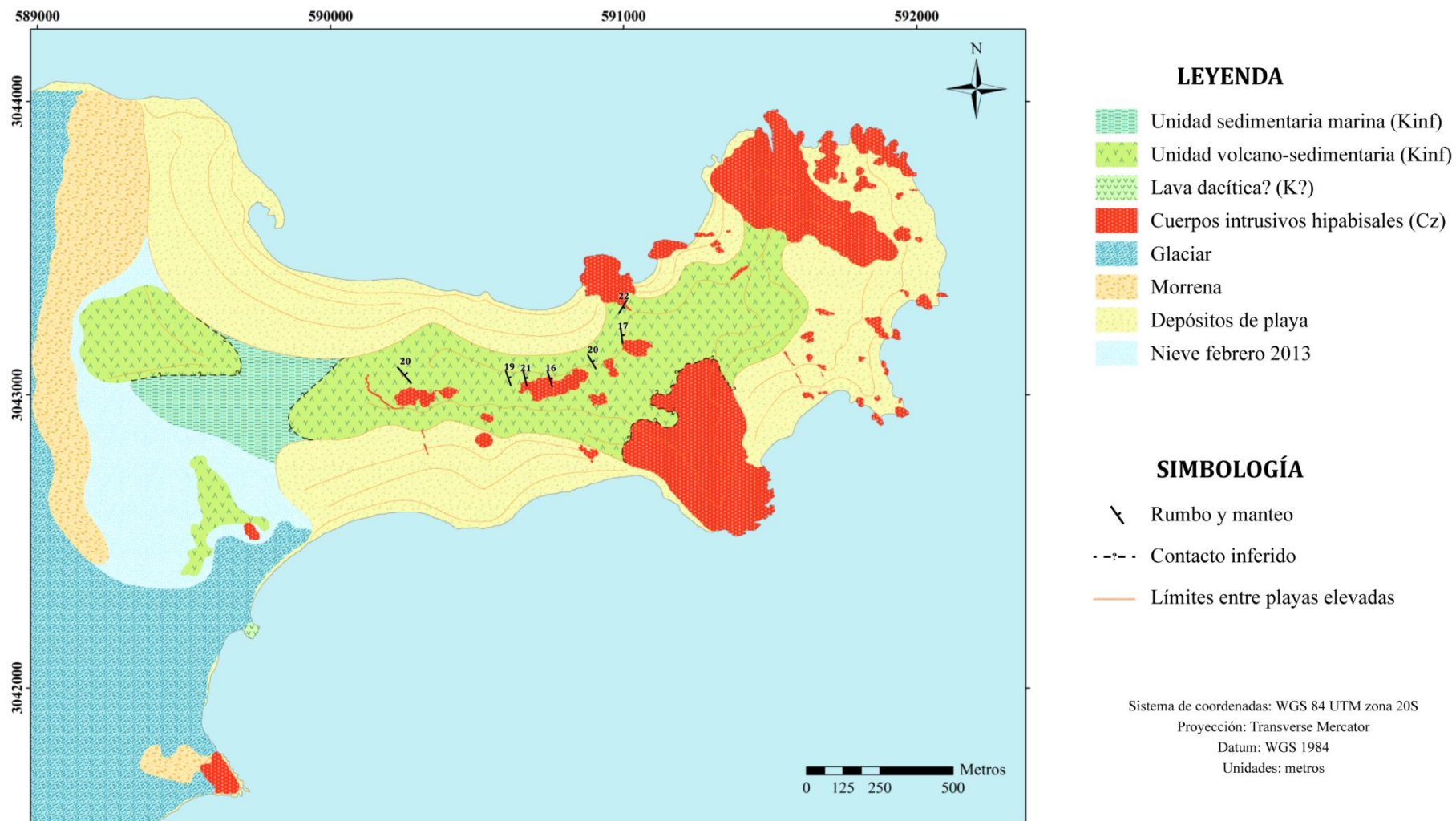


Figura 8. Mapa geológico de President Head confeccionado durante la campaña a terreno de febrero de 2013.

3.2. UNIDAD SEDIMENTARIA MARINA

3.2.1. Introducción

Esta unidad aflora en las partes bajas del “cuello del presidente”, sector centro-occidental de la península (**figura 9, Figura 11a**), en pequeños canales de drenaje de desarrollo reciente y se compone de fangolitas, lutitas, areniscas y “brechas”. Corresponde al nivel estratigráfico inferior de toda la sucesión estudiada y se desconoce tanto su base como su techo. Es difícil estimar su potencia ya que se encuentra cubierta por regolito *in situ*, detritos periglaciales, gravas de una playa elevada y algunos mantos de nieve remanentes.

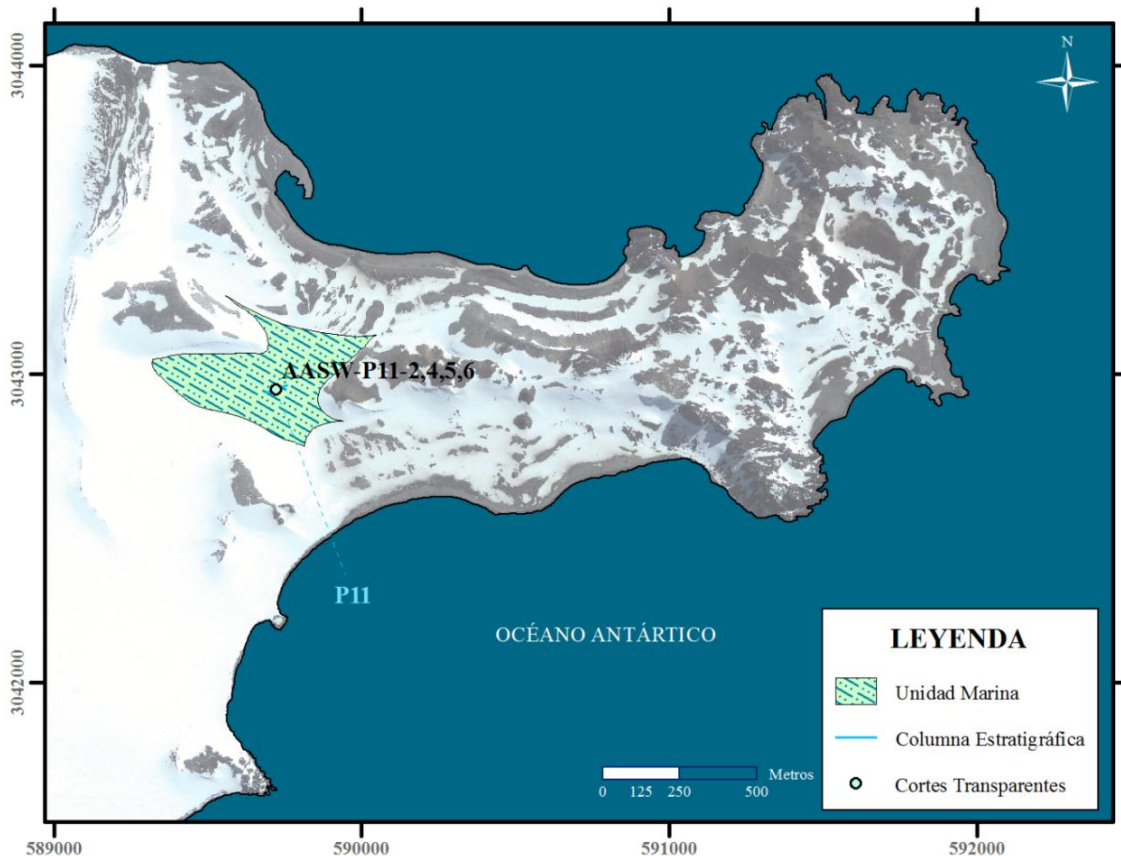


Figura 9. Distribución de la unidad marina y ubicación de la columna estratigráfica correspondiente.

3.2.2. Estratigrafía

Se construyó sólo una columna estratigráfica para esta unidad (P11, **figura 10**) debido a la escasa exposición y mala calidad de los afloramientos. La ubicación de la misma se indica en la **figura 9**, la cual se escogió por el hallazgo *in situ* de fragmentos de un amonite afín a la especie *Olcostephanus? cf. atherstoni* (Sharpe) (**anexo D**). Se pudo seguir en forma continua por 1 m aproximadamente y se compone de base a techo por areniscas gruesas a medias ligeramente

gradadas, limitadas en su parte superior por lo que parece una superficie de amalgamiento; seguidas de “brechas sedimentarias” con clastos de lutita que gradan a areniscas muy gruesas a medias, un horizonte de fangolita de poco espesor, sobre el cual se observó un paquete con gradación inversa-normal de areniscas finas a granulosas y brechas arenosas, cuyos clastos elongados se encuentran dispuestos en forma paralela a la estratificación; seguidas por un segundo nivel de fangolitas.

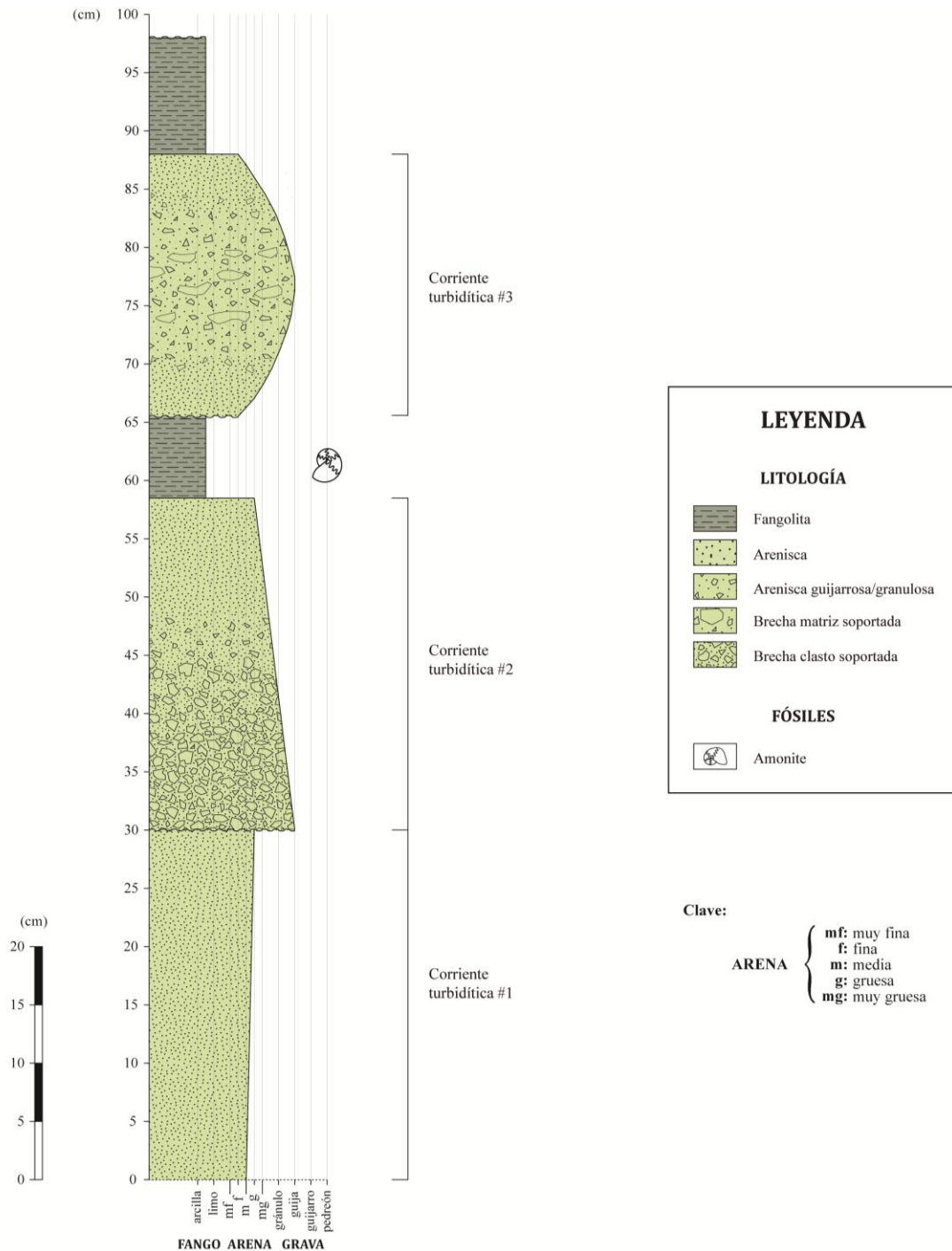


Figura 10. Columna estratigráfica de la unidad marina.

3.2.3. Litofacies

En la **tabla 1** se presenta un resumen de las litofacies definidas para esta unidad y su interpretación, siguiendo algunos de los criterios propuestos por Pickering *et al.* (1986) y referencias ahí citadas, para procesos de sedimentación subacuáticos.

Tabla 1. Resumen de litofacies de la unidad sedimentaria marina y su interpretación

CÓDIGO FACIES	FACIES	CARACTERÍSTICAS	INTERPRETACIÓN
E ₁	Fangolitas	Sin estructuras, masivas	Deposición relativamente rápida
E ₂	Lutitas	Laminación paralela muy fina	Deposición desde suspensión / corrientes de turbidez diluidas
B ₁	Areniscas gruesas masivas	Areniscas gruesas masivas finamente estratificadas	Sedimentación bajo condiciones de tracción en corrientes de turbidez de alta densidad
B ₂	Areniscas estratificadas gradadas	Areniscas estratificadas con gradación inversa o normal	Detención sucesiva de alfombras de tracción de poco espesor en la base de corrientes de turbidez de alta densidad
A	Brechas y brechas arenosas gradadas estratificadas	Brechas con gradación normal, brechas arenosas con gradación inversa-normal, clastos de fangolita	Deposición rápida desde suspensión y en parte por tracción desde una corriente de turbidez de alta concentración

3.2.3.1. Fangolitas y lutitas (E₁ y E₂)

Éstas se presentan en capas de unos pocos centímetros a estratos de potencia decimétrica, en contacto nítido o ligeramente irregular sobre areniscas de las facies B₁ y B₂. Son de color negro a gris oscuro en superficies frescas y de color terracota en superficies meteorizadas. Pueden ser masivas (litofacies E₁) o presentar laminación paralela (litofacies E₂) partiéndose en planos bien definidos (**figura 11a**).

Interpretación:

Las fangolitas (E₁) indicarían una rápida deposición, resultado del estancamiento de una corriente de turbidez de baja densidad o de deposición hemipelágica afectada por corrientes de fondo oceánico (Pickering *et al.*, 1986). Según los mismos autores, la laminación paralela desarrollada en lutitas (E₂) se origina por la deposición grano a grano o de agregados de partículas desde suspensión, o por corrientes de turbidez de baja densidad. Por otro lado el color negro es indicativo de que poseen un porcentaje importante de materia orgánica, cuya preservación pudo haber sido favorecida por aguas profundas anóxicas (Stow *et al.*, 1996).

3.2.3.2. Areniscas gruesas masivas (B₁)

Son de color gris muy claro, presentan una estratificación fina (5 cm aproximadamente) y se caracterizan por poseer una selección moderada, con clastos tamaño arena gruesa a muy gruesa, e incluso algunos gránulos. Son masivas, no exhiben estructura interna, se presentan sobre brechas arenosas y en su límite superior pasan abruptamente a litofacies de fangolitas.

Según la clasificación de Pettijohn (1987) corresponden a wackas líticas granulosas con muy bajo contenido de matriz.

Interpretación:

Se dan por sedimentación bajo condiciones de tracción. Litofacies similares han sido interpretadas como depósito cuya matriz fue removida por corrientes fuertes de fondo oceánico (Pickering *et al.*, 1986).

3.2.3.3. *Areniscas estratificadas gradadas (B₂)*

Las areniscas estratificadas se presentan en estratos medianos, de 7 a 30 cm (máximo espesor expuesto), como paquetes “gradacionales” desde brechas arenosas o como estratos individuales con una ligera gradación inversa y límites irregulares que podrían corresponder a superficies de amalgamación. Presentan en general un color gris claro a gris verdoso y varían entre areniscas finas, gruesas y gujarrosas. Según Pettijohn (1987) pueden ser clasificadas en wackas líticas y wackas feldespáticas.

Interpretación:

Se originan por la detención sucesiva de alfombras de tracción de poco espesor en la base de corrientes de turbidez de alta densidad (Pickering *et al.*, 1986). La gradación inversa ocurre por la interacción entre granos, en cambio la deposición rápida de una capa con clastos no segregados tiene como resultado un depósito masivo.

3.2.3.4. *Brechas y brechas arenosas gradadas estratificadas (A)*

Se encuentran en estratos de potencia media, no más de 20 cm, y pueden poseer bases erosivas o gradar tanto en su límite superior como inferior a litofacies B₂, por lo cual se hace difícil establecer sus límites. Aparentemente tienen una geometría lenticular.

Varían de clasto a matriz soportadas, con un 70 a 30% de clastos angulosos a sub-angulosos, casi exclusivamente de fangolita gris, cuya esfericidad es proporcional a su tamaño, de selección moderada en brechas clasto-soportadas a pobre en brechas matriz-soportadas, en las cuales los clastos son de tamaño guijarro y se encuentran orientados.

Interpretación:

Se originan por deposición rápida desde suspensión y en parte por tracción desde una corriente de turbidez de alta concentración. Variaciones en la velocidad puede provocar sedimentación por tracción de partículas más pequeñas que da lugar a depósitos con un mayor contenido de matriz (Pickering *et al.*, 1986).



Figura 11. Unidad sedimentaria marina, (a) Afloramientos en parte baja del “cuello del presidente” (personas vestidas de rojo y negro como escala), (b) Afloramiento de lutitas (E₂), (c) Amonite *Olcostephanus?* cf. *atherstoni* (Sharpe), (d) Amonite *Aulacosphinctes* cf. *proximus* Steuer.

3.2.4. Petrografía

3.2.4.1. *Fangolitas*

Contienen hasta un 20% de clastos tamaño limo medio a arena muy fina (0,01-0,15 mm), con forma prismática, muy angulosos a sub-angulosos y altamente esféricos, de cuarzo monocristalino (~10%), feldespatos (~7%) y opacos (~2%); el 80% restante corresponde a partículas tamaño arcilla y limo fino, con arcillas, óxidos y materia orgánica.

3.2.4.2. *Wackas líticas y wackas líticas granulosas*

Las wackas líticas y wackas líticas granulosas poseen una selección moderada y son texturalmente maduras. Su esqueleto se compone de un 50 a 55% de clastos angulosos a sub-redondeados tamaño arena fina a gránulo (0,1-3 mm), con forma elipsoidal o prismática y contactos ausentes, puntuales y/o largos. Se constituye de líticos volcánicos básicos (20-25%), fragmentos de fangolita y chert (5%) y cristales de cuarzo, plagioclasa y piroxeno? (20%). La matriz se compone de partículas tamaño limo y arcilla cementadas por sílice, óxidos de hierro y zeolitas.

3.2.4.3. *Wackas feldespáticas*

Las wackas feldespáticas presentan una selección moderada a buena, son clasto-soportadas y maduras texturalmente. Poseen hasta un 80% de clastos tamaño arena muy fina a gruesa (0,1-1 mm), predominantemente de cristales de plagioclasa (70-75%); pero también presentan cuarzo (1-3%) y líticos volcánicos básicos (5%) en menor cantidad. Poseen en general forma prismática, son muy angulosos a sub-angulosos y de baja esfericidad, presentando contactos largos y puntales. Se encuentran cementadas por calcita espática y poiquilotópica (15-20%).

3.2.4.4. *Brechas*

Se caracterizan por un 30 a 70% de clastos de tamaño gránulo a guijarro (0,2-10 cm), elipsoidales a prismáticos, sub-angulosos a sub-redondeados y esfericidad proporcional a su tamaño. En su mayoría corresponden a fragmentos de lutita gris finamente laminada. En brechas clasto soportadas los contactos entre granos pueden ser largos o cóncavo-convexos.

La matriz (25 a 60%) posee material de tamaño limo a arena muy gruesa y varía entre wacka lítica y wacka feldespática, con cristales de plagioclasa, ortoclasa, líticos volcánicos basálticos y fragmentos de fangolita como los que componen el esqueleto. Contienen un 5 a 10% de cemento de tipo pelicular y poiquilotópico, compuesto por óxidos, arcillas y calcita.

3.2.5. Fósiles y edad

Se encontraron fragmentos de dos amonites. Uno *in situ* pero mal preservado, en la litofacies de fangolita masiva (E₁), que según los paleontólogos Alfonso Rubilar y Amaro Mourgues (**anexo D**), correspondería a la especie *Olcostephanus* cf. *atherstoni* (Sharpe) (**figura 11c**), afín a una edad valanginiana media. Un segundo espécimen, relativamente bien preservado, se encontró entre los detritos que cubren el sector y fue identificado por el paleontólogo Christian Salazar como *Aulacosphinctes* cf. *proximus* Steuer (**figura 11d**), afín a una edad titoniana.

3.2.6. Interpretación

3.2.6.1. Asociaciones de litofacies y procesos de deposición

De acuerdo a las litofacies previamente descritas y su interpretación, es posible reconocer los procesos que controlaban la sedimentación durante la deposición de esta unidad. Se distinguen procesos de re-sedimentación episódicos, como corrientes de turbidez de alta y baja densidad, característicos de un ambiente marino profundo.

Corrientes de turbidez de alta densidad: litofacies A, B₁ y B₂

Las corrientes de turbidez de alta densidad son capaces de transportar arena relativamente gruesa, guijarros e intraclastos (Einsele, 1992). Cuando están confinadas en canales alcanzan velocidades suficientes para transportar clastos de hasta 30 cm como carga de fondo y erodar fangolitas del suelo marino (Pickering *et al.*, 1986; Einsele, 1992).

Las litofacies descritas previamente en la sección 3.2.3. sugieren dos mecanismos de deposición asociados a este tipo de flujos:

1. Desde suspensión a medida que el flujo pierde su *momentum*, para porciones gradadas de la litofacies A y B₂.
2. Por tracción, ya sea friccional o colisional, en las litofacies B₁, B₂ y parte de A.

En la sección estudiada se distinguen al menos tres eventos de corrientes de turbidez de alta densidad delimitados por superficies de amalgamiento o erosión (**figura 10**). El primero de ellos corresponde a un flujo arenoso en donde sólo se presentan areniscas ligeramente gradadas en forma inversa (litofacies B₂), ya que en su parte superior se encuentra truncado, equivalentes al horizonte S₂ del modelo de turbiditas de grano grueso de Lowe (1982). El segundo corresponde a un flujo de mayor granulometría, en donde se presenta una gradación de brechas y brechas arenosas con clastos de fangolita (litofacies A) a areniscas normalmente gradadas (litofacies B₂), semejantes a los horizontes R₃ y S₃ del modelo de Lowe (1982) respectivamente.

El tercer flujo se caracteriza por una serie de niveles asociados a tracción; en su base presenta areniscas con gradación inversa (litofacies B₂, equivalente a S₂); luego una porción

media de brechas matriz soportadas, donde destacan guijarros de fangolita elongados y orientados en forma paralela a la estratificación, que fueron arrancados del suelo marino y se habrían transportaron “flotando como balsas” en un flujo altamente concentrado (Pickering *et al.*, 1986); y una última porción de arenisca gruesa masiva (B₁), semejantes a horizontes S₃ o T_a de Bouma (1962). De los guijarros de fangolita de la porción media se infiere que esta sección corresponde a depósitos de canal.

Corrientes de turbidez de baja densidad: litofacies E₁ y E₂

Las corrientes de turbidez de baja densidad sólo transportan limo y arcilla en suspensión o agregados de partículas de estos tamaños, fluyen lentamente y forman extensos depósitos de poco espesor (Einsele, 1992). Usualmente corresponden a la etapa final de una corriente de turbidez de alta densidad que se ha diluido (Stow *et al.*, 1996). La deposición ocurre mediante dos mecanismos:

1. Sedimentación lenta desde suspensión, que origina depósitos de limo gradado y lutitas, como las litofacies E₂.
2. Concentración del flujo diluido por desaceleración, originando un flujo hiperconcentrado que se detiene formando capas de fango sin gradación, como las litofacies E₁.

En cuanto a modelos de turbiditas, las litofacies E₁ son similares al horizonte T_e del modelo de Bouma (1962) para turbiditas de grano medio o al horizonte T₇ de Stow y Shanmugam (1980) para turbiditas de grano fino (Pickering *et al.*, 1986). La ausencia de otros horizontes entre estas litofacies y B₁ o B₂, podría indicar que E₁ corresponde a depósitos de ribero de un canal adyacente o que representan períodos de abandono del “lóbulo” (Einsele, 1992). Alternativamente pueden corresponder a niveles de “contouritas” de fango asociadas a corrientes semi-permanentes de fondo marino. Por su parte las litofacies E₂ pueden considerarse equivalentes al horizonte T_d del modelo de Bouma (1962) o al horizonte T₄ de Stow y Shanmugam (1980) (Pickering *et al.*, 1986).

3.2.6.2. *Ambiente sedimentario*

Las corrientes de turbidez son comunes en ambientes marinos profundos como abanicos submarinos, abanicos de talud o de rampa submarina. Los tres se diferencian esencialmente en su sistema de alimentación, puntual para los primeros, lineal para abanicos de talud y múltiple en rampas submarinas (Einsele, 1992). Estos tres subambientes se subclasifican además según el volumen y el tamaño de grano del sedimento disponible (rico en fango, rico en fango/arena, rico en arena, rico en grava); variables que controlan el tamaño, la pendiente, la frecuencia y el patrón de elementos morfológicos y facies, que permiten un arreglo de elementos arquitecturales característico (Stow *et al.*, 1996).

En la sección anterior (3.2.6.1.) se concluyó que las turbiditas de la localidad P11 se depositaron en un canal submarino. Correspondería a una sección proximal a media, dadas sus

granulometrías, la existencia de superficies de amalgamamiento y la presencia de fangolitas posiblemente asociadas a períodos de inactividad del canal.

Dada la escasa exposición de esta unidad y el tamaño reducido de la sección estudiada, la certeza de cualquier interpretación es baja. Se desconoce la geometría de los depósitos y algunas relaciones laterales y verticales entre litofacies; por lo tanto, como no existen criterios para distinguir el tipo de alimentación del sistema ni el arreglo de elementos arquitecturales, no es posible discernir entre un ambiente de abanico submarino, abanico de talud o rampa submarina. Sólo es posible aseverar que la sucesión descrita es afín a un sistema rico en arena y fango según los modelos expuestos por Stow *et al.* (1996).

3.3. UNIDAD VOLCANO-SEDIMENTARIA

3.3.1. Introducción

Esta unidad se presenta en el sector central y oriental de President Head (**figura 12**) y sus afloramientos se encuentran mejor preservados en los bordes y laderas de la meseta central y en las partes altas del límite occidental de la península cercanas al frente del glaciar. Es de origen continental y contiene fragmentos de troncos e improntas foliares bien preservados. Se compone de fangolitas, lutitas, areniscas, conglomerados y tobas. Los estratos se encuentran ligeramente basculados hacia el NE, con un rumbo promedio N21°W y un manteo cercano a los 19°NE. Sobreyace a la unidad marina, pero el contacto no está expuesto.

3.3.2. Estratigrafía

Se construyeron 3 columnas estratigráficas para esta unidad, P9, P1-P4 y P7, por la cara norte de la península, ya que la cara sur estuvo cubierta de nieve casi hasta el fin de la estada. Se levantó así una sección compuesta de unos 75 m de potencia. Lamentablemente producto de la cubierta de detritos no fue posible estudiar variaciones laterales de las mismas.

“P9” (**figura 13**) se ubica en la parte central del “cuello del presidente” (**figura 12**). Corresponde a alrededor de 6 m de una alternancia de areniscas plumizas medias a finas, fangolitas y lutitas amarillas, verdosas y rojizas, en estratos decimétricos a centimétricos, y dos estratos de toba de ceniza cristalina de unos 40 a 30 cm. De base a techo aumenta el espesor de los paquetes de lutita y disminuye el espesor de las areniscas. Los contactos entre estratos son bastante irregulares. Las areniscas son masivas y las lutitas se encuentran finamente laminadas y presentan estructuras de deslizamiento (*slumping*), mientras que en fangolitas se observan bolsones de piritita y concreciones elipsoidales. Esta sucesión está intruida por un dique dolerítico y contiene vetillas y cúmulos de calcita.

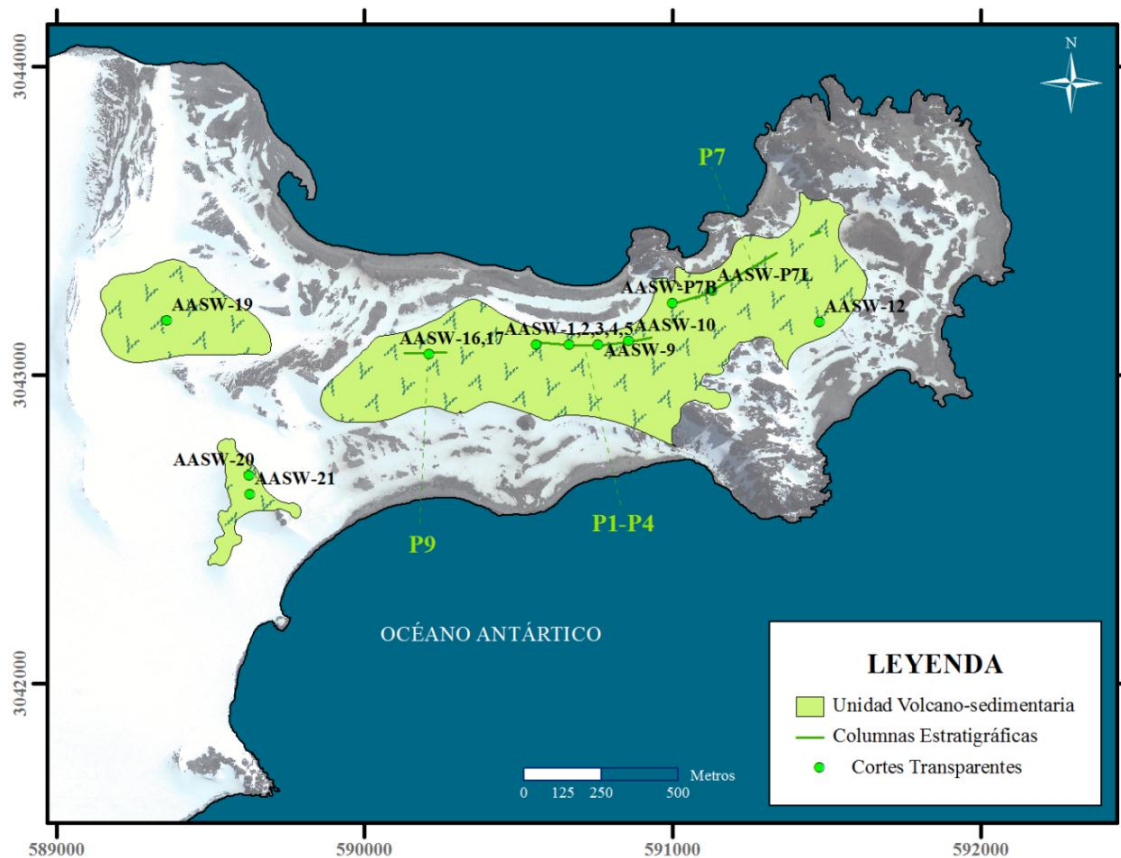


Figura 12. Distribución de la unidad volcano-sedimentaria y ubicación de las columnas estratigráficas correspondientes. Se omiten los diques y sills que la atraviesan.

“P1-P4” (**figura 13**) se construyó desde unos metros al oeste de la localidad fosilífera clásica mencionada por Torres *et al.* (1997) (en referencia al trabajo de Araya y Hervé (1966)), ubicada casi al centro de la península por su cara norte (**figura 12**), hacia el este de la misma. Se siguió por 34,5 m y se compone de una alternancia fina de areniscas finas a medias amarillo-verdosas masivas, fangolitas grises a ocre y lutitas de color marrón-verdoso y ocre en estratos medianos; areniscas finas amarillo-verdosas en estratos finos a muy finos, muchas veces con bases irregulares; dos estratos centimétricos de arenisca media y estratos medios a gruesos de tobas grisáceas. La mitad superior corresponde a una sucesión aparentemente continua de tobas de ceniza y tobas de lapilli vítreas.

“P7” (**figura 14**) comienza unos 450 m al este de la localidad fosilífera clásica y se siguió por 35 m aproximadamente. Se compone de base a techo por tobas de ceniza cristalinas gris-amarillentas, una alternancia de areniscas finas a muy finas, lutitas y un nivel de toba de ceniza vítrea, areniscas gujarrosas verdosas estratificadas en forma gruesa y un paquete de conglomerados “volcánicos” matriz a clasto-soportados, de color gris violáceo-verdoso a rojizo, aparentemente masivos y grano-crecientes.

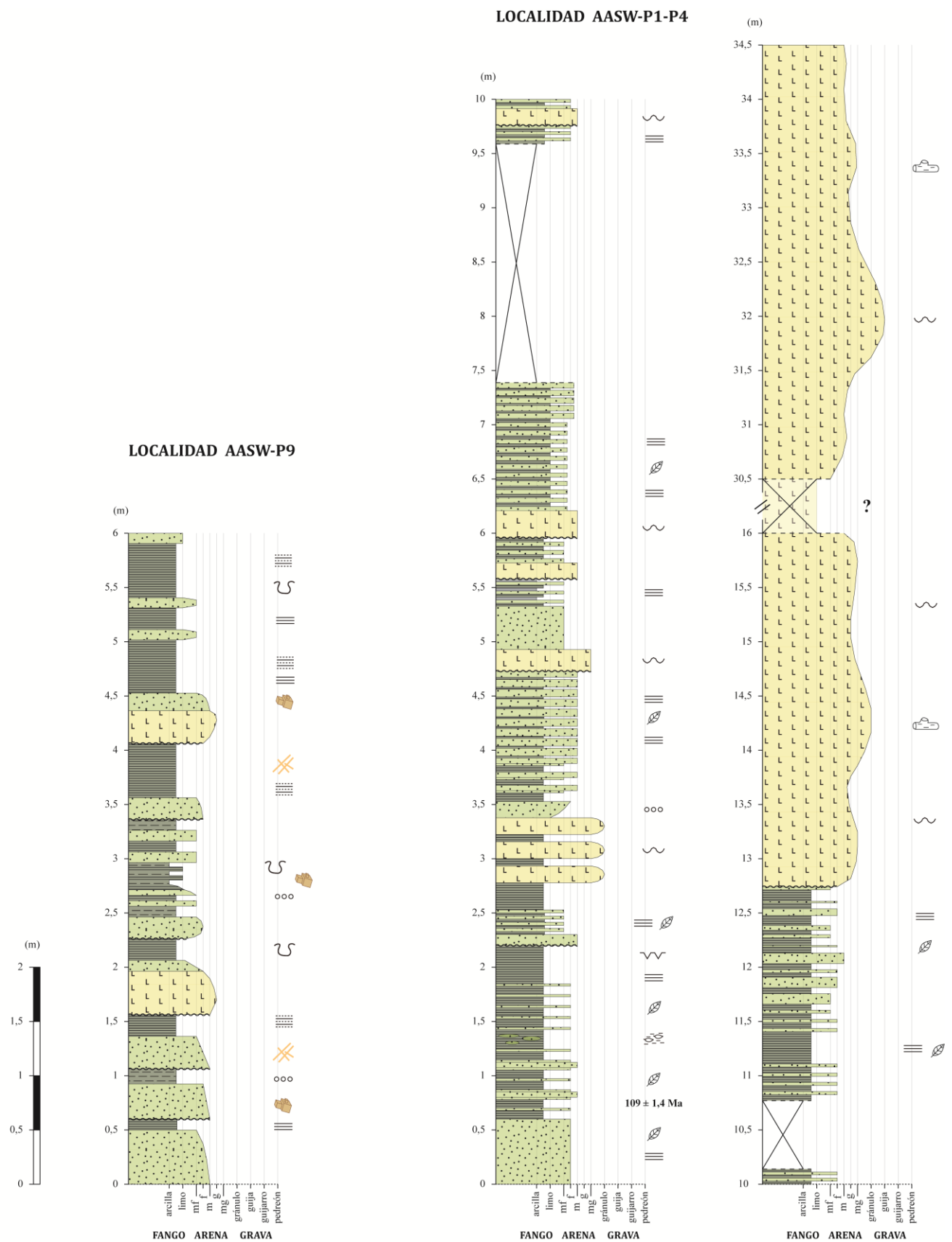


Figura 13. Columnas estratigráficas de las localidades P9 y P1-P4 (leyenda en figura 14).

LOCALIDAD AASW-P7

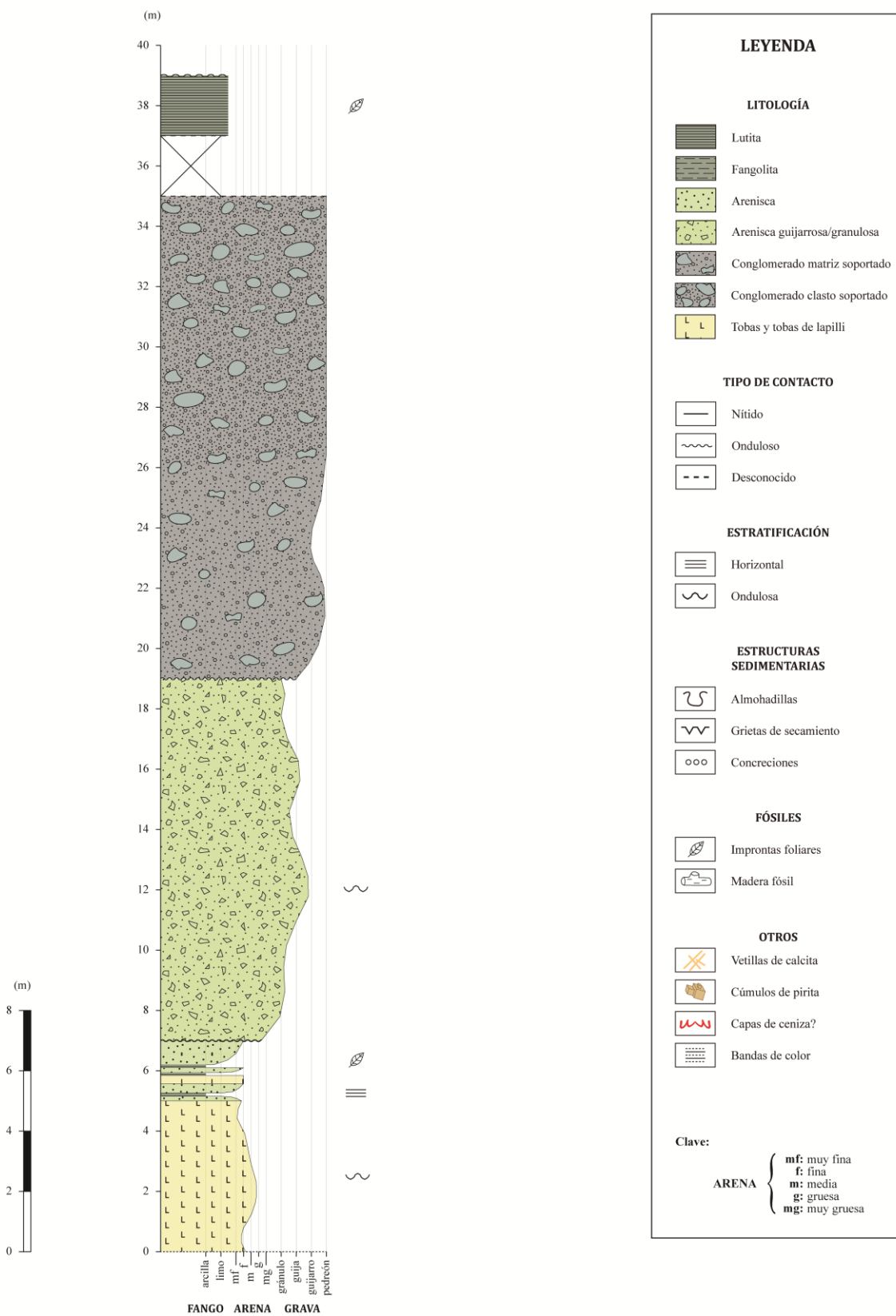


Figura 14. Columna estratigráfica de la localidad P7.

3.3.3. Litofacies

En la **Tabla 2** se presenta un resumen de las litofacies definidas para esta unidad a partir de observaciones estratigráficas y litológicas, y su interpretación. Dadas las evidencias de un ambiente continental fluvial se adaptaron los criterios propuestos por Collinson (1996), Miall (1996) y referencias ahí citadas.

Tabla 2. Resumen de litofacies de la unidad volcano-sedimentaria y su interpretación

CÓDIGO FACIES	FACIES	CARÁCTERÍSTICAS	INTERPRETACIÓN
F ₁	Finos laminados	Lutitas y alternancia de fangolitas y areniscas finas a muy finas, finamente laminadas	Llanura de inundación proximal-media, canales abandonados
F _m	Fangolitas	Masivas, ocasionalmente con grietas de secamiento	Llanura de inundación distal, pantanos o canales abandonados
S _h	Areniscas con estratificación horizontal	Laminación horizontal difusa	Desbordes de llanura
S _m	Areniscas granulosas a guijarrosas "masivas"	Aparentemente masivas, se parten en planos ondulados mal definidos	Flujos gravitacionales de sedimentos en canal
G _{mm} /G _{ci}	Conglomerados matriz a clasto-soportados	Estratificación difusa, aparentemente masivos, tendencia grano-creciente, matriz a clasto-soportados	Evolución flujo de detritos cohesivo a uno rico en clastos, ¿Lahar?
T	Tobas	Gradación inversa-normal, buena selección, sin estructuras sedimentarias / Semi-soldadas, selección pobre, laminación ondulosa, restos vegetales	Depósitos de caída / flujos piroclásticos tipo St. Vincent

3.3.3.1. Finos laminados (F₁)

Esta facies domina en la porción inferior de la sucesión (**figura 15a**). Corresponde a lutitas, en donde varía la razón limo:arcilla, e intercalaciones rítmicas de fangolitas y areniscas finas a muy finas con laminación horizontal.

Tanto fangolitas como lutitas poseen múltiples colores, que van desde un gris claro, a ocre, amarillo-verdoso, verde musgo o marrón rojizo en niveles más oxidados. En caras expuestas adquieren un tono marrón a gris muy oscuro. En forma aislada presentan estructuras de deslizamiento muy pequeñas, de orden milimétrico a centimétrico (**figura 17b**), concreciones elipsoidales incipientes (**figura 17c**), raíces y bolsones de piritita (**figura 17c**).

Las areniscas por su parte son de color ocre-verdoso a gris y se caracterizan por un alto contenido de material volcánico, por lo que clasifican como arenitas volcánicas.

Ambas se presentan en láminas de unos pocos milímetros o en estratos finos a medios (**figura 15b**), como mantos o estratos de geometría tabular. Los contactos entre capas son principalmente nítidos, pero también se observan algunos niveles de areniscas con límites gradacionales o irregulares, especialmente donde se presentan estructuras de almohadillas (**figura**

15c). Preservan en forma excelente improntas foliares y pequeños fragmentos de ramas (**figura 15f**).

Interpretación:

Representan condiciones de baja energía, con deposición desde suspensión y desde corrientes de tracción débiles que se dan comúnmente en llanuras de inundación, canales abandonados o depósitos de inundación en su etapa final (Miall, 1996). Las concreciones incipientes podrían corresponder a nódulos pedogénicos y junto a las pequeñas raíces indicar el desarrollo de suelo.

3.3.3.2. *Fangolitas (F_m)*

Corresponden a estratos finos y masivos de fangolitas de color gris claro u ocre, que se encuentran alternadas entre litofacies F_1 en contacto nítido y litofacies S_h en contacto irregular. Pueden fracturarse en forma concoidal y en forma ocasional presentar grietas de secamiento (**figura 15e**) o estructuras desconocidas de aspecto poligonal (**figura 15d**).

Interpretación:

Son el resultado de deposición rápida durante inundaciones u homogenización por bioturbación (Collinson, 1996). Según Miall (1996) se asemejan a litofacies F_1 , pero la ausencia de niveles de arenisca indican que corresponden a depósitos de llanura de inundación más distales, desarrollados en pantanos, etapas tardías de canales abandonados o espejos de agua someros en ríos anastomosados.

Las grietas de secamiento son señal de exposición subaérea y desecación, lo que indica que sectores de la llanura de inundación sólo se encontraban sumergidas durante episodios de inundación (Collinson, 1996).

3.3.3.3. *Areniscas con laminación horizontal (S_h)*

Son de color amarillo verdoso a gris claro, se presentan en estratos individuales finos a gruesos de hasta 60 cm, de apariencia tabular, intercaladas con litofacies F_1 . Exhiben laminación horizontal algo difusa, marcada por restos fósiles vegetales mal preservados. Pueden presentar bases grano-crecientes y techos grano-decrecientes.

Texturalmente se caracterizan por ser maduras, clasto-soportadas, con buena selección. Contienen un alto porcentaje de detritos volcánicos (juveniles y clastos de lava), principalmente de tamaño arena fina a media, de buena esfericidad, sub-angulosos a sub-redondeados; por lo que petrográficamente clasifican como tufitas o volcano-arenitas (**figura 16a**).

Interpretación:

Según Miall (1996) pueden desarrollarse bajo 2 condiciones diferentes:

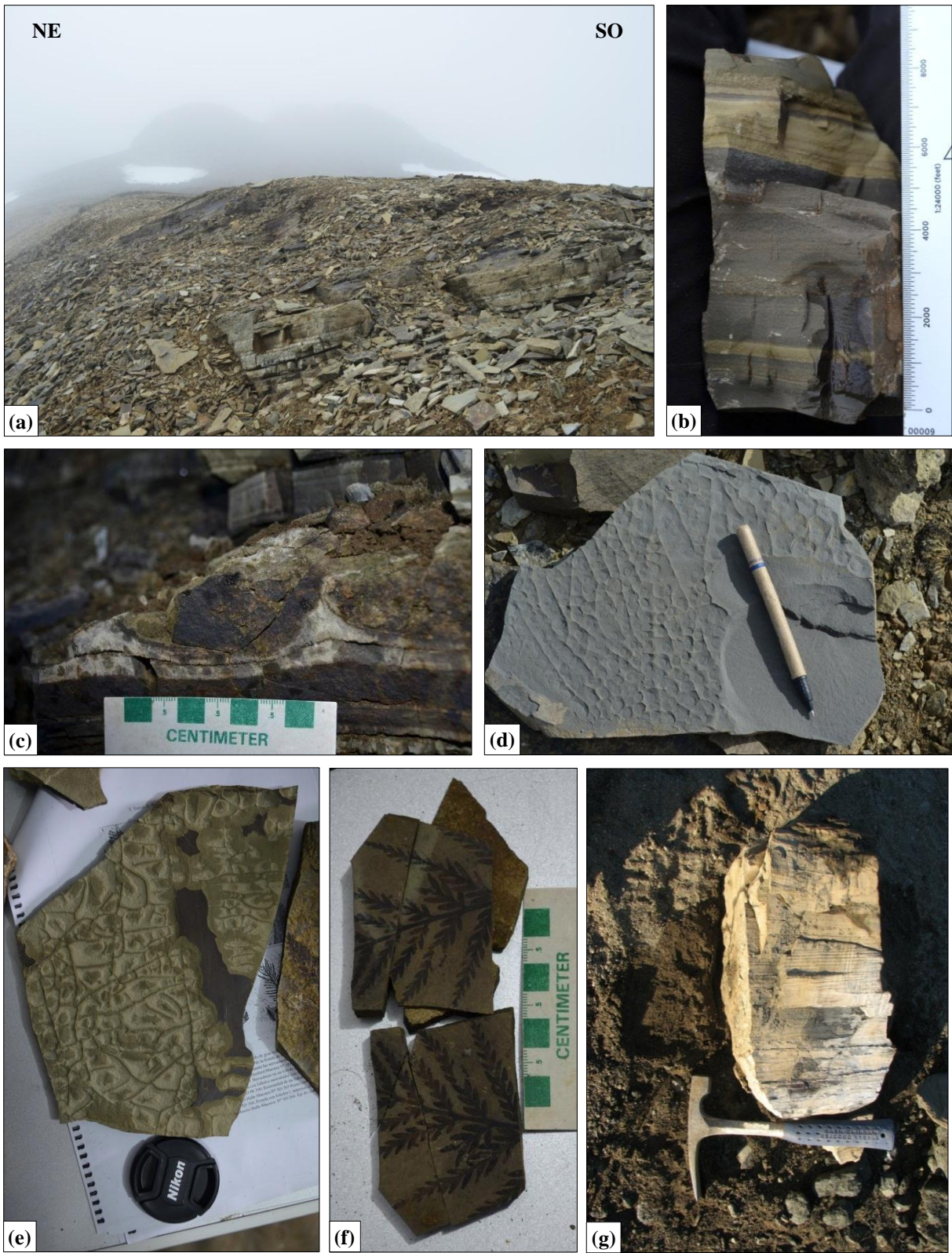


Figura 15. Unidad volcano-sedimentaria. (a) Afloramiento fosilífero clásico (AASW-1), (b) Muestra de mano de litofacies F_1 , (c) Estructuras en almohadillas en litofacies F_1 , (d) Estructuras poligonales (?) en litofacies F_m , (e) Grietas de secamiento en litofacies F_m , (f) Improntas de *Pachypteris* sp., (g) Madera fósil de conífera.

(a) Bajo un régimen de flujo alto, en la transición de flujo subcrítico-supercrítico, principalmente en arenas muy finas a medias, con velocidades de 1 m/s y niveles de agua de 0,25 a 0,5 m. Durante una inundación esta condición puede mantenerse por varias horas, dando origen a depósitos de hasta varios metros de espesor.

(b) Bajo un régimen de flujo bajo en areniscas gruesas a muy gruesas, con corrientes de baja velocidad ($< 0,4$ m/s).

Cuando se encuentran en estratos finos entre litofacies F_1 representan corrientes de tracción energéticas de la llanura de inundación (Miall, 1996).

3.3.3.4. Areniscas granulosas o guijarrosas “masivas” (S_m)

Son de color marrón verdoso a marrón oscuro y se presentan en estratos gruesos a muy gruesos, de potencia decimétrica, con un espesor total de casi 10 m. Aparentemente son masivas (**figura 16c**), pero pueden partirse en planos ondulados mal definidos. Se encuentran hacia el techo de la sucesión, sobreyacidas en contacto irregular por las litofacies más gruesas en donde predominan gravas.

Se caracterizan por ser submaduras texturalmente, presentar una selección moderada y ser clasto-soportadas; con clastos de origen volcánico y sedimentario, de los cuales un 15 a 20% corresponden a gránulos y guijas y un 60 a 65% a arena fina a gruesa. Según Pettijohn (1987) clasifican como wackas líticas granulosas o guijarrosas.

Interpretación:

Son el producto de flujos sedimentarios gravitacionales, que pueden generarse por el colapso de las paredes de un canal pequeño (Miall, 1996). Otra posibilidad es que su aspecto masivo se deba a modificaciones post-deposicionales por bioturbación y/o escape de fluidos, o a que su estructura interna se encuentre obliterada producto de la meteorización (Collinson, 1996).

3.3.3.5. Conglomerados (G_{mm}/G_{ci})

Los conglomerados componen la parte superior de la sucesión. Al ser más resistentes a la meteorización se encuentran mejor preservados, pero no fue posible reconocer la geometría de sus límites. En la base son de color gris violáceo a verdoso, tornándose rojizos hacia el techo. Poseen un espesor aproximado de 16 m, su estratificación es difusa y se perciben masivos, con una selección pobre a moderada.

De base a techo varían de matriz a clasto-soportados, con un 30 a 60% de clastos de tamaño gránulo a bloque (**figura 16e**), presentando una ligera tendencia grano-creciente si se considera el tamaño promedio de los mismos. La mayoría son oscuros, de origen basáltico-andesítico, principalmente afaníticos, redondeados a sub-angulosos y bastante esféricos de más o menos 5 cm de diámetro. En forma subordinada se presentan clastos elipsoidales a prismáticos, sub-angulosos a sub-redondeados, de un intrusivo granodiorítico fanerítico de grano fino y

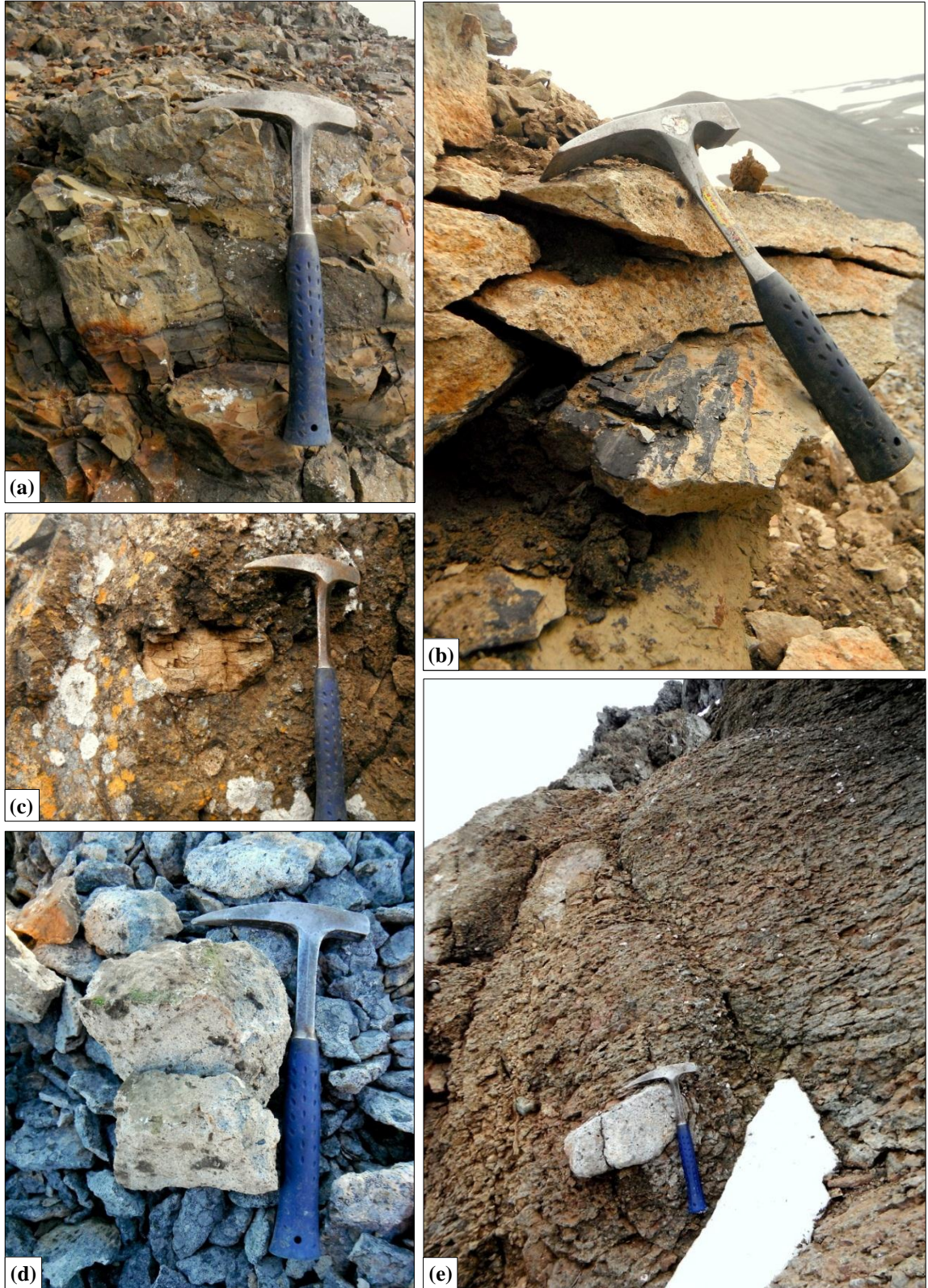


Figura 16. Litofacies unidad volcano-sedimentaria (largo del martillo = 28 cm), (a) Arenisca con laminación horizontal (S_h), (b) Toba con fragmentos vegetales carbonizados (T), (c) Wacka lítica conglomerádica (S_m), (d) Toba de lapilli vítrea (T), (e) Conglomerado matriz soportado (G_{mm}).

de tobas cristalinas y vítreas de ceniza de un color gris-amarillento, que pueden alcanzar un tamaño máximo de 20 cm de diámetro.

La matriz tiene una selección moderada a pobre, con clastos tamaño arena media-guesa a fango (principalmente arena), sub-angulosos a sub-redondeados.

Interpretación:

Puede equivaler a una transición entre las litofacies de grava masiva matriz soportada (G_{mm}) y grava clasto soportada con gradación inversa (G_{ci}) definidas por Miall (1996), y ser interpretada como un flujo de detritos plástico de alta resistencia, en el cual la matriz es cohesiva y no permite una selección de clastos; que se transforma a un flujo de detritos rico en clastos (alta resistencia) o a un flujo de detritos pseudoplástico (baja resistencia).

3.3.3.6. *Tobas (T)*

Las tobas van adquiriendo importancia a lo largo de la sucesión, con capas centimétricas a decimétricas alternadas entre fangolitas y areniscas en niveles inferiores, a estratos gruesos, de orden métrico en niveles superiores. En caras frescas presentan un color gris muy claro (**figura 16d**) que se torna verdoso y amarillento en caras meteorizadas.

En su mayoría son masivas, pero también pueden tener una gradación inversa-normal. Su estratificación es gruesa, con estratos ondulados y mal definidos. Presentan textura fragmental y vitroclástica. Se caracterizan por una matriz silíceo vítreo con abundantes juveniles pumíceos y líticos de composición basáltica. Algunos niveles semi-soldados contienen restos orgánicos y fragmentos de ramas carbonizadas (**figura 16b**).

Se distinguen tobas de ceniza vítreas, tobas de lapilli vítreas y tobas de ceniza cristalinas.

Interpretación:

En su mayoría corresponderían a depósitos de caída, dada su buena selección, la ausencia de estructuras sedimentarias y de evidencias de un emplazamiento “caliente”; exceptuando por los niveles semi-soldados masivos que presentan fiames, laminación planar ondulosa, una pobre selección de piroclastos y que contienen restos vegetales carbonizados, los que corresponderían a depósitos de flujos piroclásticos tipo St. Vincent (Einsele, 1992).

3.3.4. Petrografía

3.3.4.1. *Fangolitas*

Microscópicamente se puede apreciar que poseen un porcentaje de clastos muy bajo (5-15%), muy angulosos, de tamaño limo grueso a arena media principalmente de plagioclasa,

cuarzo y material volcánico (lavas basálticas, pómez y esquirilas vítreas); más clinopiroxeno, opacos y granos de chert en menor cantidad (**Figura 17**). La matriz se compone de un agregado mayormente criptocristalino de baja birrefringencia, tamaño arcilla y limo fino, en donde predominan arcillas impregnadas y cementadas por óxidos de hierro. También es posible observar materia orgánica en “hebras” dispuestas en forma paralela a la laminación.

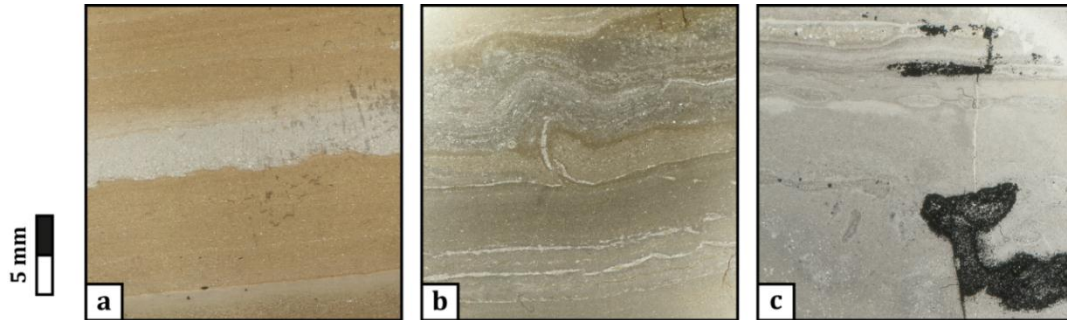


Figura 17. Fotografías de cortes transparentes a nícoles paralelos de litofacies F₁. (a) Laminación horizontal fina y bases irregulares, (b) Estructura de deslizamiento, (c) Concreciones y bolsones de pirita.

3.3.4.2. Areniscas

Las areniscas varían entre lito-arenitas y wackas líticas granulosas.

Las lito-arenitas (o tufitas) (**figura 18a y b**) poseen un 80 a 95% de clastos, de los cuales un 55 a 80% corresponde a fragmentos de lavas basálticas a intermedias microporfídicas y traquíticas, pómez vesiculosas y vidrio en esquirilas y perlas con fractura concoidal; tamaño arena muy fina a gránulo (0,062-2,4 mm), forma prismática y elipsoidal, angulosos a sub-redondeados. Un 5 a 25% corresponde a cristales, en su mayoría feldespatos (plagioclasa, ortoclasa y sanidina); el cuarzo nunca supera el 5%, ni los opacos (posiblemente pirita) el 3%, en forma accesoria se observó además circón y turmalina rosada; poseen tamaño arena muy fina a muy gruesa (0,062-1,3 mm), forma tabular a irregular, son muy angulosos a angulosos y de esfericidad baja a media. Además poseen hasta un 3% de clastos de fangolita tamaño arena gruesa a muy gruesa gruesa (1-1,9 mm), forma tabular o irregular, esfericidad baja, angulosos a sub-angulosos. Los contactos entre granos son puntuales, largos y cóncavo-convexos. El contenido de matriz varía entre un 5 a 20%, es de color marrón claro, tamaño limo a arcilla, y posee la misma composición del esqueleto. El cemento compone alrededor del 2% de la roca, es principalmente de tipo pelicular, de óxidos, arcillas y vidrio parcialmente hidratado.

Las wackas líticas granulosas (**figura 18c**) se diferencian de las tufitas por poseer una menor cantidad de juveniles y no contener esquirilas vítreas. Contienen un 15 a 20% de clastos tamaño guija a gránulo (2-30 mm) con forma esférica-elipsoidal y a veces prismática, muy redondeados a sub-redondeados, de color marrón rojizo, plomo y negro, principalmente de origen volcánico; un 60 a 65% de clastos tamaño arena fina a gruesa, de los cuales un 10 a 15%

corresponde a cristales de cuarzo y un 5% a feldespatos, un 35% corresponde a líticos volcánicos (con lavas porfídicas traquitoidales y escasos juveniles), un 10% a líticos sedimentarios (fangolitas y arenitas) y un <5% a un intrusivo diorítico; todos tamaño arena gruesa a guija, sub-angulosos a sub-redondeados y esfericidad media-alta. Los contactos entre clastos son puntuales, largos y cóncavo-convexos. La matriz alcanza un 15-25% de la roca y se compone de un agregado de baja birrefringencia, tamaño arcilla y limo, de arcillas impregnadas en óxidos y clorita. Contienen además alrededor de un 2% de cemento de sílice, óxidos y arcillas, tipo pelicular y criptocristalino.

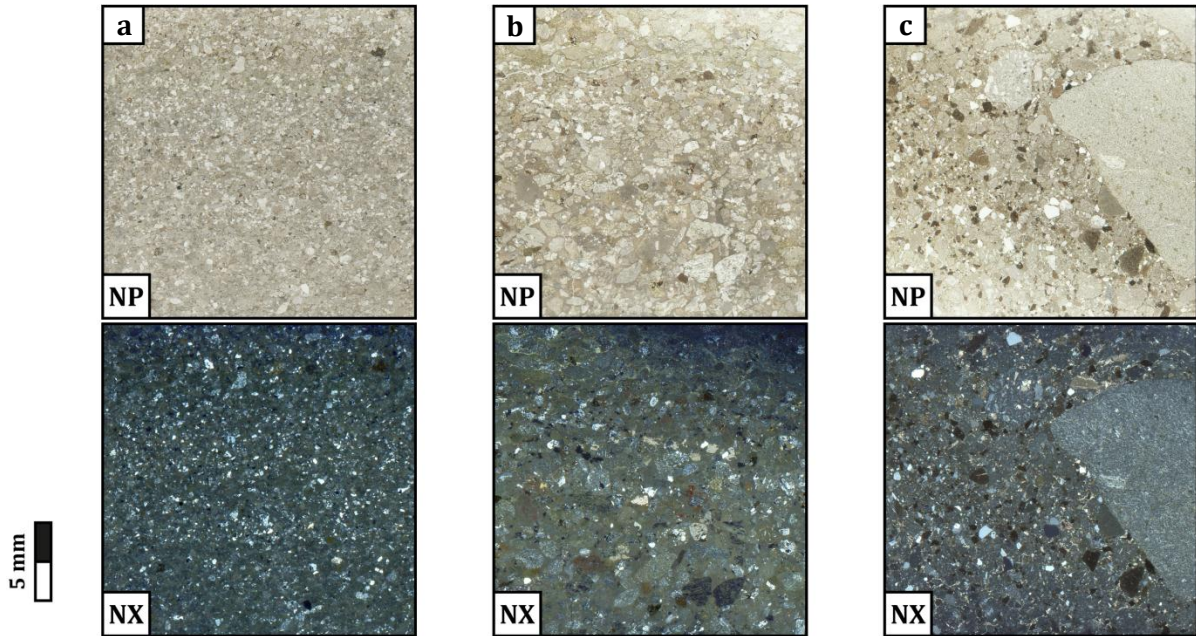


Figura 18. Fotografías de cortes transparentes a NP = nícoles paralelos y NX = nícoles cruzados. (a y b) lito-arenitas o tufitas, (c) wacka lítica granulosa.

3.3.4.3. *Tobas*

Petrográficamente pueden clasificarse en tobas de ceniza vítreas, tobas de lapilli vítreas y tobas de ceniza cristalinas.

Las tobas de ceniza vítreas (**figura 19a**) poseen texturas fragmental, vitroclástica y una ligera orientación de juveniles y líticos alargados, además de una variación en el porcentaje de piroclastos dentro del mismo estrato, variando de un 35 a un 90%, los cuales pueden corresponder en un 10-40% a pómez amarillentas, vesiculosas, elipsoidales e irregulares, tamaño ceniza fina a gruesa (0,05-1,2 mm) y esquirlas vítreas (<0,2 mm); un 15-30% a cristales prismáticos subhedrales a anhedrales, tamaño ceniza fina a gruesa (0,01-1,8 mm) de plagioclasa zonada con macla polisintética, cuarzo, feldespato potásico, clinopiroxenos y opacos; y un 5-10% de líticos principalmente basálticos tamaño ceniza fina a gruesa (0,15-1,7 mm). La matriz es vítreas, incolora a amarillenta, con restos vegetales carbonizados.

Las tobas de lapilli vítreas (**figura 19b**) poseen un 75 a 90% de piroclastos tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (0,06-10 mm), pero con predominancia de la fracción tamaño lapilli. Se componen de un 40 a 65% de perlas vítreas y pómez color beige a marrón claro, alargadas, irregulares y vesiculosas, algunas con amígdalas desvitrificadas y alteradas a clorita-esmectita; un 15 a 35% de cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásico (sanidina), clinopiroxeno, biotita y circón en forma accesorio, fracturados, anhedrales a subhedrales; y un 5 a 15% de fragmentos líticos de lavas basálticas a intermedias, fangolitas y areniscas. La matriz (10-25%) es vítrea, incolora a amarilla y contiene fiames de color verde, esquirlas, cristales y líticos tamaño ceniza fina.

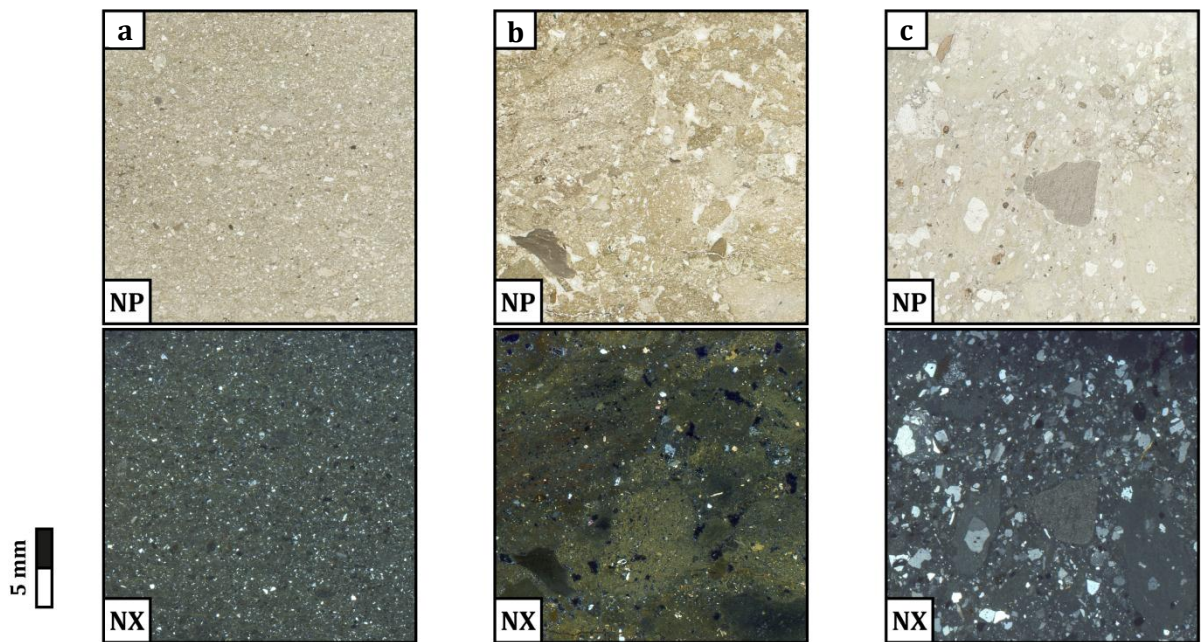


Figura 19. Fotografías de cortes transparentes a NP = nícoles paralelos y NX = nícoles cruzados.
(a) toba de ceniza vítrea, (b) toba de lapilli vítrea, (c) toba de ceniza cristalina.

Por último, las tobas de ceniza cristalinas (**figura 19c**) presentan textura axiolítica y fragmental. Poseen un alrededor de un 70% de piroclastos tamaño ceniza fina a gruesa ($\leq 1,7$ mm), de los cuales un 45% corresponde a cristales muy limpios, principalmente de plagioclasa, cuarzo en menor cantidad y un 5% de opacos diseminados y en cúmulos, algunos de ellos se desprenden de piroclastos líticos; un 20% corresponde a lavas máficas traquitoidales; y una fracción casi despreciable a juveniles pumíceos. La matriz es vítrea, color pardo, tamaño ceniza fina, posee bastantes óxidos de hierro.

3.3.5. Fósiles

En las litofacies finas es posible encontrar gran variedad de hojas, rizomas y raíces.

En esta campaña se recolectaron 126 muestras de plantas fósiles, correspondientes a 7 fragmentos de maderas fósiles *in situ*, 110 impresiones foliares en el afloramiento fosilífero clásico y sus cercanías, además de otras 9 impresiones foliares de *Otozamites linearis* Halle esparcidas en las cercanías de las morrenas del límite occidental de President Head (localidad F de Torres *et al.*, 1997; **figura 7b**).

El grupo más abundante recolectado *in situ* es el de las Bennettitales, representado por *Zamites antarcticus* Halle, *Zamites pusillus* Halle (**figura 21a**), *Zamites snowensis* Cantrill (2000) (**figura 21d**), *Dictyozamites falcatus* Morris, *Otozamites* (**figura 21b**) y foliolos de *Neozamites hervei* Torres *et al.* (1998). También se encuentran helechos afines a *Lophosoria cupulatus* Cantrill (1998), *Thrysopteris* sp. (**figura 20b**) y *Gleichenites*; y coníferas afines al género *Elatocladus* (**figura 20a, c, d**). Otras muestras tienen afinidades con *Ptilophyllum menendezii* Cantrill (**figura 21c**) y *Pachypteris* (Ugalde *et al.*, 2013; Teresa Torres, comunicación personal).

En cuanto a la palinología, el 100% del material es terrestre, no hay presencia de dinoflagelados. Abundan restos de traqueidas de madera de coníferas, lo que es indicativo de que la materia orgánica se depositó *in situ* (Teresa Torres, comunicación personal).

Los especímenes se encuentran bien preservados y completos. Esto sugiere que fueron enterrados en un ambiente de baja energía tras un corto transporte. El material piroclástico depositado en forma intermitente pudo ser de gran ayuda en su conservación. Las plantas se habrían desarrollado en un ambiente húmedo y cálido.

3.3.6. Edad mediante U/Pb en circones

En una campaña anterior a península President Head el año 2009, en la cual participaron las investigadoras Teresa Torres, Paula Castillo y Millarca Valenzuela, se recolectó una tufita (IS-01) unos pocos metros al este de la localidad fosilífera clásica (punto AASW-P1 en este trabajo), la cual fue datada mediante U/Pb en circones, a través del SHRIMP II de los laboratorios del *Research School Earth Science*, de la *Australian National University*, en Canberra, Australia, por el Dr. Mark Fanning.

Los resultados de esta datación, ya presentada previamente por Ugalde *et al.* (2013), se exhiben en la **figura 22**. Se analizó una población de 56 circones, de los cuales la mayoría muestra una edad cretácica temprana, dos una edad jurásica y un único cristal presenta una edad paleozoica temprana (**figura 22a**).

En el diagrama de Concordia Tera-Wasserburg (**figura 22b**) se observa que existe una buena correlación entre los sistemas isotópicos pareados ^{238}U y ^{235}U para la mayoría de los granos, salvo algunas pocas mediciones que se alejan ligeramente de la línea de concordia mostrando una pérdida de plomo común. Los circones cretácicos (ca. 95%) se pueden agrupar en



Figura 20. Algunas improntas foliares recolectadas en la ECA-49 (a) Conífera, *Elatocladus* sp., (b) Pinna fértil fragmentaria de helecho afín a *Thyrsopteris* sp., (c) *Elatocladus confertus* Oldham et Morris, (d) *Elatocladus* sp.

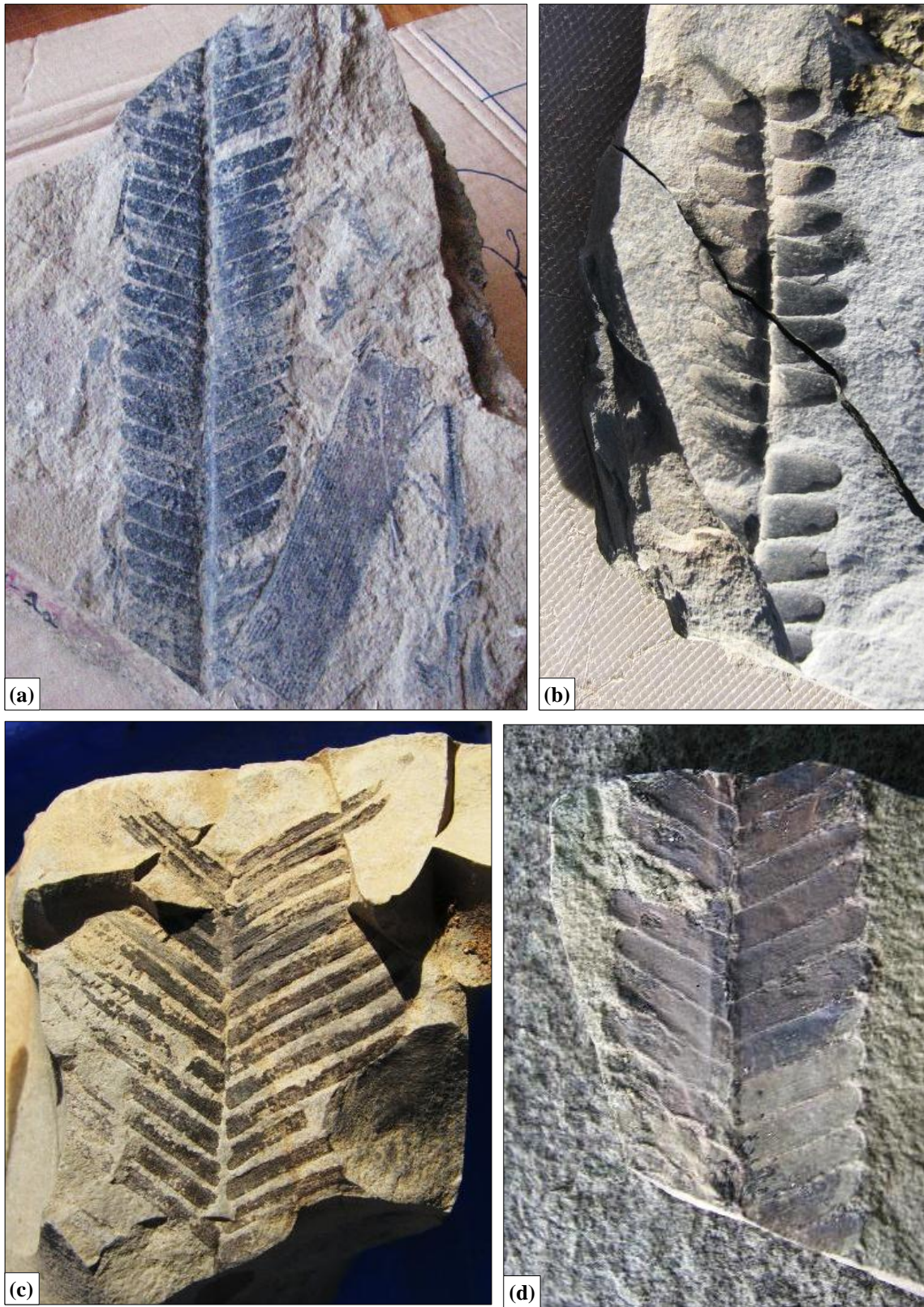


Figura 21. (a) Bennettitales, *Zamites pusillus* Halle (izquierda) y fragmento de Equisetal (derecha), (b) *Otozamites* sp., (c) *Ptilophyllum menendezii* Cantrill, (d) Bennettital, fragmento de *Zamites snowensis* Cantrill.

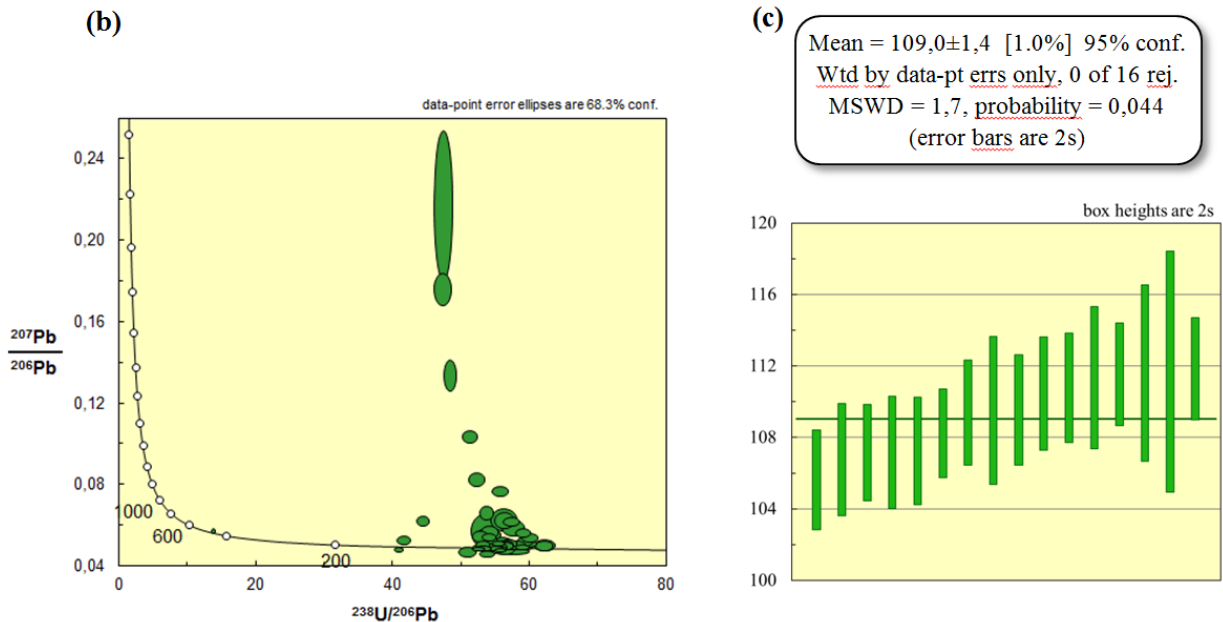
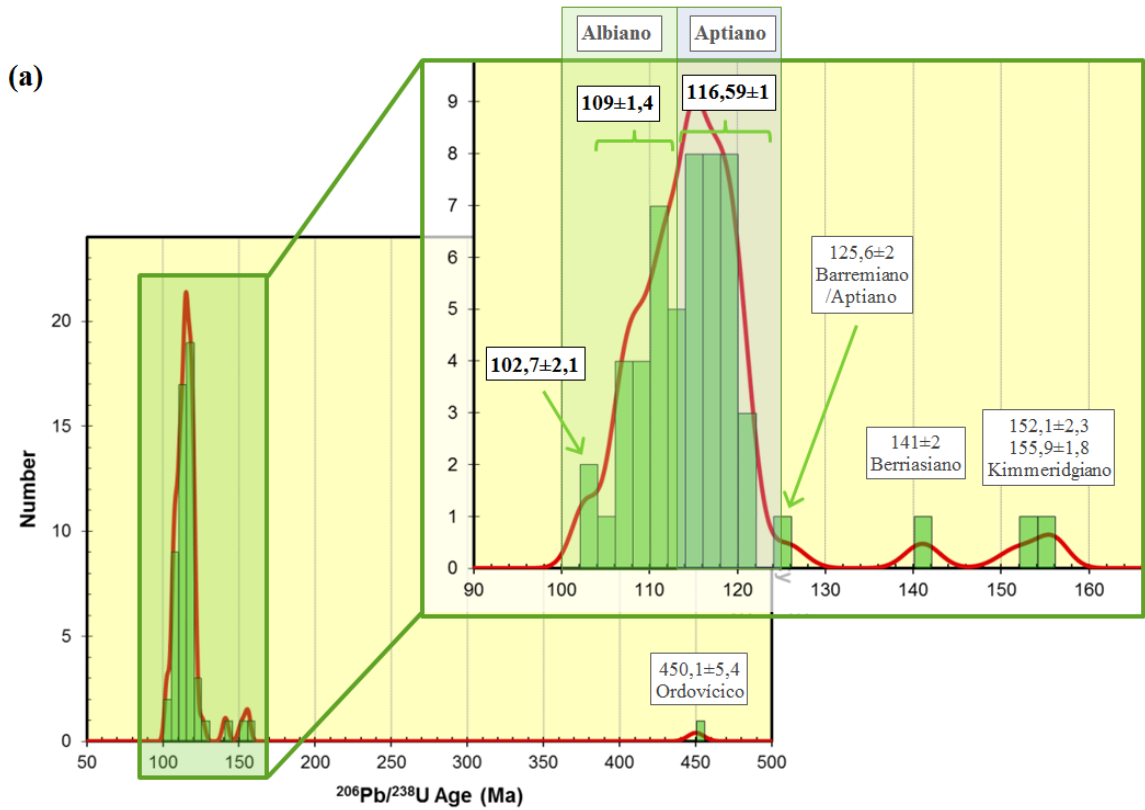


Figura 22. Resultados de datación U/Pb en circones en una tufita de la unidad volcano-sedimentaria. (a) Histograma de probabilidad de densidad para los 56 análisis, se indican poblaciones importantes y edades individuales, (b) Diagrama de Concordia Tera-Wasserburg, (c) Granos considerados para calcular el promedio de la población más joven y representativa con sus respectivas barras de error.

3 familias, con promedios de $116,59 \pm 1$ Ma ($n = 27$; MSWD = 1,5), $109,0 \pm 1,4$ Ma ($n = 16$; MSWD = 1,7) y una más joven pero poco representativa con un promedio de $102,7 \pm 2,1$ ($n = 2$; MSWD = 0,037) (**figura 22a**); de las cuales la población más joven y estadísticamente relevante corresponde a la que promedia $109 \pm 1,4$ Ma (**figura 22c**), indicativa de una edad albiana temprana.

3.3.7. Interpretación

3.3.7.1. Área fuente y distancia de transporte

La composición detrítica en areniscas está controlada primordialmente por el ambiente tectónico predominante en el área fuente. Otros factores como el relieve, el clima, los mecanismos de transporte, el ambiente deposicional y los procesos diagenéticos juegan un rol secundario (Dickinson, 1985). Se han propuesto cuatro categorías de fuentes principales: cratones estables, altos de basamento, arcos magmáticos y orógenos reciclados (Dickinson, 1985).

Aunque no se realizó un conteo modal formal para discriminar entre las categorías mencionadas, es sumamente notoria la predominancia de líticos volcánicos sobre feldespatos y cuarzo. La estimación de componentes realizada durante la descripción petrográfica de las areniscas de esta unidad (comparando visualmente con diagramas de porcentajes conocidos) sirve como una primera aproximación y arroja resultados bastante similares a los descritos por Dickinson (1985) para areniscas derivadas de arcos volcánicos andesíticos de la región circum-pacífica, con abundantes líticos andesíticos a basálticos de textura microlítica en tufitas; y para fuentes más silíceas en wackas líticas granulosas. Esto refuerza evidencias más obvias como la intercalación de materiales volcánicos primarios.

Por otro lado la abundancia de material juvenil, representado por esquirlas vítreas y fragmentos de pómez, indica que hubo eventos eruptivos de carácter explosivo, lo que es común en estrato-volcanes asociados a magmas de composición intermedia a ácida (Nichols, 2009).

Del bajo redondeamiento de los clastos se infiere que el material sufrió poco transporte, por lo que el área fuente se encontraba relativamente cerca.

3.3.7.2. Asociaciones de litofacies y procesos de deposición

Asociación de canal? (G_{mm}/G_{ci} , S_m)

Es difícil asociar estas litofacies a un proceso concreto ya que se posee poca información sedimentológica. Como se mencionó anteriormente, existe la interrogante acerca de su estructura interna, debido a que la apariencia masiva de estas litofacies pueda deberse a perturbaciones post-deposicionales y/o meteorización; y en segundo lugar se desconoce su geometría.

Los conglomerados matriz soportados masivos (G_{mm}) suelen originarse producto de flujos de detritos cohesivos cuya matriz de grano fino incrementa la viscosidad de la mezcla sedimento-agua, lo que permite el transporte de clastos tamaño bloque (Miall, 1996). Su deposición ocurre por una disminución de la pendiente del terreno o en el stress de cizalle por la expansión y adelgazamiento del flujo (Collinson, 1996). El incremento del porcentaje de clastos hacia el techo (litofacies G_{ci}) indica una evolución hacia un flujo de detritos rico en clastos. Es poco probable que correspondan a depósitos de lecho o a barras de gravas, ya que en este tipo de depósitos los conglomerados son principalmente clasto-soportados, presentan estratificación planar-horizontal o inclinada y poseen alternancias de horizontes de arenisca (Nemec y Steel, 1984); por lo que al parecer serían más afines a depósitos de flujos gravitacionales de sedimentos (elemento SG de Miall, 1996), en los que es más probable encontrar depósitos matriz soportados con mala selección, con clastos de mayor tamaño aislados (Nemec y Steel, 1984). Un tipo particular de flujo de detritos con este tipo de características, cuyo material además es casi netamente volcánico, son los lahares (Nichols, 2009), una alternativa válida según lo observado en el resto de la sucesión.

Por otro lado las areniscas masivas granulosas a guijarrosas (S_m) también se asocian a flujos gravitacionales de sedimentos (*sediment gravity flows*), pero de granulometría menor. Pueden desarrollarse por rápida deposición dentro de canales en períodos de inundación (Collinson, 1996; Nichols y Cantrill, 2002).

Asociación de llanura de inundación (S_h , F_1 , F_m)

Incluye a las litofacies de areniscas con laminación horizontal (S_h), finos laminados (F_1) y fangolitas (F_m), que en el orden respectivo constituyen una gradación de tamaño, representando depósitos de llanura de inundación proximales a distales respecto al cauce (Miall, 1996).

Las unidades relativamente más gruesas (S_h) suelen asociarse a depósitos de desbordes de llanura (*crevasse splays*), adyacentes a los márgenes de los canales principales. Son el producto de inundaciones repentinas en donde los riberos se ven sobrepasados y se depositan bajo un régimen de flujo alto (Einsele, 1992; Miall, 1996).

Las litofacies F_1 indican deposición desde suspensión o de corrientes de tracción débiles, mientras que F_m corresponden a los depósitos más finos de esta asociación y su aspecto masivo indica deposición rápida u homogenización por perturbaciones posteriores (Collinson, 1996). Al desconocerse la geometría de los depósitos es difícil distinguir si estas facies corresponden a mantos asociados a episodios de inundación (*sheet floods*), resultado de precipitaciones intensas o de un incremento en la carga del río; a depósitos de charcos someros permanentes (*ponds*), asociados a un ascenso del nivel freático; o a depósitos de canales abandonados, que son comunes en ríos anastomosados y meándricos arenosos o de grano fino (Collinson, 1996; Miall,

1996). Sin embargo, la presencia de grietas de secamiento sugieren que en algún momento la llanura se encontraba expuesta a condiciones subaéreas.

Pese a la gran cantidad de materia orgánica, no se observan capas de carbón, comunes en este ambiente, lo que puede ser explicado por el alto aporte clástico asociado a la permanente actividad volcánica.

Depósitos volcánicos primarios (T)

Como se mencionó anteriormente, corresponden tanto a flujos piroclásticos como depósitos de caída y se encuentran intercalados con todas las facies descritas, lo que indica que la actividad volcánica explosiva, posiblemente pliniana, fue recurrente durante la deposición de esta unidad. La fuente de este material pudo encontrarse en lo que hoy es península Byers, donde se han descrito facies volcánicas proximales y edificios volcánicos desmantelados (Hathway, 1997).

3.3.7.3. Ambiente sedimentario

Los ríos pueden ser clasificados de acuerdo a su hidrología, al tamaño de los granos del material depositado o el patrón de sus canales. En sistemas fluviales antiguos el tamaño de grano es la característica más fácil de estudiar y puede ser expresada como el tamaño de grano de la carga de fondo presente en depósitos de canal y barras, o la razón entre la carga de fondo y la carga en suspensión (Collinson, 1996). Como no se tiene claridad respecto de si las litofacies, G_{mm}/G_{ci} y S_m corresponden a depósitos de canal es difícil identificar el tipo de río según estos criterios y es mejor examinar las facies de inundación, pero si efectivamente lo son podrían corresponder a los de un río meándrico de arena y grava (*gravel-sand meandering*) o a uno anastomosado según los modelos de Miall (1996).

Todos los tipos de canales tienen áreas de inundación asociadas, pero sus depósitos son un componente particularmente importante en ríos que transportan carga de grano fino en suspensión, como ríos meándricos de grano fino y ríos anastomosados, los cuales se caracterizan por amplias llanuras de inundación (Miall, 1996). En base a la información sedimentológica recopilada es difícil discriminar entre ambos estilos; sin embargo, el desarrollo de desbordes de llanura y la ausencia de lentes potentes de arenisca asociados a canales profundos son características compatibles y afines a un río meándrico. Una forma de determinar con seguridad el estilo fluvial es a través de mediciones de paleo-corrientes (Miall, 1996), pero no fue posible dada la mala calidad de los afloramientos.

Dada la laminación tan fina presente en las facies de llanura de inundación, se puede pensar que debió ser un río pequeño, con pocos metros de ancho y baja profundidad; cuyos eventos de inundación, bastante recurrentes, estuvieron relacionados posiblemente a un aumento de la carga producto de erupciones volcánicas. La tendencia grano-creciente de pequeña escala

que se observa a grandes rasgos en las columnas elaboradas puede explicarse por una progradación del abanico fluvial (Einsele, 1992).

A modo de resumen y esclareciendo el panorama más general, la presencia de vulcanitas fluviales junto a depósitos piroclásticos de flujo y caída, permite inferir que durante el Albiano temprano President Head se ubicó en una zona media a distal respecto al arco volcánico según el patrón de facies propuesto por Smith y Landis (1996) en cuencas de intra-arco (**figura 23**).

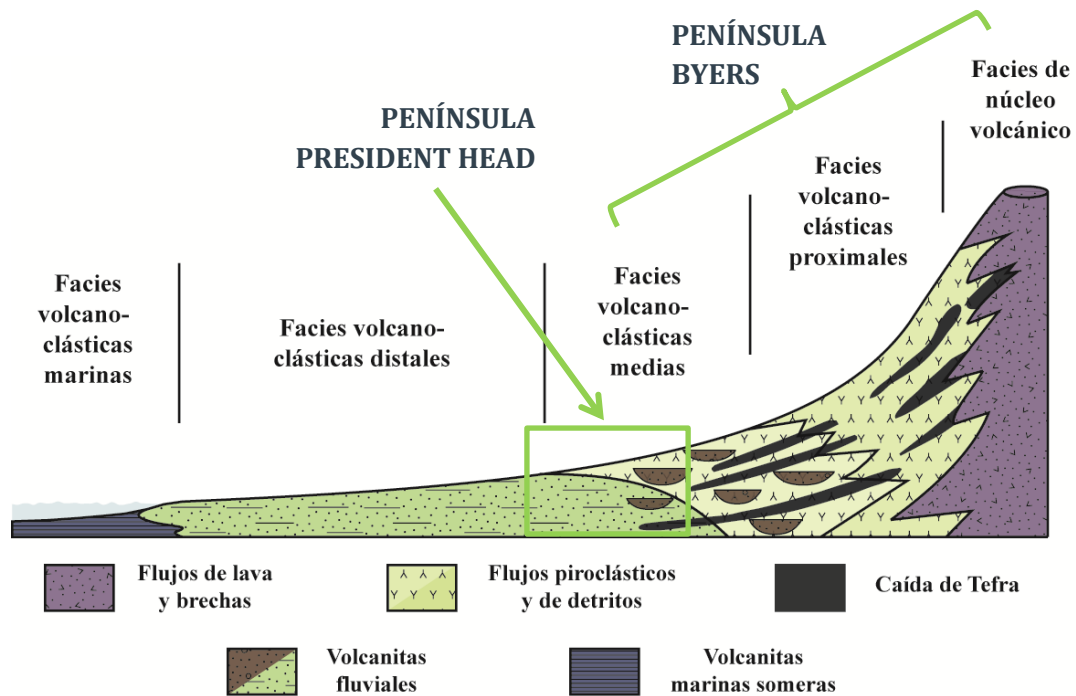


Figura 23. En un recuadro verde se indica la posición de península President Head respecto al arco volcánico (península Byers?, península Antártica?) durante el Albiano temprano de acuerdo a las facies identificadas. Modificado de Smith y Landis (1995).

3.4. CUERPOS INTRUSIVOS SUBVOLCÁNICOS Y LAVAS

3.4.1. Introducción

En la **figura 24** se muestra la distribución de cuerpos intrusivos y lavas. En principio es difícil distinguir si son lo uno o lo otro, ya que si bien son masivos y homogéneos, los contactos entre éstos y las unidades sedimentarias se encuentran completamente cubiertos, no parecen ser del todo discordantes y su textura no es tan diagnóstica. El mejor candidato a lava es un cuerpo de naturaleza intermedia a ácida que se encuentra en un pequeño promontorio camino a punta Kurilo (AASW-7 en **figura 24**).

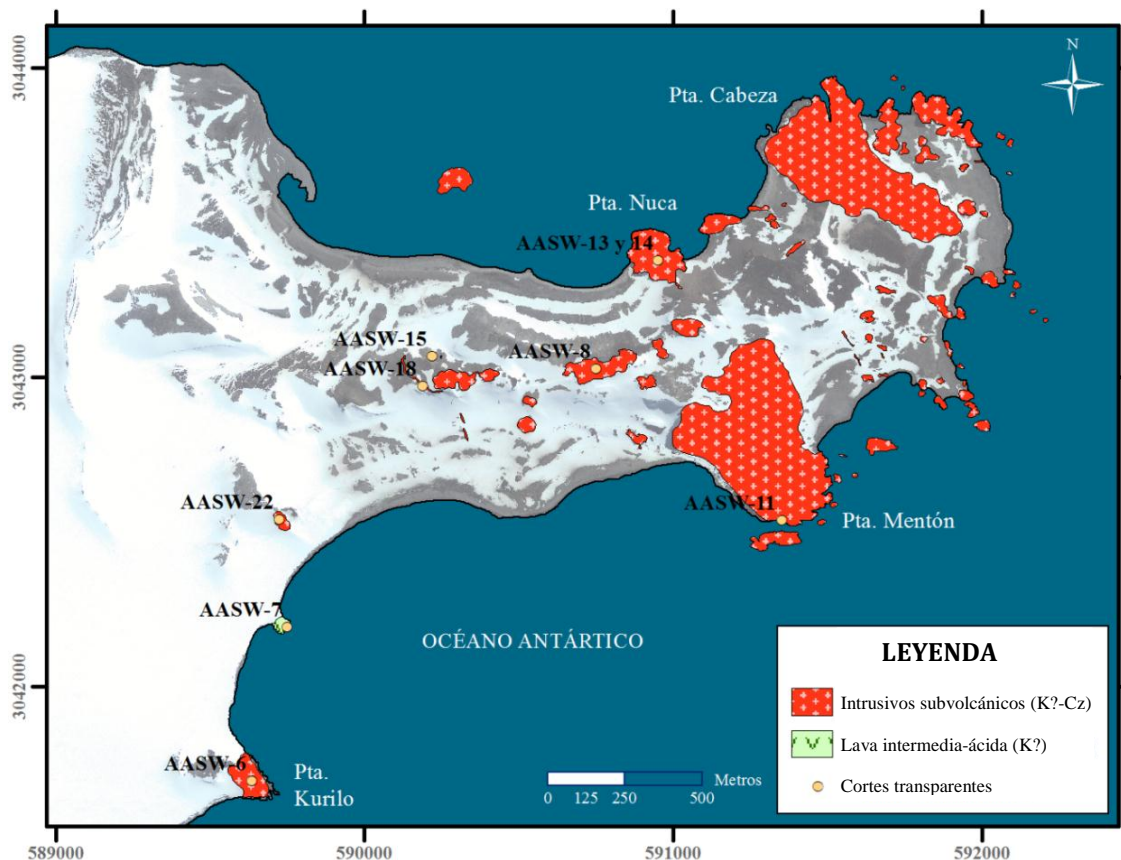


Figura 24. Distribución de cuerpos subvolcánicos y lavas. Se señalan además los puntos de muestreo.

Los demás fueron caracterizados como cuerpos intrusivos subvolcánicos, entre los que se distinguen diques, algunos de los cuales se vuelven concordantes con la estratificación en forma local convirtiéndose en sills (AASW-18), y pequeños stocks. En su mayoría siguen una orientación NNO-SSE, coincidente con el rumbo de las unidades estratificadas, y secundariamente una orientación E-O; similar a lo que se observa en cabo Shirreff y punta Hannah (Pàllas *et al.*, 1999). En superficie presentan un color gris claro muy peculiar y producto de una capa de líquenes que los cubren, la roca fresca es absolutamente negra (figura 25a).

Localmente se observó que uno de estos cuerpos (AASW-14) presentaba en su parte superior una porción con abundantes amígdalas (figura 25c), aspecto que hacía dudar de su naturaleza intrusiva, pero Hathway (1997) señala que *plugs* como cerro Negro en península Byers también poseen márgenes con estas características. Pàllas *et al.* (1999b) lo asocian a un emplazamiento somero.

Los diques y sills alcanzan potencias de entre 2 y 7 m aproximadamente, y se extienden por algunas decenas de metros. Se distribuyen principalmente en la parte central de la península y en las “playas de la nariz”. Petrográficamente se clasifican como doleritas de dos piroxenos.

Los stocks presentan una sección más o menos elíptica y constituyen los promontorios más importantes y elevados. El de “punta Cabeza” es el de mayor tamaño, con un eje mayor de 600 m, un eje menor de 350 m y una altura máxima de 60 m s. n. m.; el de “punta Mentón” por su parte tiene un eje mayor de 450 m, un eje menor de 300 m y una altura máxima de 80 m s. n. m. aproximadamente. Exhiben un fracturamiento columnar desordenado muy llamativo (**figura 25b**). Petrográficamente corresponden a doleritas ofíticas de clinopiroxeno y olivino y a doleritas de dos piroxenos.

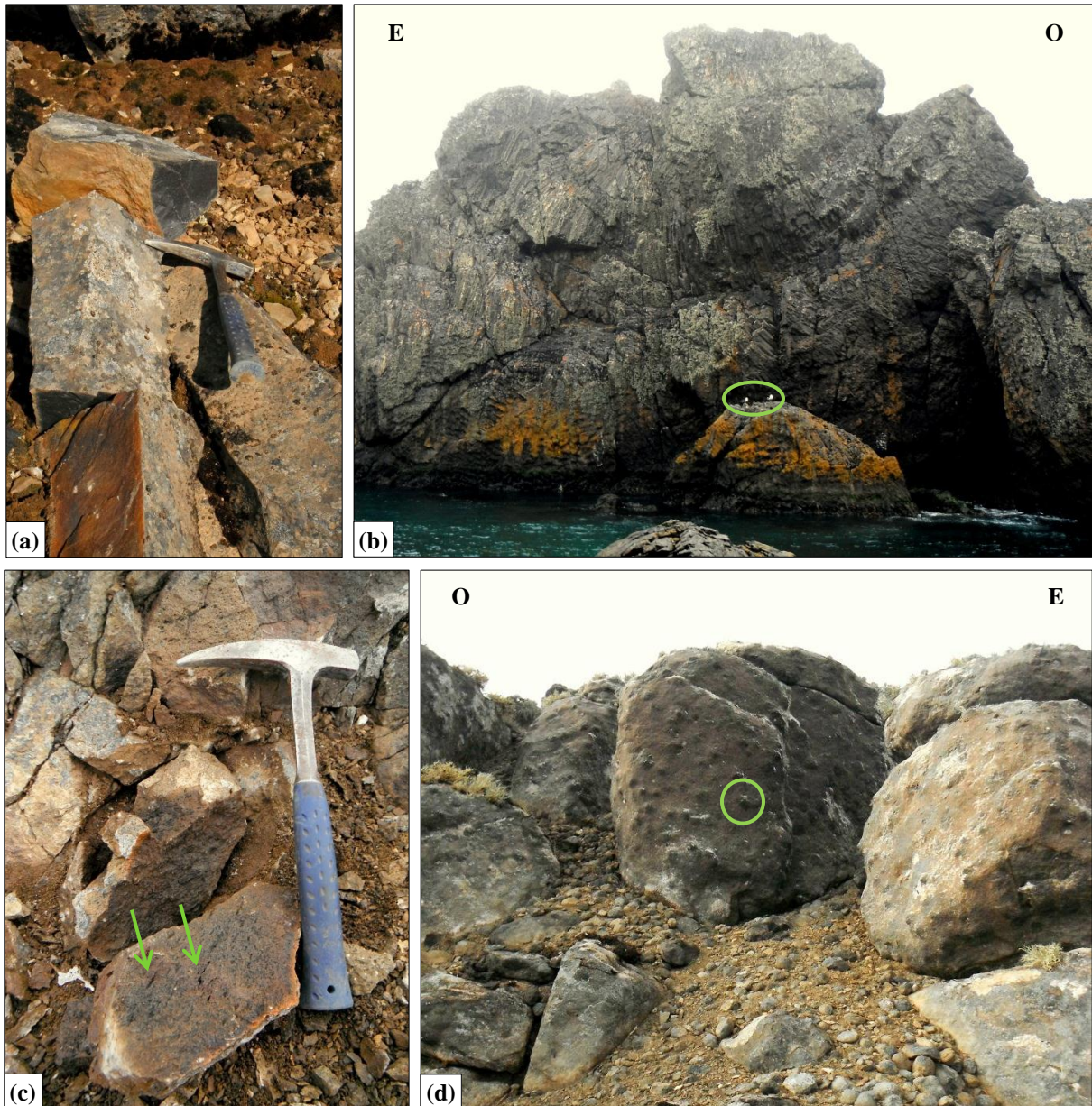


Figura 25. (a) Caras meteorizadas y frescas (de color negro) en columna de dolerita, (b) Fracturamiento columnar desordenado (tabladura), gaviotines como escala, (c) Margen vesiculoso, (d) Sill con amígdalas de zeolitas (alcanzan un diámetro de 5 cm aproximadamente).

3.4.2. Petrografía

En base a disposición, texturas y mineralogía se pueden distinguir 3 grupos:

3.4.2.1. *Doleritas ofíticas de clinopiroxeno y olivino*

Corresponden a cuerpos medianamente frescos, holocristalinos, mesocráticos, de grano fino a medio, homogéneos e isotropos, hipidiomórficos y seriados según plagioclasa. Presentan textura ofítica bien desarrollada (**figura 26**) y subofítica en forma local, poiquilitica, intergranular e intersertal. Se componen de un 45 a 65% de plagioclasa euhedral a subhedral de grano fino y buena integridad, con macla polisintética y zonación oscilatoria en algunos cristales; un 20 a 25% de clinopiroxeno anhedral, de grano fino a medio e integridad media, que engloban cristales de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno; y un 15 a 20% de olivino “fantasmal” de grano fino, forma prismática subhedral, baja integridad, remplazados completamente por esmectita (**figura 26**). Además contienen hasta un 5% de ortopiroxeno, fracturado, de grano fino y un 5% de opacos (magnetita?) muy irregulares en espacios intersticiales.

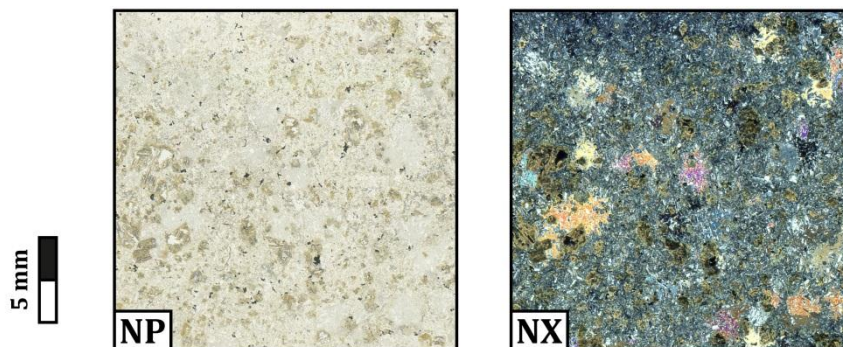


Figura 26. Textura ofítica y cristales de olivino remplazados por esmectita en doleritas de clinopiroxeno y olivino. NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados.

3.4.2.2. *Doleritas de dos piroxeno*

Son cuerpos hipocristalinos de grano fino a medio, mesocráticos, seriados según plagioclasa. Presentan textura microporfídica, subofítica, glomeroporfídica (con conjuntos de clinopiroxenos o plagioclasa y ortopiroxeno), intergranular (con clinopiroxeno entre plagioclasas). En forma local (márgenes de stocks o diques y sills) presentan además texturas pilotaxítica, intersertal y amigdaloidal, con amígdalas rellenas por esmectita o zeolitas (**figura 25c, d**). Contienen un 5 a 10% de fenocristales de plagioclasa de grano fino a medio (1-3 mm) tabulares, anhedrales a subhedrales e integridad media-baja, de los cuales algunos están parcialmente reabsorbidos y/o presentan textura *sieve*; y un 5% de fenocristales de clinopiroxeno (augita) y ortopiroxeno fracturado, de grano fino (0,8-1,5 mm), prismáticos euhedrales a subhedrales (**figura 27**). Poseen un 50 a 60% de microlitos de plagioclasa tabular ($\leq 0,8$ mm) euhedral-subhedral y buena integridad, algunos con zonación y macla polisintética; un 10 a 20%

de clinopiroxeno (augita) prismático subhedral (0,05-0,45 mm) y buena integridad; un 15 a 20% de ortopiroxeno (enstatita), con secciones tabulares a rómbicas (0,1-0,5 mm) subhedrales a anhedrales con buena integridad; y un 5 a 7% de opacos de grano fino (0,05-0,8 mm), cúbicos subhedrales. En forma accesoria contienen fenocristales de cuarzo anhedral, con embahiamientos y bordeados por una corona de vidrio y clinopiroxeno.

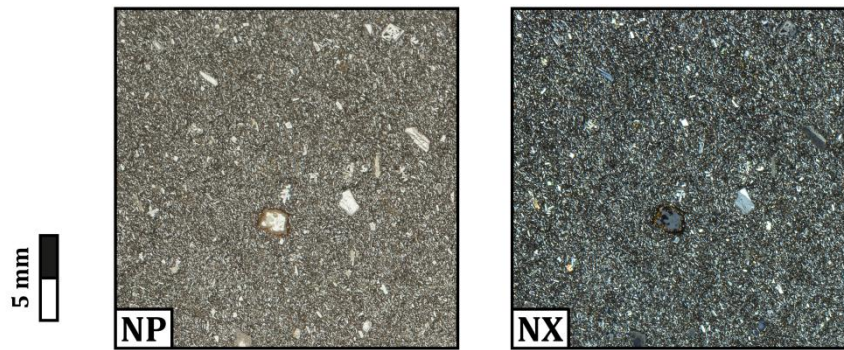


Figura 27. Microfotografía de dolerita de dos piroxenos. NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados.

3.4.2.3. *Lava intermedia a ácida (AASW-7)*

El cuerpo identificado como lava se encuentra bastante alterado y correspondería a una roca de composición intermedia a ácida. Se caracteriza por ser hipocristalina, con alrededor de un 20% de vidrio. Presenta una textura porfídica a seriada según feldespatos (**figura 28**), con un 10% de fenocristales de feldespato de grano medio a grueso (1-10 mm), probablemente plagioclasa, con forma tabular y baja integridad; un 20% de microfenocristales de feldespato de grano fino (0,2-0,4 mm), tabulares subhedrales a anhedrales e integridad media, también albitizados; y un 25 a 30% de microlitos de plagioclasa aciculares, de ~0,05 mm, que siguen líneas de flujo alrededor de los fenocristales. Los minerales ferromagnesianos constituían un 5 a 10% de la roca, están completamente alterados a calcita y clorita; los opacos por su parte alcanzan un 3%. En forma accesoria contiene cuarzo de grano fino (0,2-0,8 mm), bastante redondeado con embahiamientos.

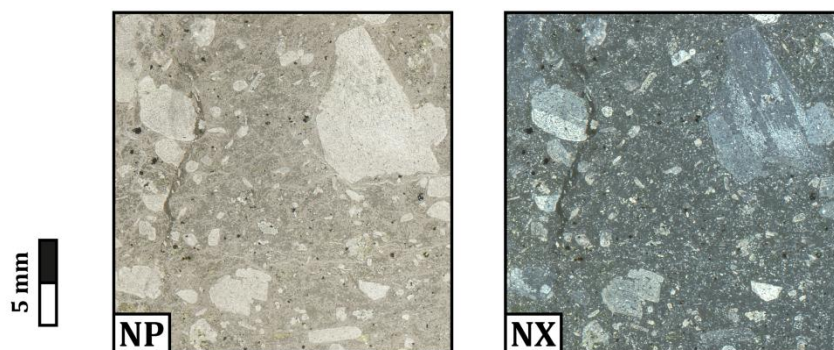


Figura 28. Microfotografía de lava intermedia a ácida. NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados.

3.4.3. Interpretación

Al no contar con análisis químicos, la naturaleza básica de los intrusivos es difícil de interpretar, ya que estos se generan en múltiples contextos geodinámicos. Sin embargo, se ha descrito que la presencia de clinopiroxeno y ortopiroxeno en forma conjunta y la existencia de “maclas reloj de arena” en cristales de augita se dan preferentemente en rocas ígneas básicas toleíticas. En efecto, Smellie *et al.* (1984) y Oteiza (1999) describen para rocas equivalentes en península Byers un patrón transicional toleítico-calcoalcalino asociado a un arco de islas.

Las texturas de desequilibrio y alteración preferencial observadas en xenocristales de plagioclasa y cuarzo indican que estos cristales fueron heredados de algún otro reservorio, posiblemente más diferenciado, o fueron incorporados de la roca caja.

Dada las relaciones de contacto con las unidades estratificadas es posible asignarles una edad máxima cretácica tardía. Estudios previos han reportado edades eocenas para algunos de estos cuerpos; Dupre (1982) (en Watts *et al.*, 1984) dató en 54 Ma un sill mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total, mientras que Pankhurst y Smellie (1983) obtuvieron una edad K/Ar en toca total de 46 ± 2 Ma para una dacita. La ubicación exacta de ambas muestras se desconoce.

Es poco lo que se puede decir acerca del cuerpo de lava. Es difícil deducir una edad relativa debido a que constituye un afloramiento aislado. Aparentemente es más antigua (o al menos contemporánea) que la unidad volcano-sedimentaria, a menos que exista algún tipo de estructura que la haya desplazado a una posición “estratigráficamente inferior”. Se baraja la posibilidad de que corresponda a la dacita descrita por Pankhurst y Smellie (1983).

3.5. ALTERACIÓN

La alteración presente en las rocas de President Head se caracteriza por una asociación de minerales secundarios de metamorfismo de muy bajo grado (o incluso diagénesis), y es común tanto para rocas sedimentarias como para rocas ígneas, aunque la forma en que se presentan puede variar en cierta medida. Los minerales más abundantes son esmectita, clorita, albita y zeolitas, seguidos de calcita, arcillas y cuarzo. Se presentan en amígdalas, masa fundamental, matriz, fracturas y fenocristales, siendo en estos últimos mucho más intensa.

Esmectita y clorita (**figura 29a**) pueden presentarse en paragénesis o en forma individual, rellenando amígdalas en juveniles de areniscas y tobas, en el margen vesiculoso del intrusivo de “punta Nuca”; alterando a silicatos máficos como olivino y clinopiroxeno; o diseminadas en la masa fundamental de intrusivos hipabisales y clastos volcánicos. En forma particular se observó clorita intercrecida con mica blanca en la muestra de lava.

Las zeolitas se presentan en amígdalas de intrusivos (**figura 29b**), juveniles y en la matriz de rocas piroclásticas. En general tienen un hábito acicular radial, en drusa o tabular. Posiblemente corresponden a mordenita, laumontita y analcima o waikirita (Luis Aguirre, comunicación personal).

Se observa una albitización de feldespatos, especialmente en fenocristales de intrusivos hipabisales y del cuerpo de lava intermedio-ácido (**figura 29c**), y en menor medida en líticos volcánicos y cristales de plagioclasa en rocas sedimentarias.

La calcita se encuentra en amígdalas, en cuyos bordes se han formado placas con cristales de mayor tamaño que extinguen de forma distinta, o alterando a minerales ferromagnesianos (píroxeno u hornblenda) (**figura 29d**). Sólo se observó en cuerpos con mayor grado de alteración (lava y diques de poco espesor) e indica una alta fugacidad de CO₂ en los fluidos hidrotermales.

En forma escasa se observa la existencia de vetillas milimétricas irregulares de cuarzo microcristalino, algunos teñidos de color amarillo. Alrededor de éstas la masa fundamental vítrea parece estar alterada a palagonita. La masa fundamental de la muestra de lava presenta además una apariencia moteada por la presencia de cuarzo y arcillas.

La asociación mineral de albita-clorita-esmectita-zeolitas-calcita es la misma que se puede observar en otras islas del archipiélago Shetland del Sur, en particular en las rocas volcánicas del Cretácico Tardío en punta Hannah, isla Livingston; para las cuales se ha descrito un metamorfismo de muy bajo grado producto de un enterramiento profundo y un posterior evento hidrotermal asociado a la extensión mio-pliocena de la apertura del estrecho de Bransfield (Bastías, 2014).

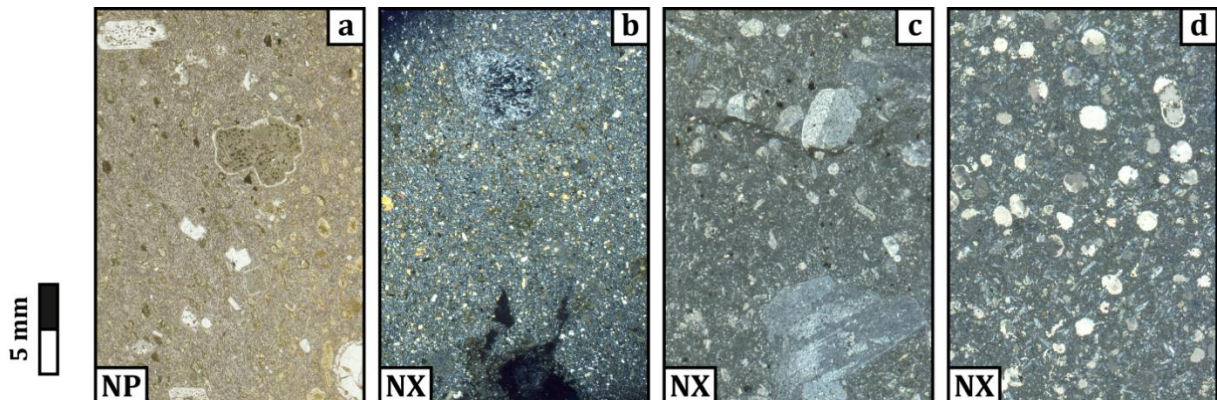


Figura 29. Alteración en cortes transparentes, NP: Nícoles paralelos, NX: Nícoles cruzados. (a) Clorita y esmectita en fenocristal y amígdalas, (b) Amígdala de zeolitas, (c) Plagioclasas albitizadas, (d) Placas de calcita.

3.6. UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

No se realizó un estudio en detalle acerca de la geomorfología de la península, pero a partir de observaciones generales se distinguen dos grupos de geo-formas principales: glaciales/periglaciales y costeras.

3.6.1. Geo-formas glaciales y periglaciales

La mayor parte de isla Snow está cubierta por un glaciar de domo, caracterizado por un clásico perfil convexo. En casi todo su perímetro llega directamente al mar formando acantilados, que entre President Head y península Hall alcanzan unos 10 a 15 m de altura (**figura 30a**). En su frente noreste está limitado por una morrena arqueada, con múltiples crestas, de orientación norte-sur que es más ancha en su extremo norte y desaparece (o quizás no es visible debido a los mantos de nieve) hacia el extremo suroeste de la península (**figura 30c, 30d**). Entre President Head y península Hall se distingue además un sector en donde el glaciar presenta una depresión cóncava en vez del margen de acantilado mencionado anteriormente, donde se pudo observar un canal de deshielo subglacial desembocando directamente al mar (**figura 30a**).

Algunos de los mantos de nieve formados en temporada invernal pueden sobrevivir de un verano a otro, especialmente en la cara sur de la península, formando circos o nichos de nivación tras temporadas sucesivas. En ocasiones este tipo de depresiones pueden convertirse en pequeñas lagunas temporales.

Los afloramientos y superficies han sido afectados evidentemente por procesos de gelifración. (**figura 30b**). En la meseta central se observa el desarrollo de suelos *in situ* de poco espesor, con clastos angulosos dispuestos muchas veces como “pavimento” sobre la roca fresca. La acumulación de este material es muy importante en las laderas de la misma, que se encuentran cubiertas completamente por extensos canchales.

3.6.2. Geo-formas costeras

Se distinguen variadas geo-formas de costas rocosas y geo-formas deposicionales. El rasgo más llamativo de la península es el desarrollo de una serie de superficies escalonadas de variada extensión y altura. Se distingue una plataforma central, cuya altura fluctúa aproximadamente entre los 40 y 60 m s. n. m., limitada por lo que probablemente es un acantilado fósil, que a su vez está rodeado por 2 a 4 niveles de playas elevadas estrechas y menos definidas, cuya altura disminuye gradualmente hasta la playa actual (**Figura 31**).

A la distancia pareciera que la plataforma central descansara entre varios promontorios constituidos de roca intrusiva, de paredes abruptas, que forman acantilados, cuyas gargantas o

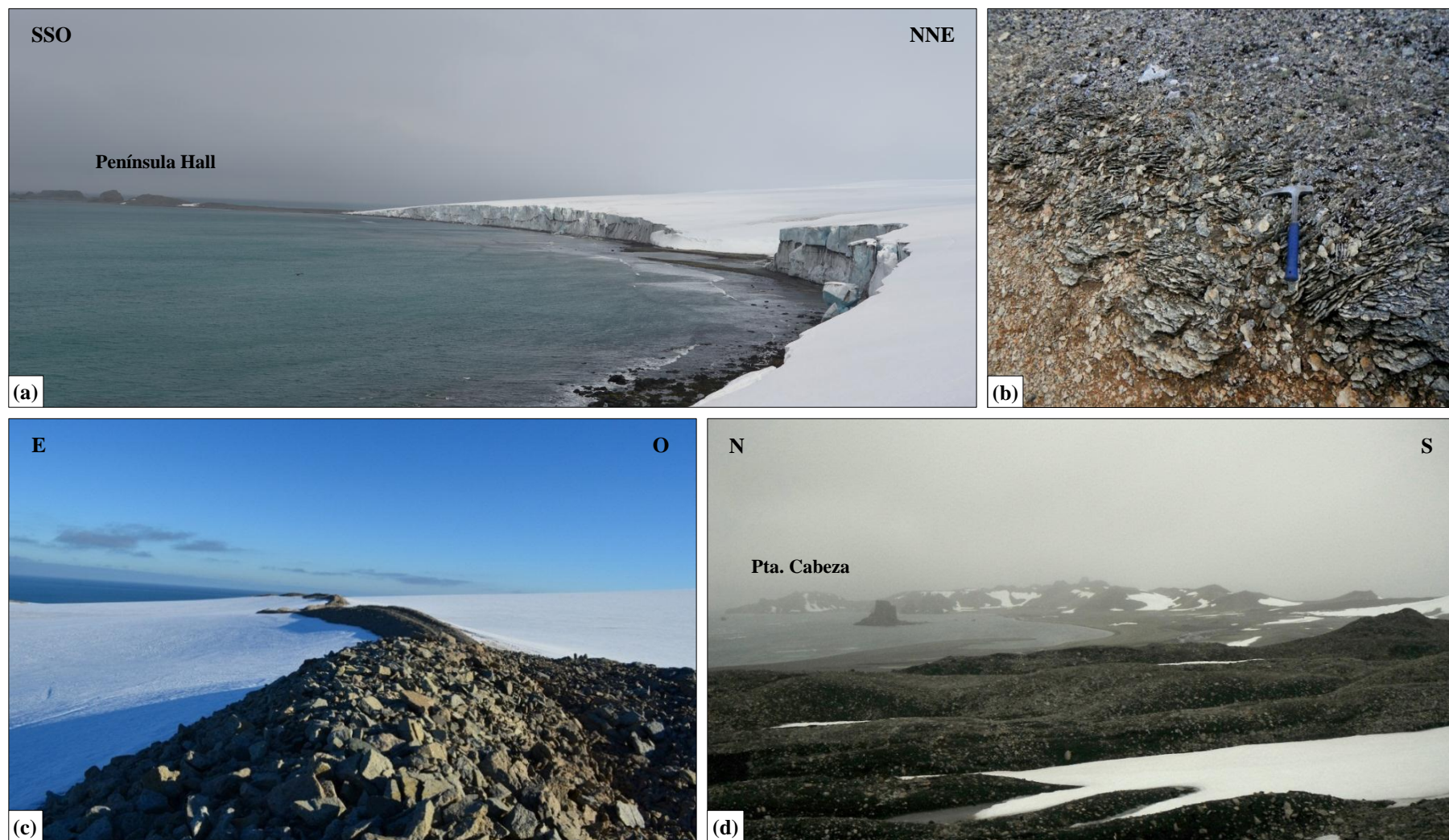


Figura 30. Geo-formas glaciales y periglaciales, (a) Margen glaciar hacia península Hall, en la depresión intermedia desemboca un canal subglacial, (b) Regolito *in situ* por efectos del crioclastismo, (c) Estrechamiento de los depósitos morrénicos hacia el sur, (d) Depósitos morrénicos en el límite norte.

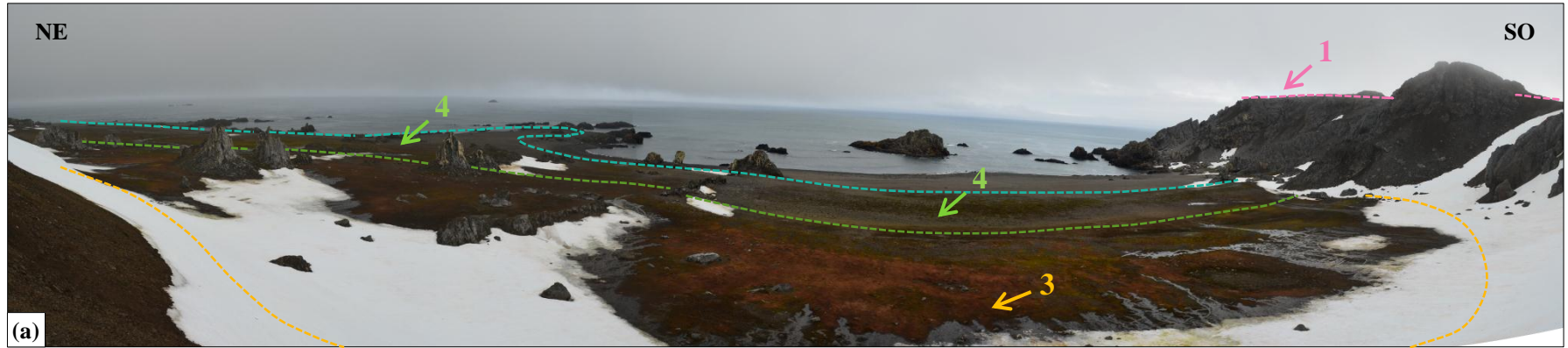


Figura 31. Playas elevadas. (a y b) costa sur, (c) costa norte. Los niveles identificados se enumeran del 1 al 4, de más antiguo a más reciente.

desfiladeros siguen lineamientos E-O. De acuerdo a su morfología entran en las categorías de acantilados estabilizados, en cuyos pies se han formado pequeños abanicos de talud, y acantilados vivos, cortados en su base por muescas de abrasión.

Entre los promontorios se desarrollan playas de bolsillo de arena y grava. La mala selección, angulosidad y tamaño de estos materiales se relaciona con los procesos de gelifracción y el escaso transporte que han sufrido. En sectores en donde las playas son más abiertas y la fuente principal de material son afloramientos subacuáticos y/o abanicos de talud de promontorios ígneos, las playas cambian bruscamente a estar constituidas únicamente por grandes bolones, formados por la continua acción de las olas sobre la plataforma de abrasión.

La península está rodeada por una amplia plataforma de abrasión subhorizontal, sobre la cual se levantan una serie de escollos que quedan total o parcialmente sumergidos en pleamar; y unos cuantos pilones de mayor altura, registro de la extensión que alcanzaban los promontorios actuales (**figura 32a**).

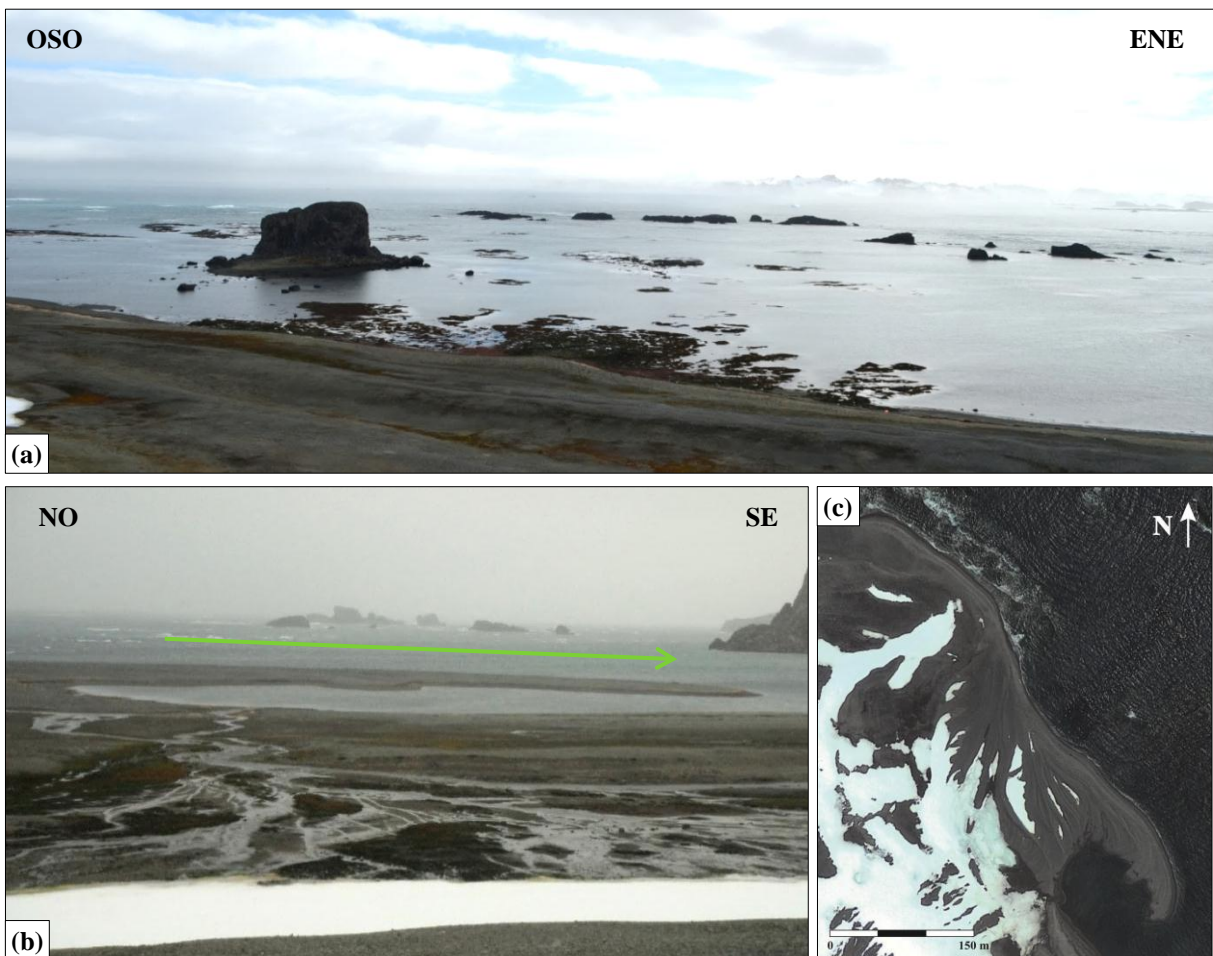


Figura 32. (a) Escollos sobre plataforma de abrasión marina. (b y c) Flecha o espiga litoral recurvada compuesta, en verde se indica la dirección de la deriva litoral. Vista en terreno y satelital (Google Earth®) respectivamente.

En la playa noroccidental se ha desarrollado una flecha o espiga litoral recurvada compuesta (**figura 32b**), con una orientación NO-SE, producto de una inflexión en la línea de costa y la reflexión y refracción del oleaje. Evidencia la existencia de un transporte de material producto de la deriva litoral O-E.

Todas estas geo-formas están condicionadas por la resistencia de las rocas, la morfología de la costa, el relieve de la plataforma costera y la interacción de estos rasgos con el oleaje.

Capítulo 4

DISCUSIÓN GENERAL

4.1. GEOLOGÍA DE PRESIDENT HEAD Y EL GRUPO BYERS

Estudios previos ya han establecido correlaciones lito- y bio-estratigráficas exitosas entre la geología de President Head y el Grupo Byers (ej. Duane, 1996; Torres *et al.*, 1997; Cantrill, 1998; Hathway y Lomas, 1998; Torres *et al.*, 1998; entre otros). Mediante el presente trabajo es posible realizar ciertas observaciones y acotaciones a lo propuesto anteriormente.

4.1.1. Relaciones con la unidad sedimentaria marina

Aunque la certeza de la interpretación de la unidad marina descrita en **3.2.** es baja, ya que la sección estudiada es demasiado pequeña, las litofacies descritas y los mecanismos de deposición inferidos a partir de las mismas son similares a los propuestos por Lomas (1999) para la Formación President Beaches, la cual habría sido originada a partir de corrientes de turbidez de alta y baja densidad y flujos de detritos menores que se depositaron en un abanico de talud profundo y desorganizado; y también es ambientalmente similar al Miembro Devils Point de la Formación Chester Cone, el cual se ha interpretado como la porción submarina de un *fan-delta* (Duane, 1996).

Sin embargo, el espécimen *Olcostephanus cf. atherstoni* (Sharpe) encontrado en la localidad P11, de probable edad valanginiana media, es incompatible cronológicamente con esta correlación y en cambio es afín al Miembro Sealer Hill de la Formación Chester Cone, para el cual se ha interpretado un ambiente de plataforma de baja energía sobre el nivel base de las olas, en donde se desarrollaron tempestitas (Duane, 1996 y referencias ahí citadas). No obstante, los

rasgos más característicos de este tipo de depósitos como estratificación *hummocky* y *swaley*, ondulitas y niveles de fósiles quebrados, no fueron observados en President Head, por lo que la correlación no es totalmente satisfactoria.

En base a los datos recopilados en terreno es difícil discriminar entre ambas formaciones y surgen tres hipótesis:

- La sección estudiada representa un cambio a facies más profundas respecto a lo que se ha descrito para el Miembro Sealer Hill en península Byers, es decir que en President Head se mantuvo el ambiente que se ha descrito para la Formación President Beaches y el Miembro Devils Point.
- La interpretación ambiental de esta unidad es errónea dada la corta sección estudiada.
- La identificación del ejemplar recolectado en P11 es errónea debido a su pobre preservación y se ha confundido con algún otro espécimen de la familia *olcostephanidae*, también presente durante el Berriasiano y afín a la fauna de la Formación President Beaches.

Considerando que en la parte inferior de la sucesión sedimentaria de President Head se ha hallado fauna que es similar a la reportada para la Formación President Beaches (amonites *Bochianites* Lory 1898 y *Spticeras* Uhlig 1903 y el bivalvo *Praeaucellina* Crame 1996; Cantrill, 2000), y que una corta sección sobre estos estratos se correlaciona palinológicamente con el Miembro Sealer Hill (Duane, 1996); cualquiera de las hipótesis anteriores es posible.

Por último, el hallazgo del espécimen *Aulacosphinctes* cf. *proximus* Steuer de edad titoniana, plantea algunas interrogantes. Duane (1996) observó que una porción de los estratos afines al Miembro Sealer Hill en la sección marina en President Head muestra señales de re-trabajo según su contenido palinológico, lo que podría explicar la presencia de un espécimen de anterior data. Una segunda alternativa es que en algún sector de la isla efectivamente existan rocas más antiguas, de la Formación Anchorage o un equivalente crono-estratigráfico, las cuales fueron erosionadas por el glaciar.

4.1.2. Relaciones con la unidad volcano-sedimentaria

El presente trabajo difiere en la edad y en algunos aspectos interpretativos de las facies presentes en President Head respecto a trabajos anteriores, sin contradecir la correlación bajo criterios lito, crono y bio-estratigráficos que ya ha sido establecida con la Formación Cerro Negro de península Byers.

Dada la disposición de los estratos, cuya tendencia general es homoclinal haciéndose más jóvenes hacia el noreste, en los primeros trabajos de Araya y Hervé (1966) y Smellie *et al.* (1984) se consideró que las rocas de President Head correspondían a la base de la sucesión de península

Byers. Más tarde, en base a correlaciones litológicas, se estableció que los estratos fosilíferos pertenecientes a lo que se describe en este trabajo como unidad volcano-sedimentaria, se correlacionan con la división inferior de la Formación Cerro Negro dado su carácter “silícico” (Hathway, 1997; Cantrill, 1998 y 2000).

4.1.2.1. *Litología y facies*

De acuerdo al esquema desarrollado por Smith y Landis (1995), al comparar las litofacies reconocidas en ambas penínsulas se percibe que en President Head los depósitos corresponden a facies medias a distales con respecto al arco, mientras que las descritas en península Byers corresponden a facies medias a proximales ya que incluyen flujos de lava, depósitos de flujos piroclásticos bien delimitados y facies volcanoclásticas más gruesas.

Anteriormente, Cantrill (2000) interpretó las litofacies de fangolitas, areniscas y conglomerados presentes en President Head como turbiditas lacustres depositadas en un gran lago ubicado a los pies de un volcán compuesto de dimensiones considerables, en analogía a lo descrito por Hathway (1997) para península Byers.

En el presente estudio se reconocieron litofacies similares pero se desarrolló una interpretación diferente, principalmente por el hallazgo de grietas de secamiento y rizomas, indicativos de exposición subaérea en algún intervalo de tiempo durante la sedimentación de esta unidad. En efecto, Collinson (1996) sugiere que la gradación normal de arenisca a limo y arcilla asociada normalmente a ciclos de Bouma, y otras características de flujos episódicos en desaceleración también pueden presentarse en depósitos de desborde de llanura (*crevasse splay*) como los descritos en 3.3.7.2., junto a los cuales no se descarta que hayan existido espejos de agua de poca profundidad en donde se depositaron parte de las litofacies de fangolitas y finos laminados.

Según lo anterior, el paleoambiente inferido para President Head es afín al descrito posteriormente por Falcon-Lang y Cantrill (2002) para lo que sería la unidad inferior de la Formación Cerro Negro en península Byers, caracterizada por erupciones silícicas de gran magnitud y baja frecuencia, cuyos depósitos eran parcialmente retrabajados por procesos fluviales en paleovalles limitados por fallas normales de rumbo OSO-ENE, en los cuales se desarrollaban canales de alta energía que cada cierto tiempo inundaban zonas adyacentes vegetadas en donde dominaban helechos, bennettitales y coníferas. La **figura 33** resume esquemáticamente esta distribución de facies (las primeras cuatro se ven bien representadas en President Head) y especies vegetales.

Más recientemente Parica *et al.* (2007) dedujeron un paleoambiente fluvial similar en península Byers, con canales dominados por carga de lecho y barras areno-gravosas, planicies de inundación en donde predominó la deposición de material limo-arcilloso durante las crecientes y charcos de aguas pandas en áreas deprimidas.

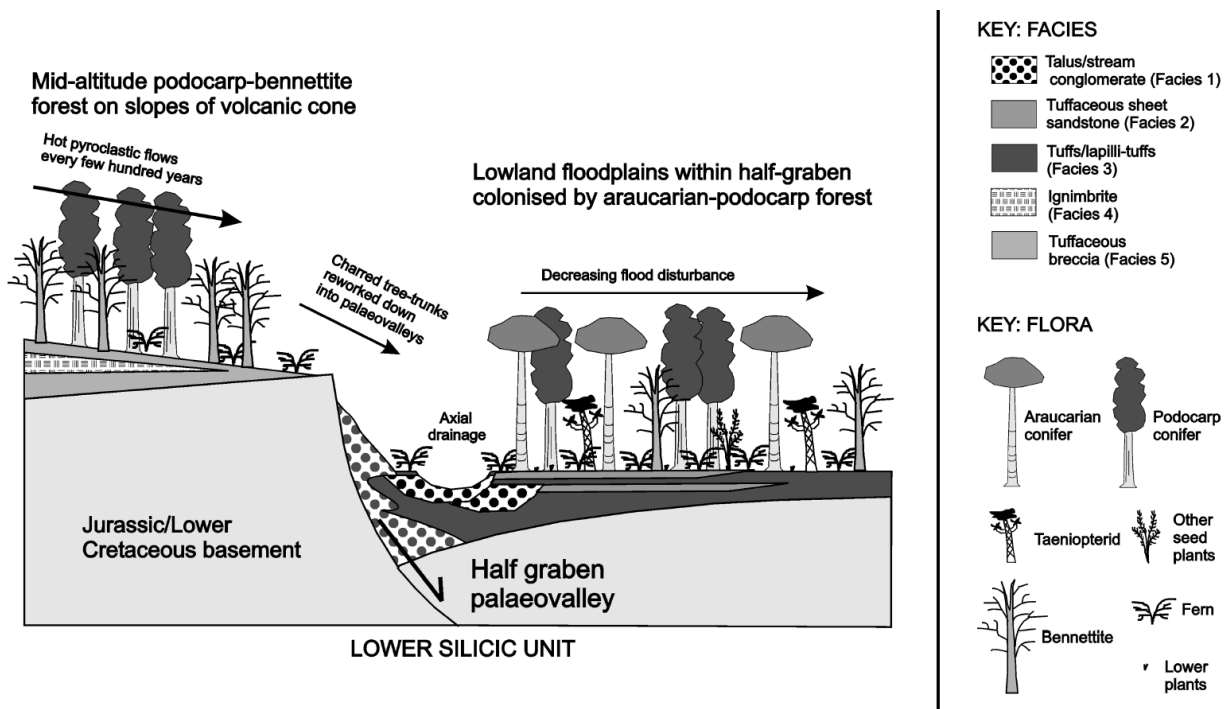


Figura 33. Reconstrucción paleo-ecológica para la unidad inferior de la Formación Cerro Negro integrando información de facies, biodiversidad y anillos de crecimiento en maderas fósiles. Obtenida de Falcon-Lang y Cantrill (2002).

4.1.2.1. Edad

Un resumen con las edades más válidas según observaciones de terreno calculadas hasta la fecha, tanto para rocas volcánicas como para cuerpos intrusivos, se presentan en la **tabla 3** y en la **figura 34**. En éstas es posible observar que la actividad volcánica no cubre un tiempo tan restringido como se propuso en los trabajos de Hathway (1997) y Hathway *et al.* (1999), quienes calcularon edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mínimas en biotita y plagioclasa de ~ 119 Ma y 119 ± 3 Ma respectivamente, en unidades próximas a lo que sería el techo de la Formación Cerro Negro; sino que se extiende con seguridad al menos hasta el Albiano temprano, sin considerar datos controversiales sobre los cuales existe desacuerdo en si corresponden a lavas o intrusivos subvolcánicos y sin contradecir las evidencias paleo-florísticas que sitúan a esta formación previo al Albiano tardío (Cantrill y Poole, 2012). En tanto, las edades más jóvenes corresponderían a episodios de magmatismo y/o volcanismo que sucedieron a la deposición de la misma.

Aunque hay que tener un poco de precaución al comparar edades calculadas a partir de distintos sistemas isotópicos, especialmente si se trata de edades K/Ar relativamente antiguas, los $109 \pm 1,4$ Ma obtenidos en una tufita de la porción inferior de la unidad volcano-sedimentaria en President Head tienen buena concordancia con las edades de 109 ± 4 Ma de una lava riolítica obtenida por Pankhurst *et al.* (1979), que luego Hathway *et al.* (1999) re-clasificaron como

Tabla 3. Recopilación de edades radiométricas para rocas de penínsulas Byers y President Head

LOCALIDAD	LITOLOGÍA	MÉTODO	MATERIAL	EDAD Ma (radiométrica)	EDAD	REFERENCIA	
Cerro Don Carlos	Lava basáltica	K/Ar	roca total	32 ± 1	Oligoceno	Parica <i>et al.</i> (2007)	
President Head	Lava dacítica	K/Ar	roca total	46 ± 2	Eoceno	Pankhurst y Smellie (1983)	
President Head	Sill	⁴⁰Ar/³⁹Ar	roca total	54		Dupre (1982) en Watts <i>et al.</i> (1984)	
Punta Diablo	Lava basáltica	K/Ar	roca total	63 ± 2	Paleoceno	Parica <i>et al.</i> (2007)	
Sealer Hill	Lava basáltica	K/Ar	roca total	63 ± 2		Parica <i>et al.</i> (2007)	
Área E Byers	Sill basáltico	K/Ar	roca total	74 ± 3	Maastrichtiano	Pankhurst y Smellie (1983)	
Área E Byers	Sill basáltico	K/Ar	roca total	76 ± 3	Campaniano	Pankhurst y Smellie (1983)	
Área E Byers	Sill basáltico	K/Ar	roca total	77 ± 3		Pankhurst y Smellie (1983)	
Cerro Negro	Plug dolerítico	K/Ar	roca total	89 ± 4	Turoniano	Pankhurst <i>et al.</i> (1979)	
Cerro Usnea	Lava andesítica	K/Ar	roca total	92 ± 5		Parica <i>et al.</i> (2007)	
Área E Byers	Lava basáltica	K/Ar	roca total	94 ± 3	Cenomaniano	Pankhurst y Smellie (1983)	
Cerro Negro	Plug dolerítico	K/Ar	roca total	95 ± 5		Pankhurst <i>et al.</i> (1979)	
Cerro Negro	Plug dolerítico	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	roca total	102,4 ± 1,3	Albiano	Haase <i>et al.</i> (2012)	
Al E de Cerro Negro	Ignimbrita soldada	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	plagioclasa	102 ± 12		Hathway <i>et al.</i> (1999)	
Vietor Rock	Lava basáltica*	K/Ar	roca total	106 ± 4		Pankhurst y Smellie (1983)	
Vietor Rock	Lava andesítica-basáltica*	K/Ar	roca total	108 ± 4		Pankhurst y Smellie (1983)	
Sealer Hill	Plug dolerítico	K/Ar	roca total	108 ± 4		Pankhurst <i>et al.</i> (1979)	
President Head	Tufita	U/Pb	circones	109 ± 1,4		Ugalde <i>et al.</i> (2013) / Este trabajo	
Sealer Hill	Plug dolerítico	K/Ar	roca total	109 ± 4		Pankhurst <i>et al.</i> (1979)	
Chester Cone	Lava riolítica**	K/Ar	roca total	109 ± 4		Pankhurst <i>et al.</i> (1979)	
Área Chester Cone	Plug andesítico	K/Ar	roca total	110 ± 4		Pankhurst y Smellie (1983)	
Don Carlos	Ignimbrita (unidad piroclástica 2)	Rb/Sr	roca total	110 ± 30		Parica <i>et al.</i> (2007)	
Chester Cone	Vulcanitas ácidas	Rb/Sr	roca total	111 ± 4		Pankhurst y Smellie (1983)	
Área Chester Cone	Plug andesítico	K/Ar	roca total	113 ± 4		Aptiano / Albiano	Pankhurst y Smellie (1983)
Cumbre Chester Cone	Lava andesítica	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	plagioclasa	117,7 ± 2***		Aptiano	Hathway <i>et al.</i> (1999)
Al S de Chester Cone	Clasto de ignimbrita en conglomerado	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	plagioclasa	119,1 ± 0,8			Hathway (1997)
Al S de Chester Cone	Clasto de ignimbrita en conglomerado	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	biotita	119,4 ± 0,6	Hathway (1997)		
Al E de Cerro Negro	Ignimbrita soldada	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	plagioclasa	119 ± 3	Hathway <i>et al.</i> (1999)		
2 km al N de Chester Cone	Toba silfíca	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	plagioclasa	120,3 ± 2,2	Hathway (1997)		
Start Point	Sill basáltico	K/Ar	roca total	123 ± 5	Pankhurst y Smellie (1983)		
Cumbre Chester Cone	Lava andesítica	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	anfíbola	123 ± 16***	Hathway <i>et al.</i> (1999)		
Chester Cone	Ignimbrita (unidad piroclástica 1)	K/Ar	roca total	125 ± 7	Barremiano	Parica <i>et al.</i> (2007)	
Start Point	Dique andesítico	K/Ar	roca total	128 ± 4		Pankhurst y Smellie (1983)	

* Según Hathway *et al.* (1999) podrían corresponder a intrusivos

** Según Hathway *et al.* (1999) es una ignimbrita silfíca

*** Edades de isócrona

una toba silícica; y también a las vulcanitas ácidas de 111 ± 4 Ma datadas por Pankhurst y Smellie (1983), ambas del cerro Chester. Por otro lado, pero en forma mucho menos exacta dado el gran error asociado, también se puede correlacionar con los 110 ± 30 Ma de la “unidad proclástica II” (ignimbritas del cerro Don Carlos en Byers) definida por Parica *et al.* (2007).

Al graficar los datos de la **tabla 3** en orden decreciente (**figura 34**), se observa cierta tendencia que permite agruparlos y reconocer en forma preliminar, distintos pulsos de actividad magmática y volcánica. Los dos pulsos más antiguos se encuentran mejor representados, corresponderían la Formación Cerro Negro y promedian edades de $120,8 \pm 2,3$ y $108,6 \pm 3,1$ Ma. La tufita datada en President Head posee una fuerte influencia de volcanismo ácido y es contemporánea al segundo pulso, lo que permite asociarla a niveles superiores de esta formación, contrario a lo establecido anteriormente (Hathway, 1997; Cantrill, 2000). Esto indicaría que el volcanismo no evolucionó simplemente de silícico a basáltico, sino que se caracterizó por episodios alternados, lo que también se ve evidenciado en la base de la Formación Cerro Negro en donde Hathway (1997) describe que el emplazamiento de las ignimbritas silícicas de la parte inferior de la misma fue precedido o acompañado por volcanismo basáltico.

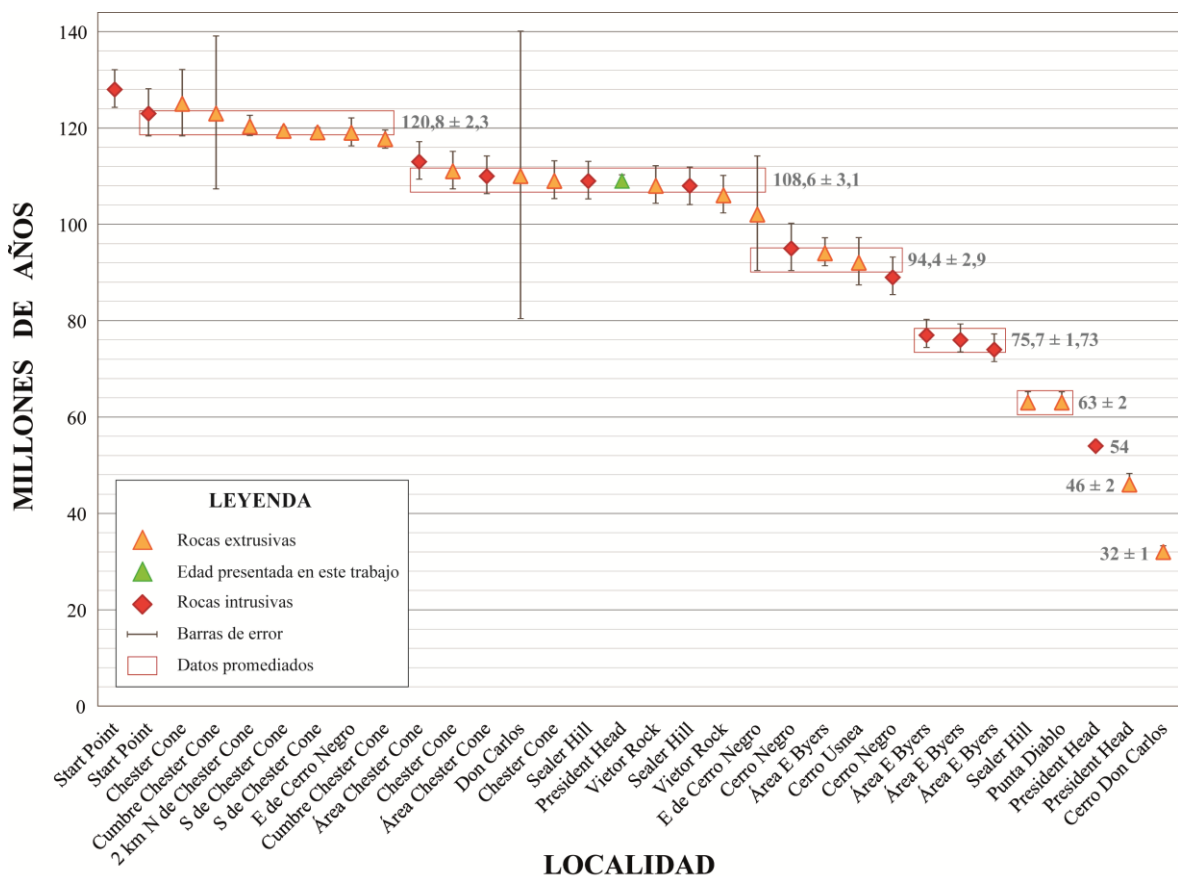


Figura 34. Gráfico de eventos volcánicos y magmáticos en península Byers y President Head según edades presentadas en la tabla 3 (en orden decreciente). Se indica la edad promedio de cada episodio calculado en base a los datos agrupados en cada recuadro rojo.

Parica *et al.* (2007) realizaron un ejercicio similar y distinguieron al menos seis pulsos magmáticos en península Byers entre el Aptiano y el Eoceno y tres centros eruptivos importantes asociados a los cerros Chester Cone, Don Carlos y Negro.

4.1.2.2. *Paleoflora*

Las similitudes del contenido fosilífero de esta unidad en President Head y Byers no se discutirán en esta oportunidad ya que es un tema ampliamente abordado en trabajos previos (Torres *et al.*, 1996; Cantrill, 1998; Cantrill, 2000; entre otros), en los cuales se observa que no difieren mayormente en cuanto a variedad florística, pero sí en la abundancia relativa entre taxones. Mientras que para Cantrill (2000) dominan en número *Pachypteris indica*, *Zamites snowensis* sp. nov y *Ptilophyllum menendezii* sp. nov, con una suite subsidiaria de helechos (*Lophosoria cupulatus*, *Aculea bifida*, *Sphenopteris* sp. A), coníferas (*Elatocladus australis* sp. nov.) y escasas apariciones de bennettitales (*Dictyozamites* cf. *aerolatus*) y pentoxylaleas (*Taeniopteris lobatus* sp.); para Teresa Torres (comunicación personal) el grupo de las Bennettitales es el más abundante, seguido de helechos, coníferas y en forma más escasa especímenes afines a *Ptilophyllum menendezii* Cantrill y *Pachypteris*.

Lo que sí es necesario recalcar es que la flora de President Head y península Byers es particularmente importante para entender el cambio florístico en la región de la península Antártica, ya que constituye el registro más joven antes de la aparición de las angiospermas en isla Alejandro I durante el Albiano tardío (Cantrill, 2000; Cantrill y Poole, 2012).

4.1.3. **Discordancia erosiva**

La discordancia erosiva existente entre las formaciones marinas (ya sea President Beaches o Chester Cone) y la Formación Cerro Negro, de edad valanginiana tardía - barremiana, ha sido asociada a un período de intensa actividad volcánica en el arco, que se ve reflejado tanto en la Cuenca de Larsen (isla James Ross) como en el Grupo Fossil Bluff (isla Alejandro I) (Hathway, 1997). Su existencia tiene implicancias importantes en cuanto a la definición del Grupo Byers, lo cual fue brevemente abordado por Hathway y Lomas (1998) quienes consideraron como provisional el estatus de la Formación Cerro Negro a la espera de de una revisión de otras sucesiones continentales en isla Livingston y la península Antártica.

Según la guía estratigráfica internacional, las formaciones de un grupo deben poseer en común propiedades litológicas diagnósticas y significativas, lo que no ocurre con Cerro Negro y el Grupo Byers; además la discordancia erosiva de carácter regional sobre la cual se dispone, implica su separación como unidad lito-estratigráfica independiente. En este mismo sentido, la discordancia existente entre las formaciones Anchorage y President Beaches también debe ser considerada para discutir la validez del Grupo Byers como tal.

Si bien se entiende que dado el registro estratigráfico tan fragmentario presente en Antártica la Formación Cerro Negro se haya incluido por simplicidad dentro del Grupo Byers al momento de abordar la geología de península Byers, isla Snow e isla Rugged, se cree que es más adecuado asociarla al Grupo Volcánico de la Península Antártica, el cual agrupa en forma amplia unidades mayormente volcánicas con intercalaciones sedimentarias menores, presentes preferentemente en el Dominio Central de la misma.

4.2. CORRELACIONES LOCALES

La presencia del Grupo Byers en otros sectores de isla Livingston aún es tema de discusión, principalmente por la escasa claridad que hay en las relaciones estratigráficas de las sucesiones aflorantes y la gran alteración que afecta a gran parte de las mismas, lo que entrega edades radiométricas poco confiables y de difícil interpretación (ej. Smellie *et al.*, 1996).

En la parte central de su porción oriental, entre monte Bowles y pico Burdick (**figura 35**), hasta península Hurd, aflora la Formación Mount Bowles, volcánica y aparentemente continental, conformada por material asociado a erupciones freato-magmáticas re-depositado por lahares, lavas basalto-andesíticas y niveles de areniscas afines a la Formación Miers Bluff, a la cual sobreyace en discordancia angular (Smellie *et al.*, 1995). Se encuentra muy alterada, por lo que su edad cretácica tardía (?) fue estimada inicialmente en base a su semejanza con sucesiones volcánicas mejor preservadas de otros sectores de islas Livingston y Greenwich (Smellie *et al.*, 1984); sin embargo hallazgos posteriores de nano-fósiles calcáreos en su parte superior le otorgan una edad máxima paleocena (Pimpirev *et al.*, 2006).



Figura 35. Toponimia de isla Livingston. Modificado de Pallas *et al.* (1999).

Ésta presenta un estilo eruptivo muy diferente al observado en la Formación Cerro Negro y es más joven, por lo que a priori no es posible realizar una correlación.

En cabo Shirreff, punta Hannah y punta Siddons, en el centro de isla Livingston (**figura 35**), se ha descrito un “grupo volcánico pre-pleoceno” (incluido en el Grupo Volcánico de la Península Antártica) formado por lavas basáltico-andesíticas y rocas clásticas con intrusiones hipabisales asociadas (Smellie *et al.*, 1996) que en un primer lugar sí fue correlacionado con la Formación Cerro Negro (Smellie *et al.*, 1984). Entre las localidades mencionadas, las rocas de cabo Shirreff son subalcalinas y tienen afinidad geoquímica con las de la porción superior de la FCN (Smellie *et al.*, 1996), estos autores reportaron una edad K/Ar en roca total de $90,2 \pm 5,6$ Ma en lo que correspondería a un sill, acotando una edad mínima para esta sucesión. Más recientemente Haase *et al.* (2012) dataron una lava basáltica en el mismo sector y obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $109,2 \pm 0,46$ Ma, la cual es concordante con el “segundo pulso” del volcanismo en península Byers. Por otro lado, Pàllas *et al.* (1999b) distinguieron diferencias petrográficas importantes: parte de las lavas exhiben características de un emplazamiento subacuático y las brechas un posible origen hialoclástico, lo que no parece ser tan relevante si se emplazaron en un ambiente lacustre como el que ha sido inferido para la FCN y/o si isla Livingston efectivamente era parte de un arco de islas. La sucesión de punta Hannah se caracteriza por una alternancia de episodios volcánicos subaéreos explosivos y efusivos (Pàllas *et al.*, 1999), en la cual Smellie *et al.* (1996) obtuvieron una edad cretácica tardía algo ambigua y descartaron cualquier relación co-genética con la FCN en base a análisis geoquímicos de elementos mayores y tierras raras, lo que fue confirmado por una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en una lava de $97,5 \pm 0,39$ (Haase *et al.*, 2012). Las rocas de punta Siddons por su parte no presentan afinidad alguna con la FCN (Smellie *et al.*, 1996).

Por otro lado, la geología de otros promontorios de isla Snow (excepto península Hall) y partes de isla Rugged no ha sido estudiada y es aún desconocida. Mientras que en isla Low, Bastías (2014) concluyó que la porción marina de los “Estratos de Cabo Wallace” presentan similitudes paleoambientales y se correlacionan relativamente bien con la Formación Anchorage, a diferencia de lo expuesto por Pirrie y Crame (1995), quienes habían desestimado esta correlación desde un punto de vista litológico y paleontológico.

4.3. CORRELACIONES REGIONALES

El refinamiento y profundización de los estudios geológicos en las islas Adelaida y Alejandro I, permite realizar una revisión de lo discutido previamente por Crame *et al.* (1993) y Hathway y Lomas (1998). Isla Adelaida está situada en la costa oeste de la península Antártica, unos 600 km al suroeste de isla Snow (**figura 3b**); en ella se preserva una sucesión sedimentaria, volcanoclástica y volcánica de 2 a 3 km de espesor de edad mesozoica tardía (Riley *et al.*, 2012). Unos 250 km más al sur se encuentra la isla Alejandro I (**figura 3b**), en donde se ha definido el

Grupo Fossil Bluff, cuya estratigrafía registra dos etapas importantes en el desarrollo de una cuenca de ante-arco: (a) una transición de sedimentación de fosa-talud (*trench-slope*) a ante-arco cuyos sedimentos provienen principalmente del Grupo Le May, entre el Bathoniano? y el Titoniano; y (b) una segunda etapa de somerización del ante-arco entre el Kimmeridgiano y el Albiano, con rocas caracterizadas por un alto contenido de material volcanoclástico (Doubleday *et al.*, 1993; Moncrieff y Kelly, 1993; Nichols y Cantrill, 2002).

En la **figura 36** se presenta un cuadro crono-estratigráfico amplio que incluye la estratigrafía de las islas Adelaida y Alejandro I, otras islas del archipiélago Shetland del Sur, la península Antártica norte o Tierra de Graham y la cuenca de Larsen (representativa del tras-arco) durante el Jurásico y el Cretácico, a partir del cual es posible establecer correlaciones crono-estratigráficas inmediatas para el Grupo Byers que serán comentadas a continuación.

La Formación Anchorage (FA) se correlaciona crono-estratigráficamente con las formaciones Bucchia Butress (FBB) de isla Adelaida y la parte inferior de la Formación Himalia Ridge (FHR) de isla Alejandro I. Las tres corresponden a la base de sus respectivas “sucesiones de ante-arco” y poseen intercalaciones menores de tobas que evidencian actividad volcánica contemporánea a lo largo de la península Antártica; sin embargo, FBB y FHR se componen de conglomerados y areniscas que representan facies gruesas de abanicos submarinos (Doubleday *et al.*, 1993; Riley *et al.*, 2012), a diferencia de la FA que se compone de hemipelagitas de fondo oceánico y turbiditas finas de abanico submarino. En este sentido paleo-ambientalmente la FHR es bastante afín a la parcialmente contemporánea Formación President Beaches, que también se desarrolló en un abanico submarino de proveniencia sureste pero de granulometría más fina (Lomas, 1999). La FA también ha sido correlacionada previamente con las fangolitas del Miembro Longing de la Formación Nordenskjöld (FN) según criterios litológicos y paleontológicos (amonites y bivalvos) (Crame *et al.*, 1993; Pirrie y Crame, 1995). El cambio ambiental de llanura abisal a talud que se observa entre los Miembros Longing y Amenghino de la FN es comparable al que se observa entre la FA y la Formación President Beaches, aunque ambas zonas se encontraban a distancias distintas del arco (Hathway y Lomas, 1998).

La Formación Start Hill aparentemente no tiene equivalentes en las localidades revisadas, ha sido interpretada como un abanico de detritos submarinos compuesto de material volcánico bastante grueso que indica proximidad a su fuente (Smellie *et al.*, 1980), por lo que habría que buscar posibles equivalentes en zonas próximas o dentro de el Dominio Central de la península Antártica asociadas al GVPA.

El Miembro Sealer Hill de la Formación Chester Cone es cronológica y paleontológicamente (belemnites) afín a la porción inferior de la Formación Spartan Glacier de isla Alejandro I, ambos representan un ambiente de plataforma que evidencia la somerización de sus respectivas cuencas en el valanginiano.

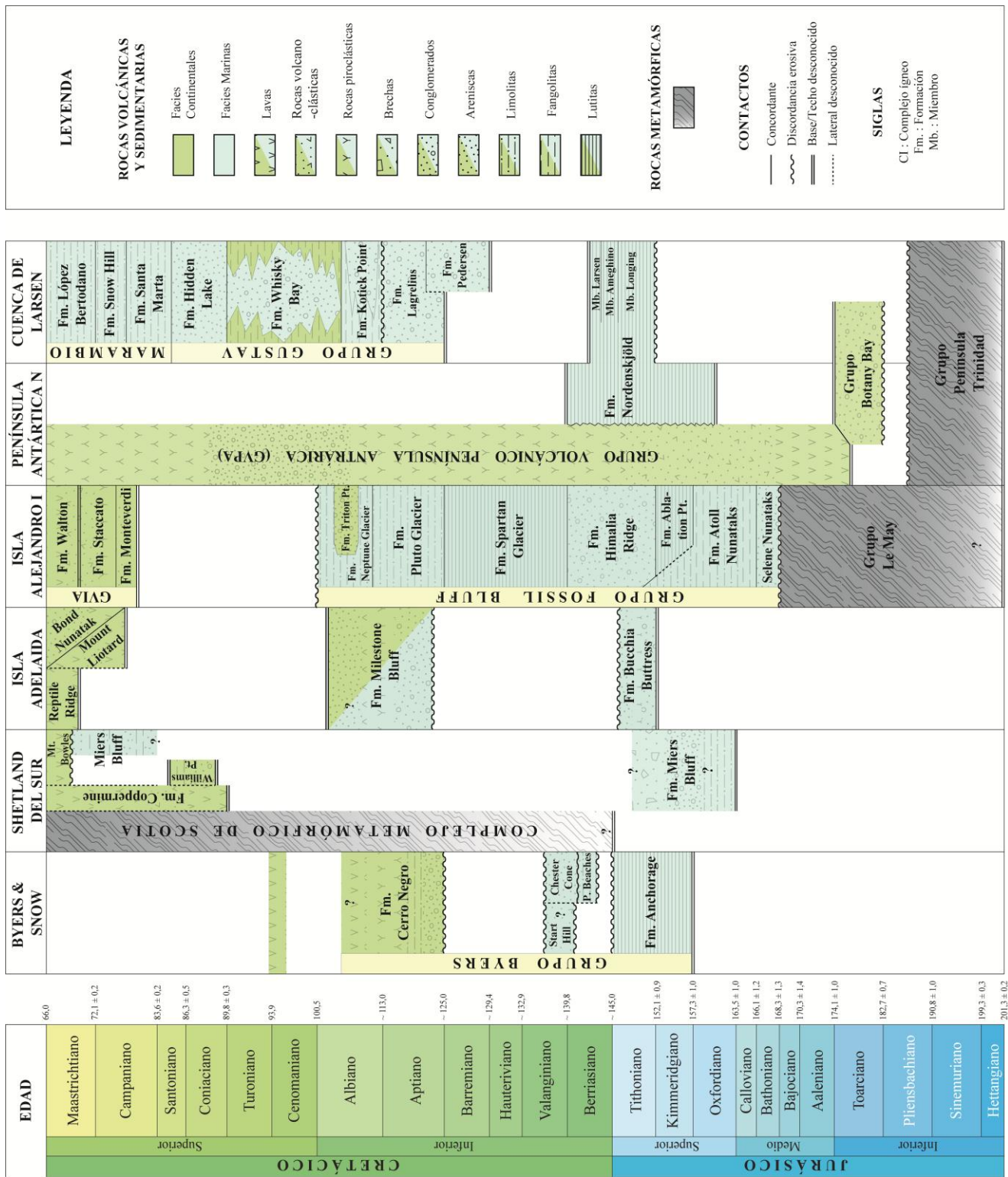


Figura 36. Cuadro crono-estratigráfico regional. Referencias según locación: **Penínsulas Byers y President Head:** Hathway y Lomas (1998), Parica *et al.* (2007), Haase *et al.* (2012). **Archipelago Shetland del Sur:** Smellie *et al.* (1984), Smellie *et al.* (1995), Smellie *et al.* (1996), Pimpirev *et al.* (2000), Hervé *et al.* (2006), Pimpirev *et al.* (2006), Cantrill y Poole (2012). **Isla Adelaida:** Griffiths y Oglethorpe (1998), Riley *et al.* (2012). **Isla Alejandro I:** Doubleday *et al.* (1993), Moncrieff y Kelly (1993), McCarron (1997), Nichols y Cantrill (2002), Howe (2003). **Península Antártica norte (Graham Land):** Birkenmajer (1994), Leat *et al.* (1995). **Cuenca de Larsen:** Hathway (2000), Cantrill y Poole (2012).

La Formación Milestone Bluff en isla Adelaida se compone de conglomerados, areniscas volcánicas y tobas. Cronológicamente se correlaciona de buena manera con la Formación Cerro Negro, ya que se le ha sido asignado una edad aptiana-albiana (Riley *et al.*, 2012); sin embargo junto a sus facies volcánicas mayormente subaéreas se encuentran también facies marino-someras, por lo que su afinidad lito-estratigráfica es sólo parcial. La discordancia en su base puede ser asociada a la observada entre las Formaciones Chester Cone y Cerro Negro, lo que afirma su carácter regional e implica la separación de esta última del Grupo Byers.

En isla Alejandro I, Nichols y Cantrill (2002) y Howe (2003) estudiaron en detalle la Formación Triton Point, única fase continental del Grupo Fossil Bluff caracterizada por facies de canal y llanura de inundación de ríos anastomosados y meándricos, alternadas con sedimentos volcánicos primarios; similar a lo que se encuentra en la FCN pero en un ambiente más distal respecto al arco, lo que es evidenciado por pequeñas incursiones marinas, ríos mejor desarrollados y maduros e intercalaciones piroclásticas de menor importancia. Bio-estratigráficamente sin embargo, presenta un cambio florístico importante, ya que contiene restos fósiles de angiospermas, un género ausente en las rocas de la Formación Cerro Negro. En la **figura 37** se bosqueja el paleoambiente que se habría desarrollado durante la deposición de la Formación Triton Point. Se aprecian los distintos componentes del bosque, la llanura fluvial y en el fondo un estrato volcán haciendo erupción. Sin contar las angiospermas, el paisaje en penínsulas Byers y en President Head debió haber sido muy similar durante el Aptiano y el Albiano temprano, pero en una posición más cercana al volcán.



Figura 37. Bosquejo que representa el ambiente boscoso de isla Alejandro I durante el Cretácico medio (Pintura de Robert Nichols en Howe, 2003).

La Formación Cerro Negro también es afín o incluso puede ser considerada parte del Grupo Volcánico de la Península Antártica, nombre propuesto por Thomson (1982) para todas las rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas al arco de la península Antártica (Leat *et al.*, 1995). Éste se compone por lavas basálticas, basalto-andesíticas, dacíticas y riolíticas, tobas y aglomerados con intercalaciones menores de rocas clásticas (British Antarctic Survey, 1979; Birkenmajer, 1994) de edad jurásica temprana a terciaria.

4.4. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA CUENCA

Aún existe disparidad acerca del tipo de cuenca en que se depositó el Grupo Byers (GB). Smellie *et al.* (1980) determinaron que el GB corresponde a una sucesión de intra-arco, pero también afirmaron que sus facies marinas y continentales eran contemporáneas y se encontraban interdigitadas. Crame *et al.* (1993) y Duane (1994) sostuvieron que el GB se depositó en un contexto de cuenca de ante-arco marginal, pero sólo estudiaron la porción marina de las unidades, mientras que Hathway (1997) concluyó que la sucesión se debió haber depositado en una cuenca de intra-arco al estudiar la porción continental volcanoclástica, en la cual observó cambios de facies abruptos y desplazamientos sin-sedimentarios asociados a fallas normales.

Aunque las principales razones expuestas por Hathway (1997) no son suficientes para concluir lo anterior, ya que también se pueden generar fallas normales sin-sedimentarias en cuencas de ante-arco en un ambiente extensional (Dickinson, 1995), la presencia de facies volcánicas proximales y aparentes centros volcánicos desmantelados con *plugs* de edad similar en la FCN confirmarían la hipótesis de una cuenca de intra-arco al menos para el Aptiano-Albiano temprano. En efecto, según Smith y Landis (1995) existen dos importantes criterios para reconocerlas: (1) presencia de facies volcánicas proximales al cráter e intrusiones contemporáneas, y (2) disposición de las unidades volcánicas y sedimentarias sobre la “plataforma del arco” (*arc platform*). En el caso del GB, la relación de los depósitos volcanogénicos y la plataforma del arco no está del todo clara, por lo que si se quiere ser precavido es conveniente usar el término de “cuenca relacionada a un arco” (Smith y Landis, 1995).

Por otro lado, el contexto en que se desarrollaron parte de las formaciones marinas resulta un poco confuso. La Formación Anchorage (FA) se compone de fangolitas ricas en radiolarios alternadas con numerosas capas de tobas y estratos menores de arenisca, correspondientes a depósitos hemipelágicos profundos y corrientes de turbidez diluidas respectivamente. Su aporte volcánico limitado evidencia un volcanismo activo pero distante, que habría estado representado por pequeños volcanes submarinos o localmente subaéreos hacia el eje de la península Antártica (Farquharson, 1982; Crame *et al.*, 1993). Estas características no permiten discernir entre ambos tipos de cuencas, ya que aunque pueden corresponder a facies distales submarinas de intra-arco,

también se extienden a otras cuencas adyacentes de ante o tras-arco (Smith y Landis, 1995). La Formación President Beaches (FPB) por su parte se compone de turbiditas y debritas de talud submarino y también contiene intercalaciones finas de tobas (Hathway y Lomas, 1998), pero no presenta mayores cambios en cuanto a influencia volcánica directa.

A partir del Valanginiano en cambio, la cercanía de edificios volcánicos se hace evidente. Las brechas volcánicas, aglomerados y lapillitas descritas en la Formación Start Hill (Smellie *et al.*, 1980), han sido interpretadas como parte de un delantal de detritos submarino que rodeaba a uno o más volcanes basálticos submarinos (Hathway y Lomas, 1998), probablemente los primeros en formarse dentro del “arco externo” ubicado en las islas Shetland del Sur; mientras que en el Miembro Sealer Hill de la Formación Chester Cone (FCC) se produjeron intrusiones someras en sedimentos aún no litificados formando peperitas. En algunos sectores el magma incluso alcanzó la superficie y se observan hialotufitas sobre las peperitas (Hathway y Lomas, 1998). Las características anteriormente mencionadas cumplen con el primer criterio de Smith y Landis (1995), por lo que se podría hablar con más certeza de una cuenca de intra-arco. Esta evolución es coincidente además con un cambio en el contexto geodinámico en la península Antártica, ya que a partir de los 140 Ma comienza un período de extensión que se prolongó hasta hace unos 105 Ma (Storey *et al.*, 1996). Esta posible transformación de cuenca de ante-arco a cuenca de intra-arco para el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano fue inferida también por Riley *et al.* (2012) en isla Adelaida.

A modo de resumen, la evolución geológica jurásica tardía - cretácica temprana de la Cuenca de Byers puede ser sintetizada en cinco etapas:

1. **Kimmeridgiano - Titoniano:** Sedimentación pelágica y hemipelágica en un ambiente marino profundo (Hathway y Lomas, 1998), posiblemente en una cuenca marginal de ante-arco asociada a un arco aún incipiente y mayormente submarino (Farquharson, 1982), durante un régimen extensional perpendicular al eje axial de la península Antártica (Storey *et al.*, 1996).
2. **Berriasiano:** Durante el Berriasiano medio - tardío la cuenca registra un importante aumento en el aporte clástico terrígeno respecto de la FA, además sus márgenes se vuelven más pronunciados (Lomas, 1999). La evolución a facies de talud submarino fue precedida por un intervalo de erosión o no deposición en el cual se generó una discordancia de edad berriasiana temprana entre FA y FPB. Esto se relaciona al régimen transpresivo-sinistral NE-SO que tuvo lugar en Tierra de Graham durante este período (145,6–140,7 Ma, Storey *et al.*, 1996) y a la emergencia del arco volcánico asociado al *peak* de plutonismo iniciado en el Berriasiano medio y que se mantendría hasta el Aptiano (142-127 Ma; Leat *et al.*, 1995).
3. **Valanginiano temprano - medio:** Continúa la somerización de la cuenca, demostrado por el aumento progresivo del porcentaje de palinomorfos terrestres, incluso algunas muestras del techo de la FCC no contienen material marino (Duane, 1996). El ambiente de talud evoluciona a uno de plataforma continental (Hathway y Lomas, 1998). En el área del

promontorio Ray se depositan brechas volcánicas, aglomerados y lapillitas asociadas a uno de los primeros volcanes de la Cuenca de Byers, que evidencia la expansión del volcanismo durante un período extensional y de intenso plutonismo en la península Antártica.

4. **Valanginiano tardío - Barremiano:** En este período existe un importante *gap* en el registro sedimentario de la cuenca. Las facies marinas de la FCC se encuentran en discordancia de bajo ángulo con las facies volcano-sedimentarias continentales de la FCN. Regionalmente se ha descrito un régimen extensional (Storey *et al.*, 1996) y un sostenido ascenso del nivel del mar, por lo que el alzamiento relativo que produjo la discordancia estaría asociado al desarrollo de un *horst* o al levantamiento del arco volcánico debido al intenso plutonismo que aún estaba en su *peak* (Leat *et al.*, 1995).
5. **Aptiano - albio temprano:** Caracterizado por episodios de volcanismo intenso y explosivo de carácter ácido a básico, con períodos inter-eruptivos de sedimentación volcanoclástica fluvial y lacustre (FCN), en un arco de islas discontinuo y de baja topografía (Falcon-Lang y Cantrill, 2001) formado en una cuenca de intra-arco. Durante este período continuó el régimen de extensión y el magmatismo generalizado a lo largo de la península Antártica hasta aproximadamente 105 Ma atrás, cuando tuvo lugar un pulso compresivo conocido como "Evento de Tierra de Palmer" (*Palmer Land Event*), que ha sido asociado globalmente a un evento de súper pluma mantélica (Vaughan y Storey, 2000).

4.5. RECOMENDACIONES

A pesar del gran esfuerzo realizado por numerosos grupos de investigadores ingleses, argentinos, españoles y chilenos, existen hasta hoy algunas incertezas respecto al Grupo Byers y oportunidades de nuevos estudios:

- La geología de otros promontorios de isla Snow, como cabo Timblón, y partes de isla Rugged permanece desconocida.
- La edad de la Formación Start Hill aún está pobremente constreñida, se ha observado que sobreyace a la FPB pero desconoce su relación con la FCC. Sólo se tienen antiguas edades K/Ar de intrusivos menores que la cortan (Pankhurst *et al.*, 1979) y una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en una lava (?) (Haase *et al.*, 2012).
- No se ha realizado un estudio de *proxys* climáticos usando maderas fósiles ni un estudio completo de paleosuelos como los realizados por Howe (2003) en isla Alejandro I, para completar lo comenzado por Falcon-lang y Cantrill (2002).
- A mayor escala la relación de FCN y otras unidades volcano-sedimentarias de isla Livingston no está completamente establecida, es necesario emplear métodos de datación radiométrica más confiables en aquellas unidades que se encuentran pervasivamente alteradas.

Capítulo 5

CONCLUSIONES

En península President Head se distinguen dos unidades sedimentarias, una marina y una continental con gran influencia volcánica. Su contacto no se encuentra expuesto, pero dada la gran diferencia de edad entre ambas y el abrupto cambio de facies, correspondería a una discordancia del tipo erosiva.

Ambas se encuentran intruidas por numerosos cuerpos hipabisales doleríticos de volumen pequeño, cuya edad no fue determinada con precisión en esta oportunidad, pero se asocian al magmatismo Cenozoico que afectó a la región. La superficie de la península ha sido moldeada en tiempos recientes por la interacción de procesos tectono-eustáticos, glaciales y costeros, lo que ha dado origen a una serie de geo-formas entre las que destacan playas elevadas, acantilados y una morrena en su límite occidental.

En la unidad sedimentaria marina se describieron cinco litofacies: fangolitas (E_1), lutitas (E_2), areniscas gruesas masivas (B_1), areniscas estratificadas gradadas (B_2) y brechas y brechas arenosas estratificadas gradadas (A). Se infiere que esta unidad se originó producto de corrientes de turbidez de alta y baja densidad en un ambiente marino profundo rico en arena y fango, pero no es posible discernir entre sistemas de abanico submarino, abanico de talud o rampa submarina.

Litológicamente es comparable a la Formación President Beaches (Berriasiano medio - tardío) y al Miembro Devils Point (Berriasiano tardío) de la Formación Chester Cone pertenecientes al Grupo Byers, sin embargo la edad valanginiana media inferida a partir del espécimen *Olcostephanus* cf. *atherstoni* (Sharpe) es cronológicamente compatible con el Miembro Sealer Hill (MSH) de la Formación Chester Cone. No se descarta que corresponda a un cambio de facies del MSH o que la ambigüedad se deba a errores de interpretación ambiental.

En la unidad volcano-sedimentaria se describieron seis litofacies: finos laminados (F_1), fangolitas (F_m), areniscas con estratificación horizontal (S_h), areniscas guijarrosas masivas (S_m), conglomerados matriz y clasto-soportados (G_{mm}/G_{ci}) y tobas (T). En éstas abunda material fosilífero vegetal, como improntas foliares de diversas especies preferentemente en litofacies F_1 y restos de madera de distintos géneros de coníferas en litofacies volcanoclásticas más gruesas (G_{mm}/G_{ci} y T). Las características litológicas, la flora fósil y los $109 \pm 1,4$ Ma obtenidos en una tufita de la porción inferior de la sucesión permiten concluir que durante el Albiano temprano, se desarrolló en President Head un ambiente fluvial meándrico entorno a una zona volcánica vegetada, caracterizado por episodios de inundación recurrentes y erupciones volcánicas explosivas.

Esta unidad pudo ser correlacionada en forma exitosa con la Formación Cerro Negro. Sin embargo, aunque litológicamente es afín a la porción inferior de la misma dado el carácter silícico del volcanismo, la edad obtenida del volcanismo es más joven de lo que se ha propuesto con anterioridad, indicando que no evolucionó simplemente de silícico a basáltico. Además en base a nuevas dataciones sería posible extender esta formación a cabo Shirreff, al noreste de península Byers.

La discordancia existente entre la Formación Cerro Negro y el resto del Grupo Byers aparentemente es de carácter regional. También está presente en isla Adelaida y en la cuenca de Larsen (tras-arco), lo que implicaría en términos formales su separación como unidad lito-estratigráfica independiente.

Finalmente se concluye que a escala regional la evolución del Grupo Byers y la Formación Cerro Negro, de facies marinas profundas a facies volcanoclásticas y volcánicas continentales, se encuentra en estrecha relación con el levantamiento progresivo del arco volcánico de la península Antártica y con la consecuente tendencia regresiva observada en las sucesiones sedimentarias de las islas Adelaida y Alejandro I. Este arco se habría expandido desde el Valanginiano (Formación Start Hill) a la zona de isla Rugged, península President Head y península Byers (en donde aún se preservan morfologías de estrato-volcanes desmantelados), evidenciando la transformación de la cuenca de ante-arco a una de intra-arco.

BIBLIOGRAFÍA

- Adie, R. J. (1964). Stratigraphic correlation in west Antarctica. In *Antarctic Geology. Proceedings of the First International Symposium on Antarctic Geology*, 307-313.
- Alfaro, P., López-Martínez, J., Maestro, A., Galindo-Zaldívar, J., Durán-Valsero, J. J. y Cuchí, J. A. (2010). Recent tectonic and morphostructural evolution of Byers Peninsula (Antarctica): insight into the development of the South Shetland Islands and Bransfield Basin.
- Araya, R. y Hervé, F. (1966). Estudio geomorfológico y geológico en las Islas Shetland del Sur, Antártica. *Publicaciones Instituto Antártico Chileno*, 8, 1-76.
- Bastías Silva, J. (2014). Mineralogía y geocronología U/Pb en las islas Shetland del Sur, Antártica, un multi-enfoque para punta Hannah, isla Livingston y cabo Wallace, isla Low. *Tesis de magíster en ciencias mención geología. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*. 149 p. Disponible en <http://tesis.uchile.cl/handle/2250/115611>.
- Birkenmajer, K. (1994). Evolution of the Pacific margin of the northern Antarctic Peninsula: an overview. *Geologische Rundschau*, 83 (2), 309-321.
- British Antarctic Survey (1979). Mapa geológico del Norte de Graham Land e islas Shetland del Sur. Serie BAS 500 G, Hoja 2, Edición 1. Esc.1:500.000.
- Calderón, M., Fanning, M. y Hervé, F. (2011). Late Jurassic Depositional Age For Turbidites in the Lower Member of the Anchorage Formation at Byers Peninsula, Livingston Island. En *11th International Symposium on Antarctic Earth Science (ISAES)*. Edinburgo, Escocia.
- Cantrill, D. J. (1998). Early Cretaceous fern foliage from President Head, Snow Island, Antarctica. *Alcheringa*, 22(3), 241-258.
- Cantrill, D. J. (2000). A Cretaceous (Aptian) flora from President Head, Snow Island, Antarctica. *Palaeontographica*, 253, 153-191.
- Cantrill, D. J. y Poole, I. (2012). Fern-conifer dominated Early Cretaceous (Aptian–Albian) ecosystems and the angiosperm invasion. En Cantrill, D. J. & Poole, I., *The Vegetation of Antarctica through Geological Time* (1a ed.). Cambridge University Press, 6, 189-248.
- Collinson, J. D. (1996). Aluvial sediments. En Reading, H. G. (Eds.), *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford:Blackwell Science, 3, 37-82.
- Crame, J. A., Pirrie, D., Crampton, J. S. y Duane, A. M. (1993). Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, 150 (6), 1075-1087.
- Curl, J. E. (1980). A Glacial History of the South Shetland Islands, Antarctica. *Institute of Polar Studies Report No. 63*, Institute of Polar Studies, The Ohio State University, 129 p.

- Dalziel, I. W. D. (1969). Structural studies in the Scotia Arc: Livingston Island. *Antarctic Journal of the United States*, 4 (4), 137.
- Dalziel, I. W. D. y Elliot, D. H. (1982). West Antarctica: problem child of Gondwanaland. *Tectonics*, 1 (1), 3-19.
- Dalziel, I. W. D. (1992). Antarctica: a tale of two supercontinents?. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 20, 501.
- Dalziel, I. W. D., Lawver, L. A., Norton, I. O. y Gahagan, L. M. (2013). The Scotia Arc: genesis, evolution, global significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 767-793.
- De Pisón Stampa, E. M. (2000). El relieve de una vieja península volcánica en la Antártida: la península de Byers en la isla de Livingston. *Ería: Revista cuatrimestral de geografía*, 53, 247-258.
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G. (ed.) *Provenance of arenites*. North Atlantic Treaty Organization – Advance Study Institutes (NATO-ASI), Series C, 148, 331-361.
- Dickinson, W. R. (1995). Forearc basins, en Busby, C. J. & Ingersoll, R. V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford:Blackwell Science, 221-262.
- Doubleday, P. A., Macdonald, D. I. M. y Nell, P. A. R. (1993). Sedimentology and structure of the trench-slope to forearc basin transition in the Mesozoic of Alexander Island, Antarctica. *Geological Magazine*, 130 (6), 737-754.
- Duane, A. M. (1994). Preliminary palynological investigation of the Byers Group (Late Jurassic-Early Cretaceous), Livingston Island, Antarctic Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 84 (1), 113-120.
- Duane, A. M. (1996). Palynology of the Byers Group (Late Jurassic-Early Cretaceous) of Livingston and Snow islands, Antarctic Peninsula: its biostratigraphical and palaeoenvironmental significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 91 (1), 241-281.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget*. Berlin: Springer-Verlag, 632 p.
- Falcon-Lang, H. J. y Cantrill, D. J. (2001). Gymnosperm woods from the Cretaceous (mid-Aptian) Cerro Negro Formation, Byers Peninsula, Livingston Island, Antarctica: the arborescent vegetation of a volcanic arc. *Cretaceous Research*, 22 (3), 277-293.
- Falcon-Lang, H. J. y Cantrill, D. J. (2002). Terrestrial Paleocology of the Cretaceous (Early Aptian) Cerro Negro Formation, South Shetlands Islands, Antarctica: A Record of Polar Vegetation in a Volcanic Arc Environment. *Palaïos*, 17, 491-506.
- Farquharson, G. W. (1982). Late Mesozoic sedimentation in the northern Antarctic Peninsula and its relationship to the southern Andes. *Journal of the Geological Society*, 139, 721-727.
- Ferraccioli, F., Jones, P. C., Vaughan, A. P. M. y Leat, P. T. (2006). New aerogeophysical view of the Antarctic Peninsula: more pieces, less puzzle. *Geophysical Research Letters*, 33 (5),

- Fuenzalida, H., Araya, R. y Hervé, F. (1972). Middle Jurassic Flora from North-eastern Snow Island, South Shetland Islands, en Adie, J. R., ed., *Antarctic Geology and Geophysics, Symposium on Antarctic geology and solid earth geophysics. Oslo august 1970. Universitetsforlaget: Oslo*, 93-96.
- Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A. y de Galdeano, C. S. (1996). Continental fragmentation along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antarctic Peninsula). *Tectonophysics*, 258(1), 275-301.
- González-Ferrán, O., Katsui, Y. y Tavera, J. (1970). Contribución al conocimiento geológico de la península Byers, de la Isla Livingston; Islas Shetland del Sur, Antártica. *Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*.
- Griffiths, C. y Oglethorpe, R. (1998). The stratigraphy and geochronology of Adelaide Island. *Antarctic Science*, 10 (4), 462-475.
- Haase, K. M., Beier, C., Fretzdorff, S., Smellie, J. L. y Garbe-Schönberg, D. (2012). Magmatic evolution of the South Shetland Islands, Antarctica, and implications for continental crust formation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163 (6), 1103-1119.
- Hathway, B. (1997). Non-marine sedimentation in an Early Cretaceous extensional continental-margin arc, Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *Journal of Sedimentary Research*, 67 (4).
- Hathway, B. y Lomas, S. A. (1998). The Jurassic–Lower Cretaceous Byers Group, South Shetland Islands, Antarctica: revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research*, 19 (1), 43-67.
- Hathway, B., Duane, A. M., Cantrill, D. J. y Kelley, S. P. (1999). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and palynology of the Cerro Negro Formation, South Shetland Islands, Antarctica: a new radiometric tie for Cretaceous terrestrial biostratigraphy in the Southern Hemisphere. *Australian Journal of Earth Sciences*, 46 (4), 593-606.
- Hathway, 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*, 157 (2), 417-432.
- Hervé, F., Miller, H. y Pimpirev, C. (2006). Patagonia-Antarctica Connections before Gondwana Break-Up. *Antarctica: Contributions to global earth sciences, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York*, 217-228.
- Hobbs, G. J. (1968). The Geology of Livingston Island: IV. The geology of Livingston Island. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 47, 34 p.
- Howe, J. (2003). Mid Cretaceous fossil forests of Alexander Island, Antarctic. *Ph.D. thesis. University of Leeds, Leeds, U.K.*
- John, B. S. y Sudgen, D. E. (1971). Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 24, 45-111.
- Leat, P. T., Scarrow, J. H. y Millar, I. L. (1995). On the Antarctic Peninsula batholith. *Geological Magazine*, 132 (4), 399-412.
- Leat, P. T., Flowerdew, M. J., Riley, T. R., Whitehouse, M. J., Scarrow, J. H. y Millar, I. L. (2009). Zircon U/Pb dating of Mesozoic volcanic and tectonic events in north-west Palmer Land and south-west Graham Land, Antarctica. *Antarctic Science*, 21 (6), 633-641.

- Lomas, S. A. (1999). A Lower Cretaceous clastic slope succession, Livingston Island, Antarctica: sand-body characteristics, depositional processes and implications for slope apron depositional models. *Sedimentology*, 46 (3), 477-504.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Maldonado, A., Larter, R. D. y Aldaya, F. (1994). Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 13 (6), 1345-1370.
- McCarron, J. (1997). A unifying lithostratigraphy of late Cretaceous-early Tertiary fore-arc volcanic sequences on Alexander Island, Antarctica. *Antarctic Science*, 9 (2), 209-220.
- Miall, A. D. (1996). The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. *Berlin: Springer-Verlag*, 582 p.
- Nemec, W. y Steel, R. J. (1984). Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E. H. & Steel, R. J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10*, 1-31.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. Oxford: John Wiley & Sons, 355 p.
- Nichols, G. y Cantrill, D. J. (2002). Tectonic and climatic controls on a Mesozoic forearc basin succession, Alexander Island, Antarctica. *Geological Magazine*, 139 (3), 313-330.
- Oteiza Diamante, O. A. (1999). Petrogénesis del magmatismo básico del meso-cenozoico en la península Byers, Isla Livingston (Archipiélago de Shetland del Sur, Antártica). *Memoria de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 83 p.
- Pállas, R., Soriano, C., Zheng, X., Sàbat, F. y Casas, J. M. (1999). Volcanic Stratigraphy of Hannah Point, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Acta Geológica Hispánica*, 34 (4), 323-328.
- Pállas, R., Zheng, X., Casas, J. M., Sàbat, F. y Gimeno, D. (1999b). Mesozoic geology of Cape Shirreff, Livingston Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Acta Geológica Hispánica*, 34 (4), 329-337.
- Pankhurst, R. J., Weaver, S. D., Brook, M. y Saunders, A. D. (1979). K/Ar chronology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 49, 277-282.
- Pankhurst, R. J. y Smellie, J. L. (1983). K/Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: Apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary island arc volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 66, 214-222.
- Parica, C. A., Salani, F. M., Vera, E., Remesal, M. y Césari, S. N. (2007). Geología de la Formación Cerro Negro (Cretácico) en Isla Livingston: aportes a su geocronología y contenido paleontológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(4), 553-567.
- Philippe, M., Torres, T., Barale, G. y Thevenard, F. (1995). President Head, Snow Island, South Shetland, a key-point for Antarctic Mesozoic palaeobotany. *C.R. Acad.Sci. Paris*, sér. II a. 321, 1055-1061.

- Pickering, K.T., Stow, D.A.V., Watson, M.P. y Hiscott, R.N. (1986). Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Review*, 23, 75-174.
- Pimpirev, C., Dimov, D. y Miller, H. (2000). Field studies of sedimentary sequences in eastern Hurd Peninsula, Central Livingston Island, South Shetland Islands. *Polarforschung*, 66 (3), 1-5.
- Pimpirev, C., Stoykova, K., Ivanov, M. y Dimov, D. (2006). The Sedimentary Sequences of Hurd Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands: Part of the Late Jurassic – Cretaceous Depositional History of the Antarctic Peninsula, en Fütterer, D. K., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H. & Tessensohn, F., eds., *Antarctica: Contributions to global earth sciences. Springer-Verlag:Berlin Heidelberg New York*, 249-254.
- Riley, T. R., Flowerdew, M. J. y Whitehouse, M. J. (2012). Chrono- and lithostratigraphy of a Mesozoic-Tertiary fore- to intra-arc basin: Adelaide Island, Antarctica. *Geological Magazine*, 149 (5), 768-782.
- Rees, P. M. (1993). Revised interpretations of Mesozoic palaeogeography and volcanic arc evolution in the northern Antarctic Peninsula region. *Antarctic Science*, 5 (1), 77-85.
- Sàbat, F., Serrat, D. y Vilaplana, J. M. (1992). Evolución tectónica cenozoica de la isla Livingston (Shetland del Sur, Antártida), a partir de datos estructurales y geomorfológicos. *Revista Sociedad Geológica de España*, 5, 159-166.
- Smellie, J. L., Davies, R. E. S. y Thomson, M. R. A. (1980). Geology of a Mesozoic intra-arc sequence on Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *British Antarctic Survey Bulletin*, 50, 55-76.
- Smellie, J. L., Pankhurst, R. J., Thomson, M. R. A. y Davies, R. E. S. (1984). The geology of the South Shetland Islands. VI: Stratigraphy, geochemistry and evolution. *Scientific reports-British Antarctic Survey*, 87 p.
- Smellie, J. L., Liesa, M., Muñoz, J. A., Sàbat, F., Pàllas, R. y Willan, R. C. R. (1995). Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 7 (1), 99-113.
- Smellie, J. L., Pallas, R., Sàbat, F. y Zheng, X. (1996). Age and correlation of volcanism in central Livingston Island, South Shetland Islands: K/Ar and geochemical constraints. *Journal of South American Earth Sciences*, 9, 265-272.
- Smith, G. A. y Landis, C. A. (1995). Intra-arc basins, en Busby, C. J. and Ingersoll, R. V., eds., *Tectonics of sedimentary basins*. Oxford:Blackwell Science, 263-298.
- Solari, M. A., Hervé, F., Martinod, J., Le Roux, J. P., Ramírez, L. E. y Palacios, C. (2008). Geotectonic evolution of the Bransfield Basin, Antarctic Peninsula: insights from analogue models. *Antarctic Science*, 20 (2), 185–196.
- Storey, B. C., Vaughan, A. P. y Millar, I. L. (1996). Geodynamic evolution of the Antarctic Peninsula during Mesozoic times and its bearing on Weddell Sea history. *Geological Society, London, Special Publication*, 108(1), 87-103.
- Storey, B. C. (2005). Antarctic. *Encyclopedia of Geology. Elsevier*, 4, 132-140.
- Stow, D. A. V., Reading, H. G. y Collinson, J. D. (1996). Deep Seas, en Reading, H. G., eds., *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford:Blackwell Science, 395-453.

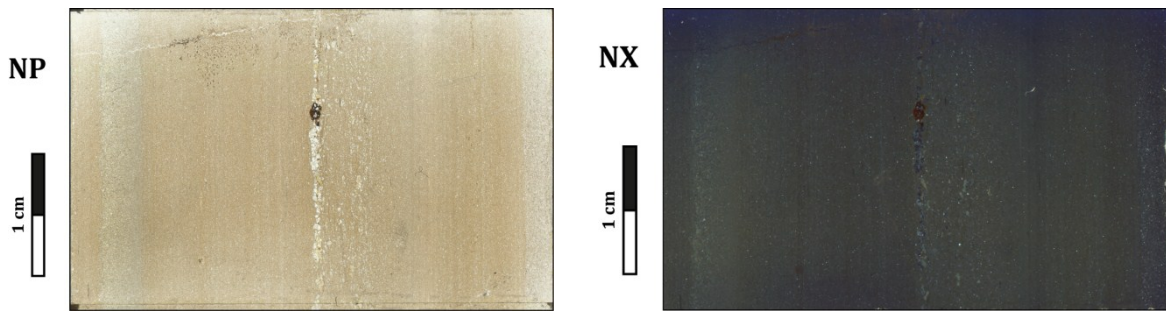
- Tavera, J. J. (1970). Fauna titoniana - neocomiana de la isla Livingston, islas Shetland del Sur, Antártica. *Serie científica del Instituto Antártico Chileno*, 1, No. 2, 175-186.
- Torres, T., Barale, G., Méon, H., Philippe, M., y Thévenard, F. (1997). Cretaceous floras from Snow Island (south Shetland Islands, Antarctica) and their biostratigraphic significance. *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes (Ricci, CA; editor). Terra Antarctica Publication Siena*, 1023-1028.
- Torres, T., Barale, G., Thevenard, F., Philippe, M. y Galleguillos, H. (1997b). Morfología y sistemática de la flora del Cretácico Inferior de President Head, isla Snow, archipiélago de las Shetland del Sur, Antártica. *Serie Científica, Instituto Antártico Chileno*, 47, 59-86.
- Torres, T., Barale, G., Galleguillos, H. y Atala, C. (1998). Hallazgo de *Neozamites* (Bennettitales) en el Cretácico Inferior de la isla Snow, Shetland del Sur, Antártica. *Serie Científica, Instituto Antártico Chileno*, 48, 9-18.
- Trouw, R. A. J., Passchier, C. W., Valeriano, C. M., Simões, L. S. A., Paciullo, F. V. P. y Ribeiro, A. (2000). Deformational evolution of a Cretaceous subduction complex: Elephant Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Tectonophysics*, 319, 93-110.
- Ugalde, R., Torres, T., Israel, L., Galleguillos, M., Hervé, F. y Fanning, M. (2013). New geological data and paleontological records of President Head Peninsula, Snow Island, South Shetland Islands, Antarctica: A key for the Lower Cretaceous. *Bollettino di Geofisica*, 54 (2), 359.
- Valenzuela Ayala, E. (1971). Geología de península Byers, isla Livingston, Antártica. *Memoria de geólogo. Santiago, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas*, 63 p.
- Valenzuela, E. y Hervé, F. (1972). Geology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. In Adie, R. J., ed, *Antarctic geology and geophysics*. Oslo, Universitetsforlaget, 83-89.
- Vaughan, A. P. y Storey, B. C. (2000). The eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*, 157(6), 1243-1256.
- Vaughan, A. P., Kelley, S. P. y Storey, B. C. (2002). Mid-Cretaceous ductile deformation on the Eastern Palmer Land Shear Zone, Antarctica, and implications for timing of Mesozoic terrane collision. *Geological Magazine*, 139 (04), 465-471.
- Vaughan, A. P. M. y Livermore, R. A. (2005). Episodicity of Mesozoic terrane accretion along the Pacific margin of Gondwana: implications for superplume-plate interactions. *Geological Society London, Special Publication*, 246, 143-178.
- Watts, D.R., Watts, G.C. y Bramall, A.M. (1984). Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 3, 333-346.

ANEXO A PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS

CLAVE: Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo, Fdk = feldespato potásico, Ol = olivino, Cpx = clinopiroxeno, Opx = ortopiroxeno, Bt = biotita, Ser =sericita, Chl = clorita, Smc = esmectita, Li = lýticos intrusivos, Lv = lýticos volcánicos, Ls = lýticos sedimentarios.

MUESTRA: AASW-1

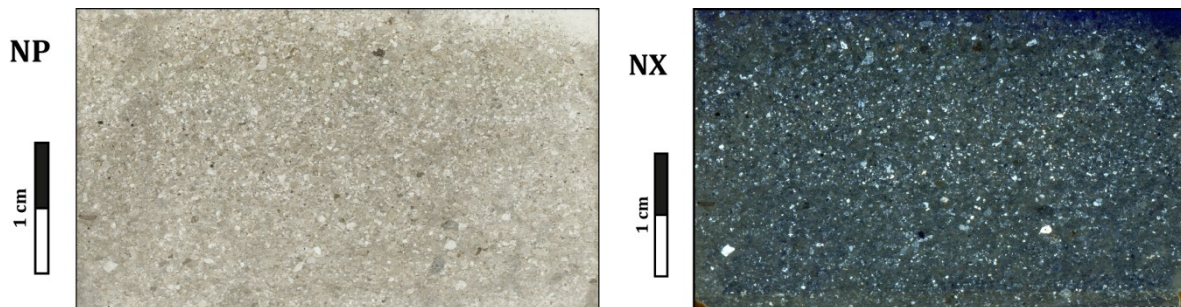
NOMBRE:	LUTITA	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,2" S	61° 13' 38,7" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Color ocre a marrón grisáceo. Presenta laminación paralela muy fina, en donde se distinguen láminas con mayor o menor proporción de limo/arcilla, y gradación inversa-normal hacia/desde una capa < 2mm donde se concentran clastos hasta de tamaño arena gruesa.	
CLASTOS	
10-15% Qz, Pl, Fdk, Bt cloritizadas y líticos volcánicos (lavas y pómez?) aislados, tamaño limo grueso a arena media (0,05-1 mm), muy angulosos, baja esfericidad.	
MATRIZ Y CEMENTO	
>85%, agregado de baja birrefringencia, predominantemente tamaño arcilla, de arcillas y óxidos de hierro.	
OTRAS OBSERVACIONES	
Materia orgánica en hebras paralelas a la laminación. Clorita? alterando a clastos y matriz.	

MUESTRA AASW-2

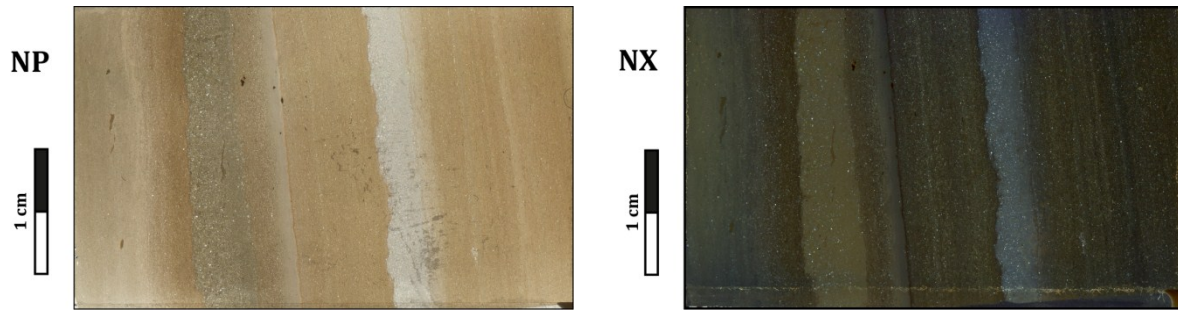
NOMBRE:	"TUFITA" (LITARENITA VOLCÁNICA)	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,2" S	61° 13' 38,7" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Color gris claro, selección buena a moderada, clasto-soportada, madura texturalmente, masiva, no presenta estructuras, contactos puntuales y largos.	
CLASTOS	
Qz	5%, ~0,2-0,6 mm, tamaño arena fina a gruesa. Forma irregular, baja esfericidad, muy angulosos, monocristalinos, extinción recta u ondulosa, presentan inclusiones.
Pl+Fdk	15-20%, 0,05-0,8 mm, tamaño limo a arena gruesa. Forma tabular, irregular, esfericidad baja-media, muy angulosos a angulosos.
Líticos	55-60% de lavas basálticas, pómez vesiculosas, vidrio con fractura concoidal en perlas y esquirlas. 0,15-2 mm, tamaño arena muy fina a muy gruesa, forma equidimensional a irregular, esfericidad alta-baja, angulosos a subredondeados.
MATRIZ	
15%, agregado de baja birrefringencia color pardo-verdoso a NP, arcillas y óxidos de Fe.	
CEMENTO	
2% tipo pelicular de óxidos y arcillas.	
OTRAS OBSERVACIONES	
~3% opacos, 0,05-0,2 mm, tamaño limo a arena fina, forma equidimensional a irregular, esfericidad alta-media, subangulosos. Pl albitizadas, líticos cloritizados.	

MUESTRA: AASW-3

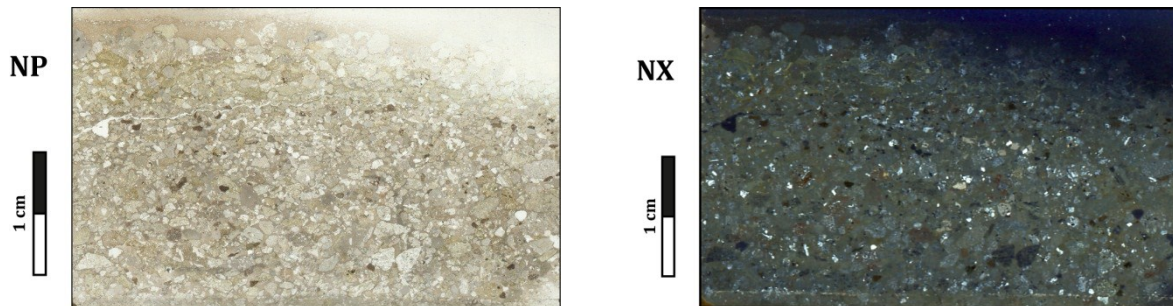
NOMBRE:	INTERCALACIÓN DE LUTITAS Y WACKA	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,2" S	61° 13' 38,7" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Diferente color (bandas gris verdoso, ocre, marrón grisáceo) y % de arcilla/limo en capas de 0,01 a 15 mm. Presenta laminación paralela fina. Contactos irregulares entre capas y gradación normal en forma local.	
CLASTOS	
50% en wacka y 5-10% en lutitas, se distinguen en particular granos de Qz, chert, feldespatos y material juvenil (pómez y esquirilas vítreas), tamaño limo alterados a esmectita. Tamaño limo grueso a arena media (0,05-0,3 mm), son angulosos y de baja esfericidad.	
MATRIZ Y CEMENTO	
~90% en lutitas, de un agregado de bajo color de birrefringencia. Se compone de arcillas, óxidos de hierro, sílice.	
OTRAS OBSERVACIONES	
Gradación y contactos abruptos. Los cambios de coloración se deben al parecer por la abundancia de materia orgánica y el tamaño de grano. Bandas en donde predomina el tamaño arcilla no presenta hebras de materia orgánica.	

MUESTRA AASW-4

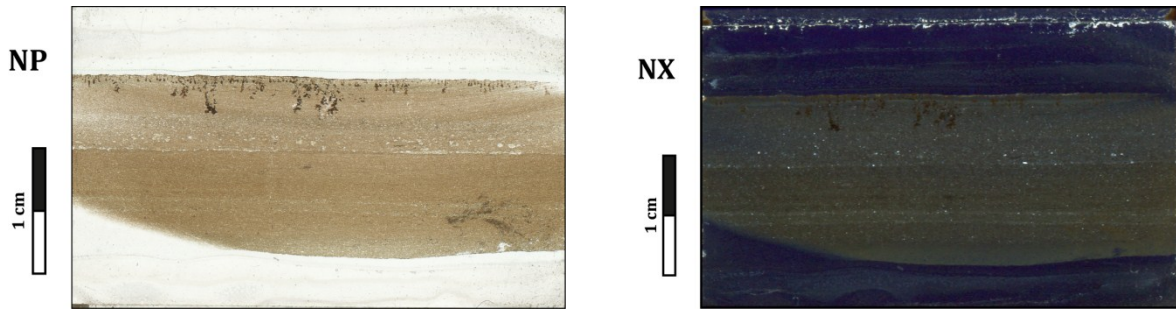
NOMBRE:	TUFITA (LITOARENITA VOLCÁNICA)	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,2" S	61° 13' 38,7" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Color gris claro, selección moderada, clasto-soportada, sub-madura texturalmente, contactos puntuales y largos. Presenta una ligera gradación.	
CLASTOS	
Qz	5%, tamaño arena fina a muy gruesa (0,2-1,3 mm), muy angulosos, prismáticos a tabulares. Qz con extinción levemente ondulosa e inclusiones. Fdk sanidina?
Pl+Fdk	
Líticos	65% de fragmentos de lava basáltica e intrusivo diorítico?, tamaño arena fina a muy gruesa (0,2-1,7 mm), forma elipsoidal a irregular, muy angulosos a angulosos. 10-15% de pómez irregulares y vesiculosas y fragmentos de vidrio con estructura perlítica, tamaño arena media a gránulo (0,3-2,4 mm).
MATRIZ Y CEMENTO	
15-20%, color marrón claro, fragmentos vítreos, arcillas.	
OTRAS OBSERVACIONES	
Feldespatos albitizados. Clorita-esmectita en amígdalas de un juvenil.	

MUESTRA: AASW-5

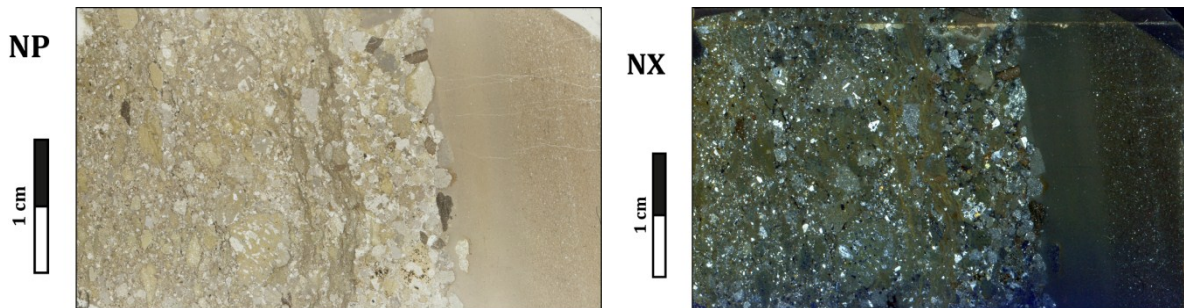
NOMBRE:	INTERCALACIÓN DE LUTITAS	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,2" S	61° 13' 38,7" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Color gris oscuro a marrón, matriz soportada, laminación muy fina. Capas de 0,1 a 10 mm.	
CLASTOS	
5-10% de lavas y feldespatos aislados, olivinos fantasmales completamente alterados a esmectita, clinopiroxenos un poco más frescos, esquirlas vítreas prismáticas y curvadas. Tamaño arena media (0,3-0,4 mm), baja esfericidad, angulosos a subangulosos.	
MATRIZ Y CEMENTO	
~90%, agregado de muy baja birrefringencia, abundantes cuarzo, feldespatos, arcilla criptocristalina, algunas esquirlas vítreas curvas, con forma de "y" o triangulares y clorita en forma accesoria.	
OTRAS OBSERVACIONES	
Materia orgánica bastante abundante en hebras paralelas a la laminación. Dendritas de manganeso posteriores.	

MUESTRA: AASW-9

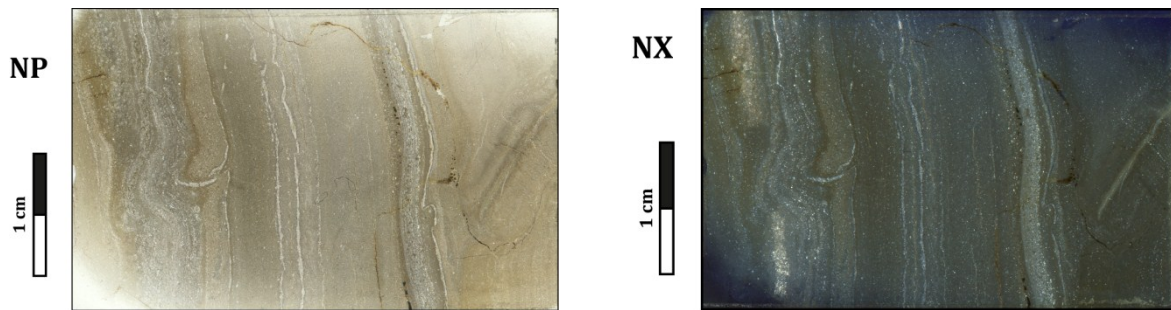
NOMBRE:	"TUFITA" (+lutita)	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,2" S	61° 13' 38,7" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Color verde amarillento, selección moderada a buena, clasto soportada, madura texturalmente. Contactos puntuales, largos y cóncavo-convexos. Laminación paralela con materia orgánica dispuesta de la misma forma en la porción de lutita.	
CLASTOS	
Qz	5%, tamaño arena muy fina a media (0,1-0,5 mm), forma irregular, esfericidad media, angulosos, monocristalinos, extinción recta y ondulosa, con inclusiones.
Pl+Fdk	10-15%, tamaño arena muy fina a gruesa (0,1-1 mm), forma tabular, esfericidad baja, muy angulosos, albitizados y fragmentados. Cx. félsico con textura vermicular.
Líticos	37% de lavas básicas a intermedias microporfídicas, traquíticas y 30% pómez vesiculosas y esquirlas vítreas (triangulares, irregulares y aciculares); tamaño arena fina a gránulo (0,16-2,5 mm), forma irregular a elipsoidal, esfericidad baja, subredondeados a subangulosos. 3% de fangolitas, tamaño arena gruesa a muy gruesa (1-1,9 mm), forma tabular o irregular, esfericidad baja, angulosos a subangulosos.
MATRIZ	
5-10%, tamaño limo y arcilla, con microlitos de Pl y vidrio alterado.	
CEMENTO	
2%, Óx-Fe?, tipo pelicular, vidrio parcialmente hidratado.	
OTRAS OBSERVACIONES	
3% de opacos tamaño arena muy fina a media (0,01-0,5 mm), forma equidimensional y elipsoidal, esfericidad alta-media, angulosos a subredondeados. Circón y turmalina accesorios. Matriz, lavas y algunos ferromagnesianos alterados a clorita.	

MUESTRA: AASW-17A

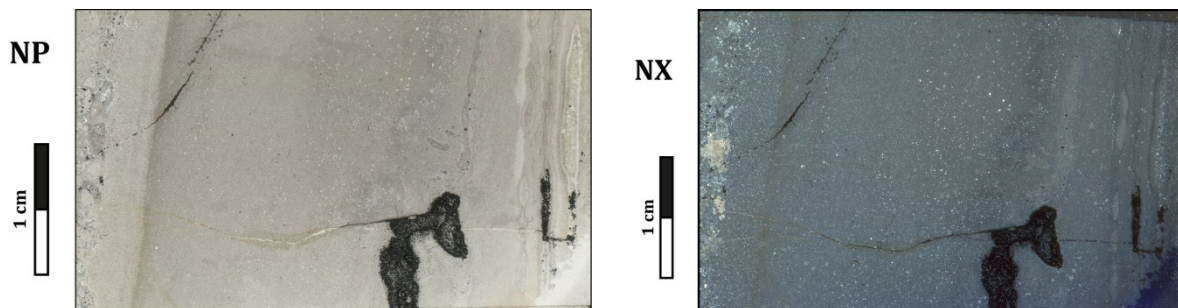
NOMBRE:	INTERCALACIÓN FANGOLITA - ARCILLOLITA	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,5" S	61° 14' 03,6" O



DESCRIPCIÓN GENERAL
Color gris oscuro a gris verdoso. Los minerales pesados, como óxidos, de mayor tamaño se concentran en ciertas capas. Microestructuras: pliegues y fallas =>Estructuras de slumping de pequeña escala. Vetillas de calcita.
CLASTOS
Bajo % de Qz, <0,15-0,25 mm, tamaño limo a arena fina. Feldespatos abundantes, especialmente plagioclasa, bastante fresca y euhedral de tamaño limo.
MATRIZ
>95%, agregado criptocristalino de baja birrefringencia. Pl+Fdk (abundantes, en ciertas capas, anhedrales, tamaño limo) y arcillas. En menor cantidad Qz y Py.
CEMENTO
De óxidos y arcillas.

MUESTRA: AASW-17B

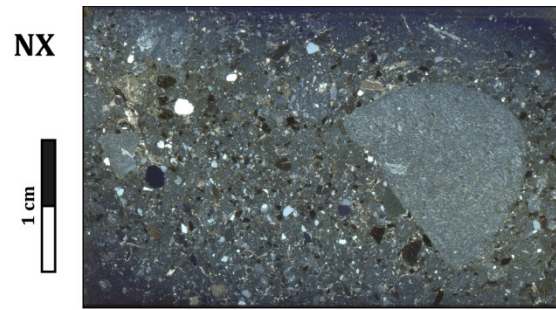
NOMBRE:	ARCILLOLITA	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,5" S	61° 14' 03,6" O



DESCRIPCIÓN GENERAL
Color gris claro a gris oscuro, matriz soportada. Presenta bolsones irregulares de pequeños cristales de pirita unidos entre sí por "fracturas" de <1mm de ancho. Contiene además pequeñas concreciones incipientes con forma prolata de 0,1 a 1,2 mm de largo y 0,1 mm de ancho, en donde se concentran granos de mayor tamaño.
CLASTOS
Qz y feldespatos aislados, tamaño arena muy fina a fina, angulosos, baja esfericidad.
MATRIZ Y CEMENTO
>95%, agregado de baja birrefringencia de Pl, Fdk, arcillas y opacos tamaño limo y arcilla. Parece estar algo silicificada.

MUESTRA: AASW-21

NOMBRE:	VOLCANO ARENITA GUIJARROSA	
UBICACIÓN:	62° 44' 10" S	61° 14' 43,2" O



DESCRIPCIÓN GENERAL

Selección moderada, matriz soportada. Submadura texturalmente. Contactos puntuales, largos y cóncavo-convexos. Alteración selectiva en clastos volcánicos (sericita y albitización de fenocristales de Pl), también clorita en ciertos sectores de feldspatos zonados y en amígdalas de los mismos líticos volcánicos.

CLASTOS

Qz	10-15%, <2 mm, monocristalino, extinción ondulosa, no presenta inclusiones (volcánico?). Hay un clasto policristalino (3cxs) con extinción ondulosa y contactos medios curvos (ni recto ni suturado). Tamaño arena muy gruesa a muy fina (2 - 0,05 mm), esfericidad media-alta, subangulosos a angulosos.
Pl+Fdk	5 %, tamaño arena media a muy fina (2-0,05 mm), tabulares euhedrales.
Líticos	Muy variados, predominan 40% de Lv (Porfídicas, traquitoidales, vítreos). Hay también 25% de Ls (arcillolita, lutita, fangolita arenosa, arenita cuarcífera) y 5% de Lí intrusivos (Diorita de Hbl). Tamaño guija a arena gruesa, esfericidad media-alta, subredondeados a subangulosos.
Otros	Circón de 0,05 mm, óxidos pseudo hexagonales.

MATRIZ

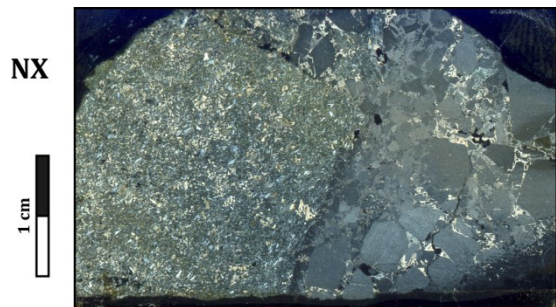
5-10%, agregado de baja birrefringencia, tamaño arcilla y limo, de arcillas impregnadas en óxidos y clorita.

CEMENTO

2%, de sílice, óxidos y arcillas, tipo pelicular y criptocristalino.

MUESTRA: AASW-P11-2

NOMBRE:	BRECHA GUIJARROSA DE FANGOLITA (porción derecha)	
UBICACIÓN:	62° 44' 02,3" S	62° 14' 40" O



DESCRIPCIÓN GENERAL

Monomórfico, selección moderada-regular, clasto soportada, submadura texturalmente. Clastos muy angulosos. Color gris claro, sin estructuras. Contactos puntuales entre clastos.

CLASTOS

Qz	-
Pl+Fdk	-
Líticos	55-60% de fangolita como la descrita para P11-4, gránulo a guija (2-5 mm), forma equidimensional, esfericidad media a alta, muy angulosos. Uno que otro clasto de arcosa (o roca subvolcánica?).

MATRIZ

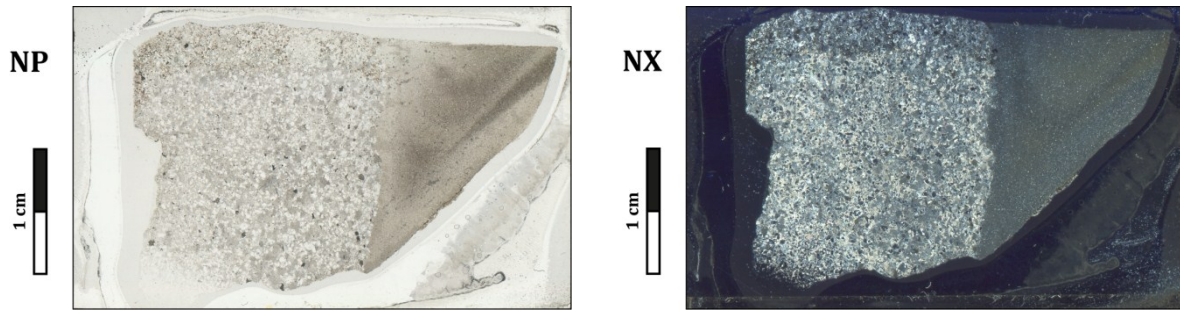
25% granos de fangolita tamaño arena fina - muy gruesa (>0,1 mm).

CEMENTO

10-15% sílice, óxidos y carbonatos, tipo poiquilotópico a pelicular, criptocristalino.

MUESTRA: AASW-P11-4

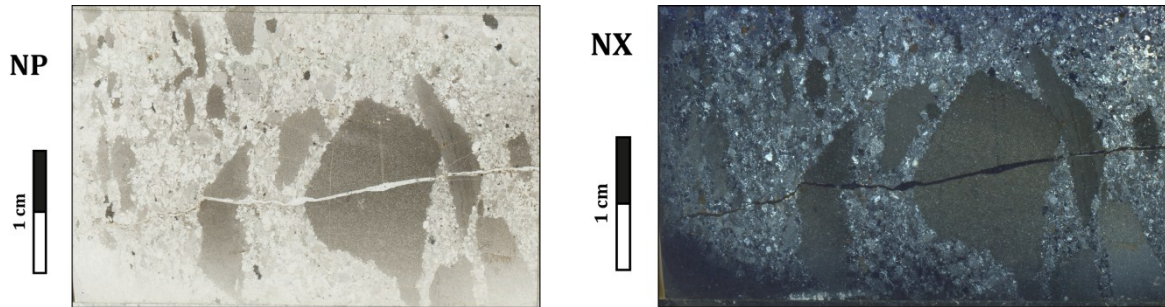
NOMBRE:	FANGOLITA (porción derecha)	
UBICACIÓN:	62° 44' 02,3" S	62° 14' 40" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Matriz soportada, clastos angulosos a subangulosos. Color gris claro, ligera gradación.	
CLASTOS	
Qz	10%, tamaño limo medio a grueso (0,02-0,06 mm), forma equidimensional, esfericidad alta-media, muy angulosos a subangulosos, monocristalino, inclusiones en algunos cristales, extinción ondulosa. Algunos granos de chert?
Pl+Fdk	7%, 0,01-0,05 mm, tamaño limo medio-grueso, equidimensionales a cilíndricos, esfericidad alta a media salvo clastos cilíndricos, muy angulosos a subangulosos.
Líticos	-
Otros	2% de óxidos prismáticos subhedrales tamaño limo fino a arena muy fina (0,01-0,15 mm). Materia orgánica ~2%?
MATRIZ	
75%, tamaño limo muy fino a arcilla, de arcillas.	
CEMENTO	
2% pelicular de óxidos de Fe. Cxs de caolinita?	

MUESTRA: AASW-P11-5

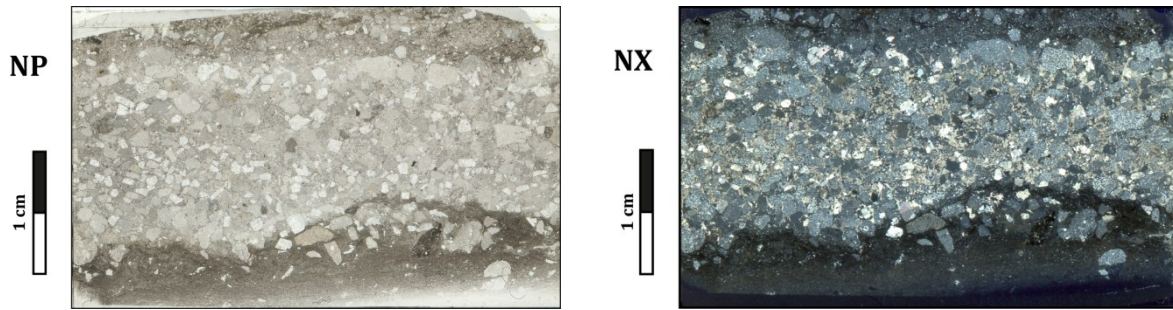
NOMBRE:	PSEUDOCONGLOMERADO DE FANGOLITA	
UBICACIÓN:	62° 44' 02,3" S	62° 14' 40" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Matriz soportado, selección pobre, matriz de color gris claro y clastos gris claro a gris oscuro. No presenta estructuras sedimentarias. Contactos largos y cóncavo-convexos. Clastos ligeramente orientados.	
CLASTOS	
30%, 1 a 18 mm, arena gruesa a guija, de fangolita y lutita, forma prolata, prismática, baja esfericidad, muy angulosos.	
MATRIZ	
Qz:	1%, 0,02-0,06 mm, tamaño limo medio a grueso, forma elipsoidal, esfericidad baja, muy angulosos, con inclusiones y extinción recta.
Pl+Fdk:	~35%, 0,08-1,1 mm, tamaño arena fina a muy gruesa, forma tabular, esfericidad baja, subangulosas a subredondeadas. Pertíticas, se aprecia textura de exsolución. Fdk ortoclasa. Muy alteradas.
Líticos:	~25%, 0,4-1,6 mm, arena gruesa, de lavas basálticas, forma elipsoidal, esfericidad media, subredondeados. 2%, 0,3-0,5 mm, de chert, tamaño arena media, forma elipsoidal, esfericidad baja, buen redondeamiento.
Otros:	Opacos, 1%, 0,08-0,3 mm, tamaño arena muy fina a media, irregulares, angulosos, baja esfericidad.
CEMENTO	
2%, de arcillas y calcita? Tipo pelicular y criptocristalino.	

MUESTRA: AASW-P11-6

NOMBRE:	WACKA LÍTICA GRANULOSA	
UBICACIÓN:	62° 44' 02,3" S	62° 14' 40" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Selección moderada a buena, matriz a clastosoportada, inmadura texturalmente, color gris muy claro, gradación inversa-normal?, laminación paralela en arcillolita. Contactos ausentes, puntuales y largos. Grada a fangolita-arcillolita en bordes.	
CLASTOS	
Qz, Pl, Fdk	25%, ~0,05 mm, tamaño limo grueso (sería parte de la matriz). Forma elipsoidal, baja esfericidad, muy angulosos a angulosos, monocristalinos, extinción ondulosa, contiene inclusiones.
Px, Ol?	5%, 0,1-0,7mm, tamaño arena fina a muy gruesa. Forma prismática a tabular, esfericidad baja-media, muy angulosos a angulosos. Muy alterados.
Líticos	Ls: limolita y chert 5%, 0,5-3 mm, arena gruesa a gránulo, forma elipsoidal, esfericidad baja, subangulosos a subredondeados. Lí: lavas basálticas 15-20%, 0,6-3 mm, arena gruesa a gránulo, forma elipsoidal, esfericidad baja a media, muy angulosos a subangulosos.
Otros	2% de opacos. <1% mx desconocido (color gris de 1er orden, relieve alto, incoloro a N//, hábito acicular), 0,1-0,4 mm, tamaño arena fina a media.
MATRIZ Y CEMENTO	
40-45% de matriz tamaño arena muy fina y limo, de fangolita impregnada en óxidos de hierro y 5% de zeolitas. Cemento de óxidos de hierro criptocristalino.	

ANEXO B

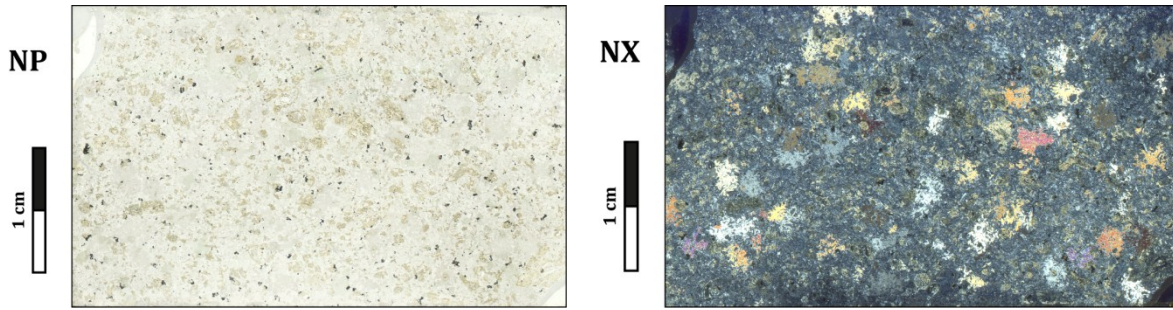
PETROGRAFÍA DE ROCAS

ÍGNEAS INTRUSIVAS Y EXTRUSIVAS

CLAVE: Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo, Fdk = feldespato potásico, Ol = olivino, Cpx = clinopiroxeno, Opx = ortopiroxeno, Bt = biotita, Ser =sericita, Chl = clorita, Smc = esmectita, Li = líticos intrusivos, Lv = líticos volcánicos, Ls = líticos sedimentarios.

MUESTRA: AASW-6

NOMBRE:	DOLERITA OFÍTICA DE CLINOPIROXENO Y OLIVINO	
UBICACIÓN:	62° 44' 38,1" S	61° 14' 48,5" O

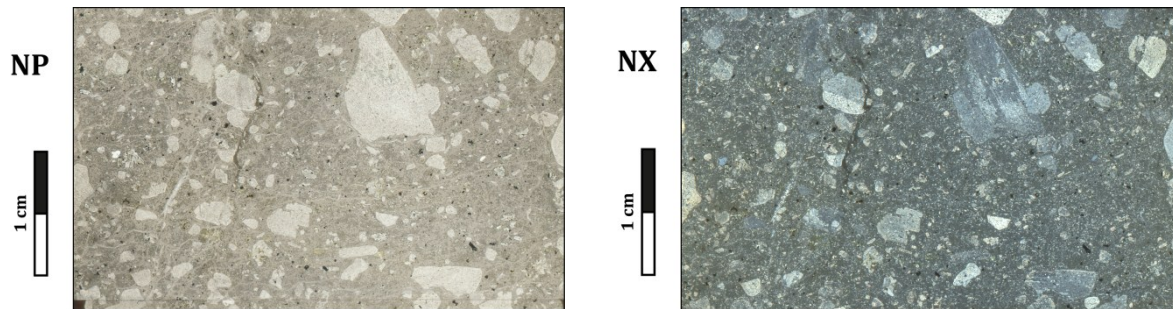


DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Grano fino-medio, holocristalino, inequigranular seriado según Pl, mesocrático. Texturas microporfídica (con fenocristales de Cpx y Opx), ofítica y, en otros sectores subofítica. Poiquilítica (Ol y óxidos engloban a pequeñas Pl).	

MINERALOGÍA PRIMARIA	
Pl	Grano fino, ~5% de 1 mm, 40% entre 0,2 y 0,5 mm. Forma tabular euhedral-subhedral, buena integridad, macla polisintética, algunas zonadas.
Cpx	25%, en forma de fenocristales, 0,7 a 3 mm. Sumamente irregulares, anhedrales, integridad baja, con Pl en su interior.
Ol	Fantasmal: 20%, 0,3-2 mm. Forma prismática subhedral, baja integridad, alterados completamente a esmectita.
Otros	<5% opacos, 0,08-0,7 mm, forma irregular o poligonal, subhedrales a anhedrales, baja integridad.
ALTERACIÓN	
5% Clorita en masa fundamental y alterando bordes de Px. Esmectita en olivinos.	

MUESTRA: AASW-7

NOMBRE:	LAVA INTERMEDIA A ÁCIDA (ANDESITA O DACITA)	
UBICACIÓN:	62° 44' 25,3" S	61° 14' 37,9" O

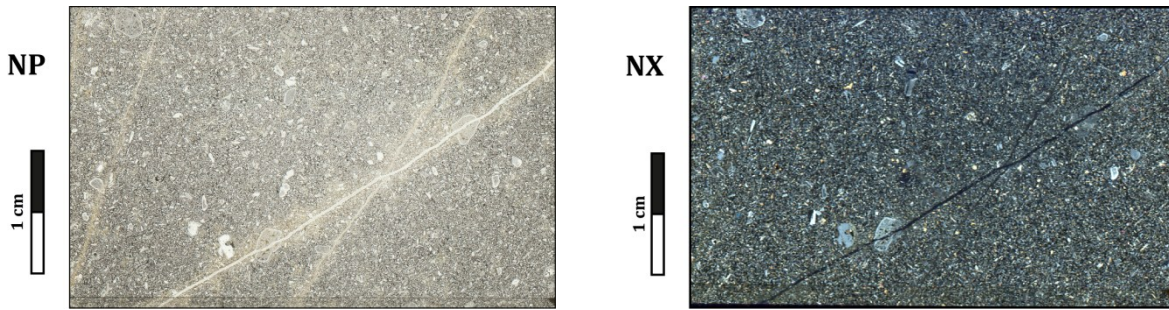


DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Roca hipocristalina (~20% de vidrio), grano muy fino a grueso, porfídica a seriada, leucocrático, con textura pilotaxítica y glomeroporfídica.	

MINERALOGÍA PRIMARIA	
Fd1	15% de fenocristales de 0,6-10 mm, forma prismática a tabular, subhedrales, baja integridad, albitizados.
Fd2 (Pl?)	20% de una segunda familia de feldespatos de 0,2-0,4 mm, tabulares subhedrales a anhedrales, integridad media, albitizados.
Pl?	25-30% pasta de microlitos de cristales aciculares de 0,05 mm, siguen líneas de flujo alrededor de los fenocristales.
Mx Fe-Mg	5-10% de minerales ferromagnesianos, 0,05-0,45 mm, prismáticos subhedrales, alterados a calcita y clorita.
Opacos	3%, 0,07-0,4 mm, forma prismática, principalmente subhedrales, buena integridad.
Qz	Cristal aislado de 0,8-0,2 mm, integridad media, redondeado, con embahamientos.
ALTERACIÓN	
Albitización de feldespatos. Calcitización de minerales ferromagnesianos (Px u Hbl). Presencia de mica blanca (Ser?) intercrecida con clorita. Masa fundamental con "manchas" (Qz y arcillas). 5% de una mezcla de clorita-esmectita.	

MUESTRA: AASW-8

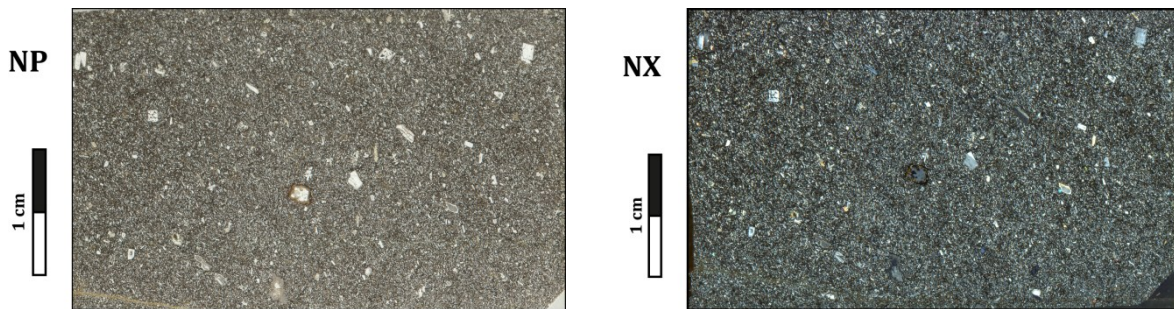
NOMBRE:	DOLERITA DE DOS PIROXENOS	
UBICACIÓN:	62° 43' 55,2" S	61° 13' 28,9" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Intrusivo basáltico hipabisal, hipocristalino, grano fino-medio, inequigranular seriado según Pl, equigranular según Px, mesocrático. Textura microporfídica, cumulo porfídica (Opx+Pl, Cpx), subofítica, intergranular (Cpx entre Pl), intersertal en forma local.	
MINERALOGÍA PRIMARIA	
Pl	50-55% de microlitos, 0,1-0,35 mm, tabulares euhedrales-subhedrales, también se aprecian secciones rómbicas, buena integridad. Macla polisintética y de Carlsbad. Algunas presentan zonación.
Opx	15-20% (enstatita?), 0,1-1,5 mm, buena integridad, secciones tabulares a rómbicas subhedrales a anhedrales. Los de mayor tamaño se encuentran fracturados.
Cpx	10-15%, 0,1-0,45 mm, prismáticos euhedrales a subhedrales, buena integridad, algunos maclados (augita).
Pl	5-10% de fenocristales 0,7-3 mm, integridad media-“mala”, tabulares subhedrales. Presentan textura sieve, están parcialmente reabsorbidas.
Opacos	5-7% de óxidos muy pequeños, cúbicos subhedrales, <0,1mm.
ALTERACIÓN	
Vetillas irregulares de 0,2 mm de espesor rellenas con microlitos de cuarzo (algunos teñidos de color amarillo). El pequeño % de masa fundamental (vidrio) se encuentra alterado a palagonita cerca de las vetillas.	

MUESTRA: AASW-11

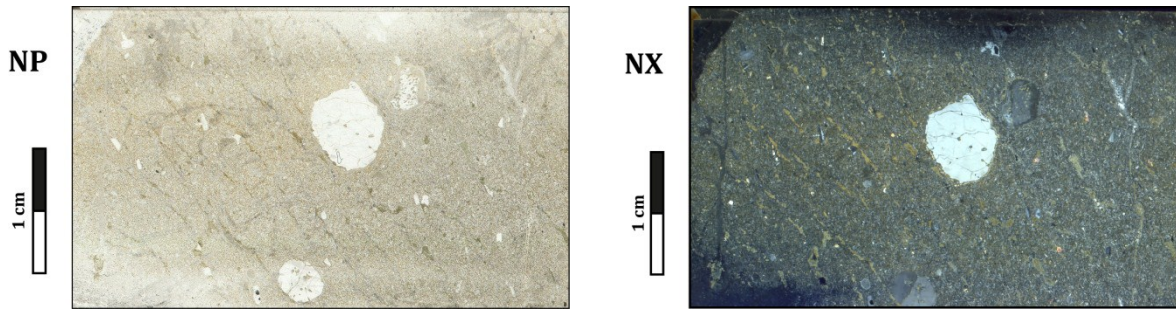
NOMBRE:	DOLERITA DE CLINOPIROXENO	
UBICACIÓN:	62° 44' 10,16" S	61° 12' 42,3" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Intrusivo basáltico hipabisal, grano fino, hipocristalino. Texturas: seriada en plagioclasa, pilotaxítica localmente, coronítica (Cpx y vidrio en cx de Qz aislado), glomeroporfídica (de Pl y Cpx+Pl), intergranular, intersertal en forma local, sieve en fenocx de Pl.	
MINERALOGÍA PRIMARIA	
Pl	55-60% de microlitos, 0,05-0,85 mm, tabulares mayormente euhedrales y algunas secciones rómbicas, buena integridad, presentan macla polisintética.
Cpx	15-20% de microlitos, <0,1-0,3 mm, prismáticos anhedrales, buena integridad. 3% de fenocristales, 0,8 - 1 mm, prismáticos euhedrales a subhedrales, presentan macla (augita).
Pl	<5% de fenocristales, 1-1,7 mm, prismáticos, euhedrales y anhedrales, integridad media-mala, fracturados, algunos con textura sieve cerca del borde.
ALTERACIÓN	
15-20% de masa fundamental negra alterada en forma parcial a palagonita.	

MUESTRA: AASW-13

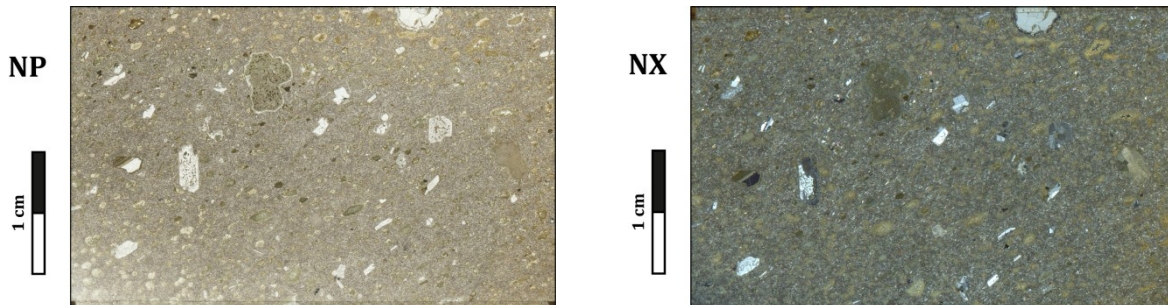
NOMBRE:	INTRUSIVO ANDESÍTICO DE CLINOPIROXENO	
UBICACIÓN:	62° 43' 43,8" S	61° 13' 13,1" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Intrusivo andesítico hipabisal de grano fino, hipocristalino, porfídico. Posee textura sieve en Pl, pilotaxítica, coronítica (Qz, Cpx).	
MINERALOGÍA PRIMARIA	
Pl	50-55% de microlitos pseudo-orientados, 0,05-0,3 mm.
Pl	5% de fenocristales, 0,6-2,3 mm, tabulares a prismáticos anhedrales a subhedrales, integridad media-mala, presentan textura sieve, espacios donde puede existir Chl-Smc.
Cpx	5% de fenocristales y microlitos, 0,2 -1 mm, prismáticos euhedrales, algunos son augita (maclados), buena integridad.
Óxidos	5%, 0,06-0,02 mm, secciones cuadradas a rombohedrales, euhedrales a anhedrales, buena integridad. Hay unos de 0,4 y 0,2 mm dentro de un fenocristal de Pl.
Qz	Fenocristales en forma accesoria, integridad media, uno ~circular pero con bordes irregulares, se encuentra fracturado. El otro es policristalino (3cxs), de 0,6 mm, irregular. Presentan una textura coronítica (Cpx).
ALTERACIÓN	
Vetillas Smc-Qz (0,2-0,5 mm de espesor). 25-30% de Chl-Smc diseminada alterando a masa fundamental y en pequeñas amígdalas muy alargadas, irregulares y orientadas.	

MUESTRA: AASW-14

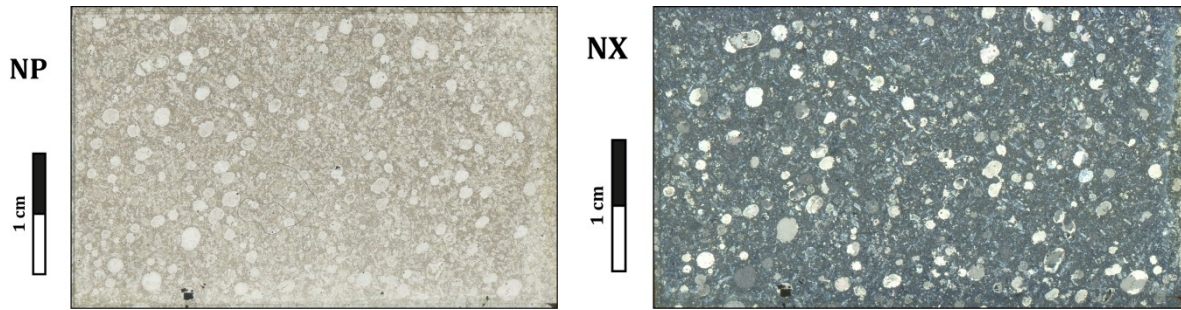
NOMBRE:	INTRUSIVO ANDESÍTICO DE CLINOPIROXENO	
UBICACIÓN:	62° 43' 43,8" S	61° 13' 13,1" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Hipabisal, grano fino, hipocristalino. Posee textura amigdaloidal, glomeroporfídica (Pl+Cpx), pilotaxítica alrededor de fenocristales y sieve en fenocxs de Pl.	
15-20% de amígdalas con forma elipsoidal a circular irregular, rellenas en forma total o parcial, 2,4 a 0,6 mm de largo.	
MINERALOGÍA PRIMARIA	
Pl	<5% de fenocristales, 0,7-2 mm, tabulares subhedrales-anhedrales, integridad buena-media. Algunos con macla polisintética o zonación concéntrica. Pueden estar muy frescos o alterados y con textura sieve. Los de mayor tamaño se encuentran fuertemente alterados. Pueden presentar inclusiones de masa fundamental (vidrio) alterado a Smc.
Pl	55-60% de microlitos, 0,1-0,45 mm, forma tabular euhedral-subhedral.
Cpx	3%, 0,15-0,45 mm, forma prismática, subhedrales, con buena integridad.
Qz	Fenocristal circular, anhedral, 0,6 mm de diámetro, de bordes irregulares y algo fracturado. Con un agujero en su interior. Al parecer igual presentaba una corona de minerales pero fue completamente alterada a esmectita.
ALTERACIÓN	
Smc y Smc+Chl relleno amígdalas. 15% de Smc diseminada alterando a masa fundamental (vidrio). Amígdala de zeolitas.	

MUESTRA: AASW-15

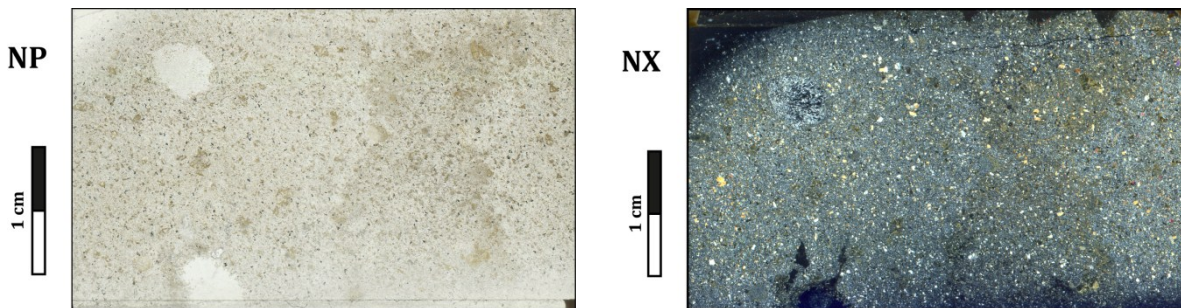
NOMBRE:	DIQUE DE COMPOSICIÓN BÁSICA A INTERMEDIA	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,5" S	61° 14' 03,6" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Hipocristalino, melanocrático, de grano fino. Con textura seriada y glomeroporfídica.	
MINERALOGÍA PRIMARIA	
PI	35% de una pasta de microlitos, <0,1 mm, tabulares euhedrales, con integridad media-buena.
Mx_{Fe-Mg}	15% de minerales ferromagnesianos (Px u Hbl) alterados a Cal, Chl y Smc, no distinguibles, 0,2-0,6 mm, hexagonales subhedrales a anhedrales, de integridad baja.
PI	15% de fenocristales, 0,15-1 mm, tabulares euhedrales a subhedrales, integridad media-baja, albitizadas.
Opacos	2%, 0,01-0,07 mm, prismáticos subhedrales, buena integridad.
ALTERACIÓN	
Esmectita, clorita y calcita alterando a minerales ferromagnesianos. Plagioclasas albitizadas. Calcita en amígdalas con placas de carbonato en bordes.	

MUESTRA: AASW-18

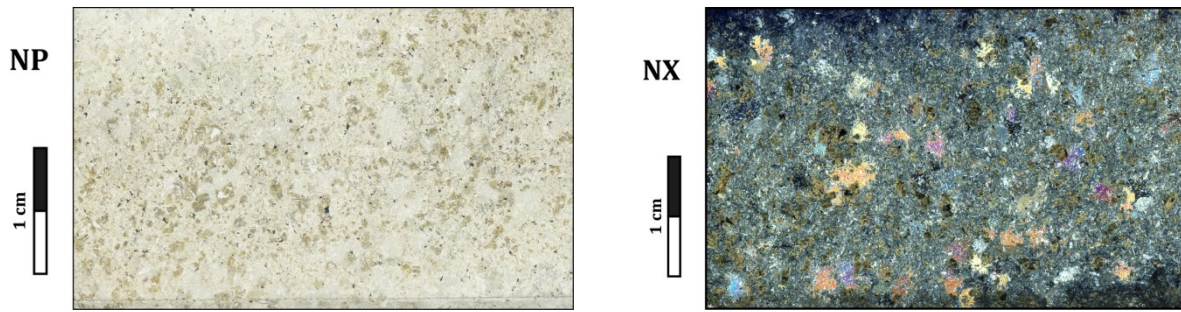
NOMBRE:	DOLERITA DE DOS PIROXENOS	
UBICACIÓN:	62° 43' 57,5" S	61° 14' 11,2" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Intrusivo hipabisal, de grano fino, hipocristalino, mesocrático. Con texturas glomeroporfídica, intergranular, amigdaloidal.	
MINERALOGÍA PRIMARIA	
PI	55% de microlitos, <0,4 mm, tabulares euhedrales-subhedrales, buena integridad, con macla polisintética.
Cpx	20%, 0,05-0,7 mm, prismáticos subhedrales a anhedrales, integridad buena. Algunos con zonación reloj de arena.
Opx	~5%, 0,15-0,5 mm, prismáticos subhedrales, buena integridad, a veces en cúmulos con Pl y Cpx.
Opacos	5%, muy irregulares, 0,05-0,8 mm, prismáticos euhedrales o irregulares, integridad buena-media.
ALTERACIÓN	
Amígdalas de zeolitas. 10% de Smc en masa fundamental y como producto de la alteración de Ol y un fenocx de Cpx.	

MUESTRA: AASW-22

NOMBRE:	DOLERITA OFÍTICA DE PIROXENO Y OLIVINO	
UBICACIÓN:	62° 44' 11,7" S	61° 14' 39,5" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Intrusivo basáltico hipabisal, holocristalino, mesocrático, grano fino-medio, inequigranular seriado en Pl, Ol y Cpx. Con texturas ofítica, poiquilítica (Ol u Opx en Cpx), intergranular (opacos) e intersertal.	
MINERALOGÍA PRIMARIA	
Pl	60-65%, 0,1-1,2 mm, tabulares euhedrales a subhedrales y secciones rómbicas, presentan macla polisintética y de Carlsbad, algunas están zonadas. Algunas de mayor tamaño se encuentran fracturadas.
Cpx	20% como fenocristales, 0,4-2 mm, anhedrales, buena integridad, engloban a cristales de Pl, Ol y Opx.
Ol	15% de cristales fantasmas de olivino, 0,5-1,5 mm, prismáticos subhedrales, baja integridad, alterados a Smc.
Opx	<5%, 0,1-0,7 mm, prismáticos subhedrales, fracturados, buena integridad.
Óxidos	3%, muy irregulares, en espacios intersticiales, 0,05-0,6 mm, buena integridad.
ALTERACIÓN	
Pseudomorfos de esmectita, 5-10% remplazando a olivino. También parece alterar a masa fundamental que se encuentra entre o en fracturas de las plagioclasas (pudo haber sido vidrio).	

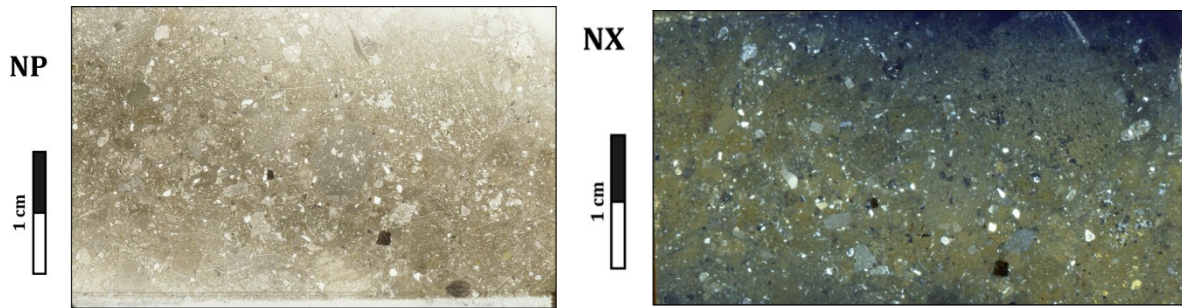
ANEXO C

PETROGRAFÍA DE ROCAS PIROCLÁSTICAS

CLAVE: Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo, Fdk = feldespato potásico, Ol = olivino, Cpx = clinopiroxeno, Opx = ortopiroxeno, Bt = biotita, Ser =sericita, Chl = clorita, Smc = esmectita, Li = lýticos intrusivos, Lv = lýticos volcánicos, Ls = lýticos sedimentarios.

MUESTRA: AASW-10

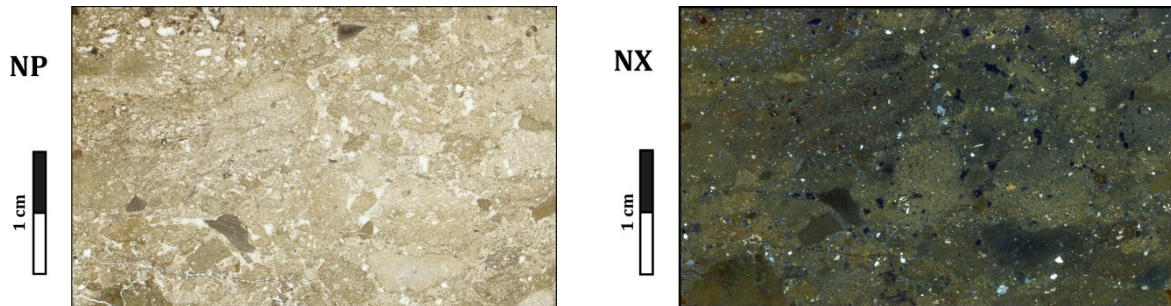
NOMBRE:	TOBA DE LAPILLI VÍTREA	
UBICACIÓN:	62° 43' 52,94" S	61° 13' 18,4" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Roca piroclástica con textura fragmental.	
PIROCLASTOS	
Juveniles	60%, tamaño ceniza gruesa a lapilli (0,5-10 mm). Pómez redondeadas y alargadas, vesiculosas con amígdalas desvitrificadas y alteradas a Chl-Smc.
Cristales	15%, tamaño ceniza gruesa (0,1-0,4 mm). Qz anhedrales, muy fragmentados, con bordes redondeados y angulosos. Pl.
Líticos	5-10%, tamaño ceniza gruesa (0,3-2 mm), de lavas básicas y arenita cuarcífera fina?
MATRIZ	
15-20%, vítrea, amarillenta, con perlas de vidrio con fractura concoidal	
ALTERACIÓN Y OBSERVACIONES	
Amígdalas de clorita y esmectita. Amígdalas de Qz.	

MUESTRA: AASW-12

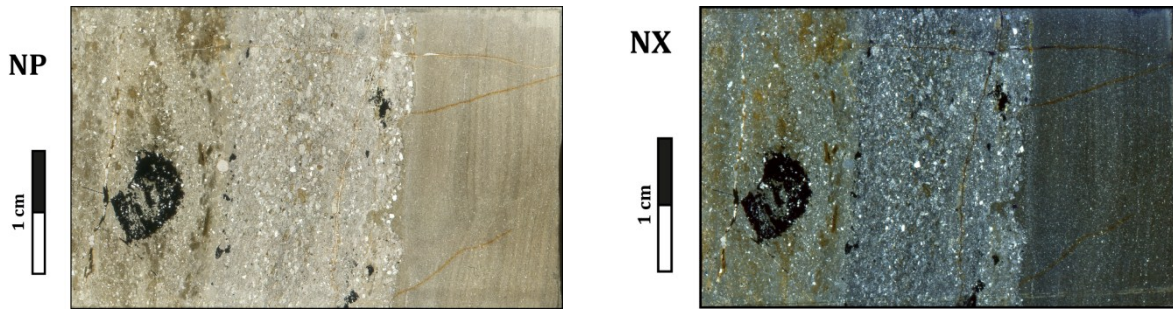
NOMBRE:	TOBA DE LAPILLI VÍTREA	
UBICACIÓN:	62°43' 50,55" S	61° 12' 37,10" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Roca piroclástica con textura fragmental.	
PIROCLASTOS	
Juveniles	55-60%, tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (1,4-2,6 mm; 4,4 mm). Pómez vesiculosas y perlas vítreas desvitrificadas.
Cristales	~25%, tamaño ceniza gruesa a fina (0,05-1,2 mm), fragmentados. Qz ,Pl, Cpx (augita).
Líticos	Escasos, 3 - 5%, tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (1,6-5 mm), de fangolita.
MATRIZ	
10% de matriz vítrea alterada a esmectita	
ALTERACIÓN Y OBSERVACIONES	
Zeolitas aciculares en drusa (mordenita?) y esmectita en amígdalas de juveniles.	

MUESTRA: AASW-16

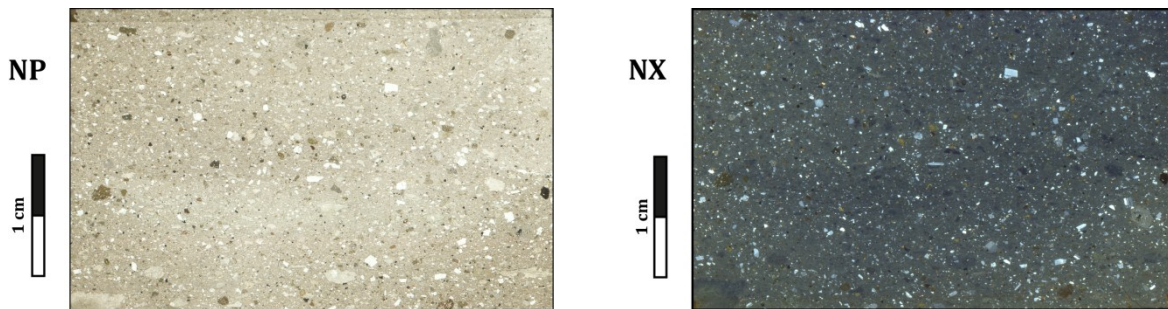
NOMBRE:	TOBA DE CENIZA CRISTALINA (izquierda)	
UBICACIÓN:	62° 43' 54,5" S	61° 14' 03,6" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Roca piroclástica con textura axiolítica y fragmental. Hay cristales que se desprenden de los piroclastos líticos.	
CLASTOS	
Juveniles	2%, esquiras vítreas tamaño ceniza gruesa.
Cristales	45%, en su mayoría Pl zonada, con macla polisintética y Qz en menor cantidad, muy limpios, tamaño ceniza fina a gruesa (<0,1-0,25 mm). Además presenta cúmulos de opacos y un 5% se encuentra diseminado, poseen tamaño ceniza fina en su mayoría.
Líticos	25% lavas máficas traquitoidales, tamaño ceniza gruesa (0,4-1,7 mm), forma elipsoidal a irregular, angulosas a subangulosas.
MATRIZ	
28%, vítrea, de color pardo tamaño ceniza fina. Bastantes óxidos de hierro en su parte superior (borde izquierdo).	
ALTERACIÓN Y OBSERVACIONES	
Esmectita y zeolitas en matriz.	

MUESTRA: AASW-P7L

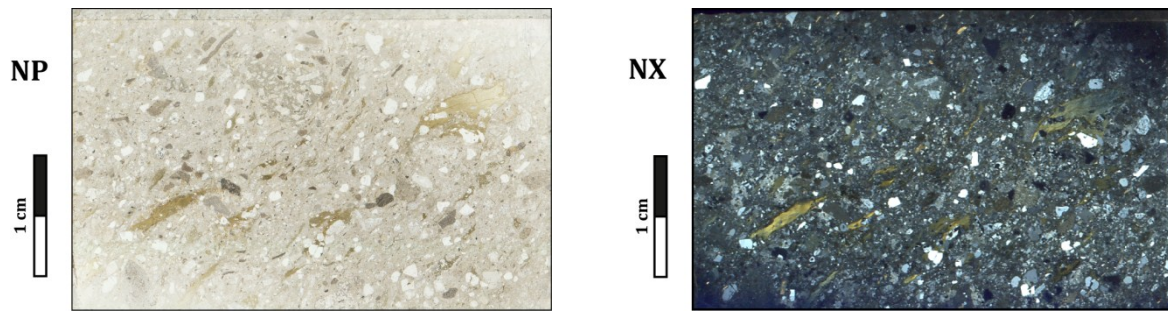
NOMBRE:	TOBA DE CENIZA VÍTREA	
UBICACIÓN:	62° 43' 49,3" S	61° 13' 11,5" O



DESCRIPCIÓN GENERAL	
Roca piroclástica con alto porcentaje de matriz vítrea. Presenta textura fragmental, vitroclástica y una ligera orientación en los juveniles y líticos alargados de mayor tamaño.	
PIROCLASTOS	
Juveniles	10-15%, tamaño ceniza gruesa (0,25-1 mm). Pómez incoloras, muy vesiculosas, con forma elipsoidal y bordes irregulares, pueden contener cristales de Pl y Cpx.
Cristales	~15%, tamaño ceniza fina a gruesa (0,01-1,8 mm). En su mayoría Pl con macla polisintética y zonadas, también posee Qz, Cpx y opacos, todos prismáticos subhedrales a anhedrales, muy fragmentados y relativamente frescos.
Líticos	5%, tamaño ceniza gruesa (0,15-1,7mm), de lava o intrusivo hipabasal basáltica porfídico?, a veces muy frescos o completamente alterados.
MATRIZ	
~65%, incolora a marrón, vítrea, con esquiras irregulares, triangulares y con forma de "Y", tamaño ceniza gruesa-fina (<=0,35 mm).	
ALTERACIÓN Y OBSERVACIONES	
Algún mineral ferromagnesiano alterado a esmectita. Amígdalas de esmectita en pómez.	

MUESTRA: AASW-19

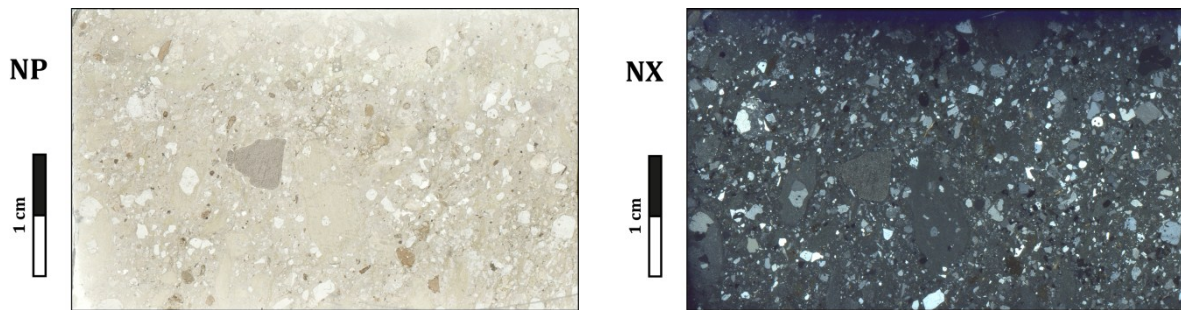
NOMBRE:	TOBA DE DE CENIZA CRISTALINA	
UBICACIÓN:	62° 43' 53,1" S	61° 15' 0,8" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Fragmental.	
PIROCLASTOS	
Juveniles	5%, tamaño lapilli fino (2,8-4 mm). Pómez ligeramente marrón, irregular.
Cristales	30-35%, tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (0,07-1,1 mm). Qz anhedral, irregular; Bt tabular subhedral; Fdk anhedral, irregular; Cpx anhedral fragmentado.
Líticos	15%, tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (0,5-2,4 mm), de fangolita y lava basáltica o andesítica. Muy angulosos a subangulosos, tabulares a irregulares, esfericidad baja.
MATRIZ	
50-55%, vítrea, amarillenta, con pequeños cristales y esquirilas.	
ALTERACIÓN Y OBSERVACIONES	
Fiammes alterados a esmectita, zeolitas alterando a esquirilas vítreas y rellenando espacios.	

MUESTRA: AASW-20

NOMBRE:	TOBA DE LAPILLI CRISTALINA	
UBICACIÓN:	62° 43' 50,6" S	61° 15' 5,21" O



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Fragmental, amigdaloidal.	
PIROCLASTOS	
Juveniles	40-45%, tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (1,8-10 mm). Pómez ligeramente marrón, redondeada irregular.
Cristales	25%, tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (0,06-3 mm). Qz redondeado a irregular, anhedral; Pl tabular anhedral; Bt tabular anhedral; Fdk irregular anhedral (sanidina?). Circones en forma accesoria (0,02 mm).
Líticos	10-15%, tamaño ceniza gruesa a lapilli fino (0,3-2 mm) de fangolita cuarcífera, riolita?.
MATRIZ	
20%, vítrea, incolora-amarillenta, con pequeños cristales y líticos tamaño ceniza fina.	
ALTERACIÓN Y OBSERVACIONES	
Clorita, amígdalas de clorita-esmectita y zeolitas.	

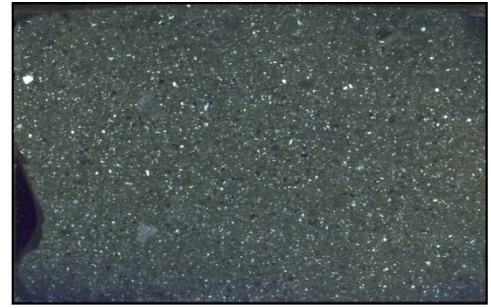
MUESTRA: AASW-P7B

NOMBRE:	TOBA DE CENIZA VÍTREA	
UBICACIÓN:	62° 43' 48,16" S	61° 13' 10,79" O

NP



NX



DESCRIPCIÓN GENERAL Y TEXTURAS	
Presenta una textura fragmental.	
PIROCLASTOS	
Juveniles	35-40% de pómez amarillentas, vesiculosas y subangulosas a subredondeadas, tamaño ceniza fina a gruesa (0,05-1,2 mm), y esquirlas vítreas (<0,2 mm).
Cristales	25-30%, tamaño ceniza fina a gruesa ($\leq 0,7$ mm). Qz anhedral, irregular; Bt tabular subhedral; Fdk tabular subhedral.
Líticos	5-10%, tamaño ceniza fina gruesa, hasta de 0,65 mm de lava basáltica y fangolita.
MATRIZ	
10%, vítrea, incolora-amarillenta con esquirlas, alterada a clorita.	
ALTERACIÓN Y OBSERVACIONES	
Zeolitas y clorita en líticos volcánicos.	

ANEXO D
INFORME PALEONTOLÓGICO
DE AMONITE LOCALIDAD AASW-11

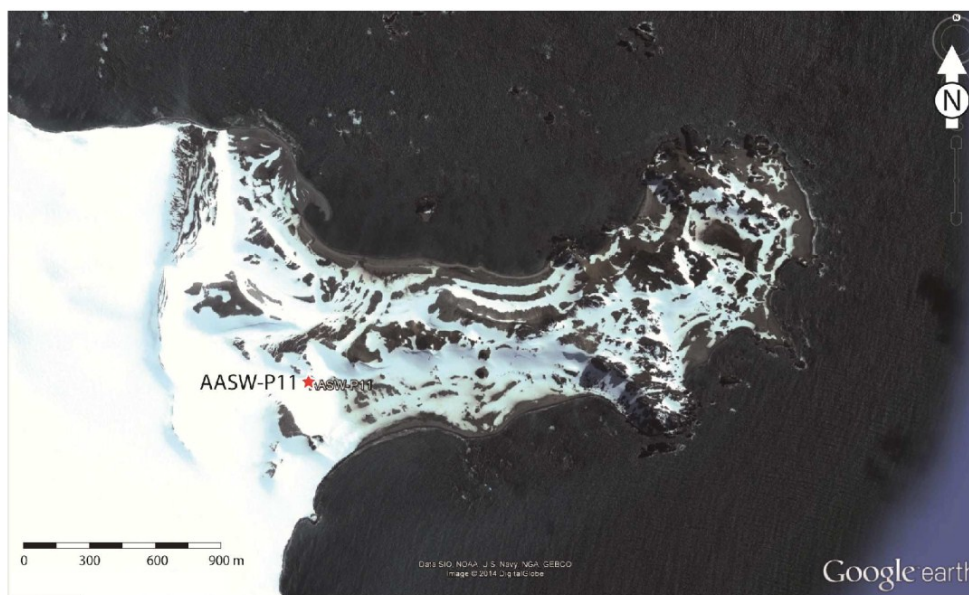
Informe paleontológico muestra AASW-P11-3

1. Antecedentes

Se caracteriza e identifica una muestra paleontológica obtenida en el marco del Proyecto Anillo Antártico ATC-105, compuesta por un fragmento de amonite.

2. Proveniencia geográfica y estratigráfica

President Head, Snow Island, Península Antártica. Sealer Hill Member, Chester Cone Formation (Hathway y Lomas, 1998).



3. Material y preservación

Fragmento de flanco incompleto (aproximadamente con 2/3 externos, superficie de 3 x 4 cm²) de un ejemplar de amonite con cizalle paralelo al plano de enrollamiento. Presenta micro fallas perpendiculares a las costillas que producen un falso efecto de proyección de las costillas en la región ventral, lo que se atribuye exclusivamente a la deformación que afecta el ejemplar.

4. Caracterización e identificación

Olcostephanus? cf. atherstoni (Sharpe).

Costillas simples e intercalares, de sección redondeada, de aproximadamente 3 mm de ancho) que tienden a unirse en dirección del umbilico. Ligera elevación de una costilla en la misma dirección. Las costillas presentan una aparente 'proyección' hacia el vientre. Sin embargo, la observación de micro fallas perpendiculares a las costillas y paralelas al plano de enrollamiento del ejemplar en la zona del vientre, sugieren que las costillas lo

atravesan sin interrupciones. En dirección del umbilico las costillas muestran distintos espesores, lo que hace posible distinguir entre costillas principales e intercalares o secundarias (?). La curvatura que muestra el vientre sugiere un enrollamiento involuto.

Los caracteres antes mencionados así como su proveniencia estratigráfica sugieren que el fragmento podría corresponder a parte del flanco de una variante morfológica de la especie cosmopolita *Olcostephanus atherstoni* (Sharpe), caracterizada por una costulación gruesa, como lo ilustra Riccardi *et al.* (1971, pl. 12, fig. 4 y pl. 13., fig. 3).

5. Edad

Valanginiano. *Olcostephanus atherstoni* (Sharpe) ha sido reconocida como una especie índice del Valanginiano 'medio' en las cuencas de Chañarcillo y Neuquén (Aguirre-Urreta *et al.* 2007). Por otra parte, según Crame *et al.* (1993), la parte superior de la sección estratigráfica tipo del Miembro Sealer Hill de la Formación Chester Cone contiene una asociación de amonites caracterizada por especies de *Bochianites*, *Uhligites* y *Neocomites* de edad valanginiana (Covacevich, 1976).

6. Referencias

- Aguirre-Urreta, M.B.; Mourgues, F.A.; Rawson, P.F.; Bulot, L.G.; Jaillard, E. 2007. The Lower Cretaceous Chañarcillo and Neuquén Andean basins: ammonoid biostratigraphy and correlations. *Geological Journal* 42: 143-173.
- Covacevich, C. V. 1976. Fauna Valanginiana de Península Byers, Isla Livingston, Antártica. *Revista Geológica de Chile* 3: 25-56.
- Crame, J.A.; Pirrie, D.; Crampton, J.S.; Duane, A.M. 1993. Stratigraphy and regional significance of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, Livingston Island, Antarctica. *Journal of the Geological Society of London* 150: 1075-1087.
- Hathway, B.; Lomas, S.A. 1998. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Byers Group, South Shetlands, Antarctica, revised stratigraphy and regional correlations. *Cretaceous Research* 19: 43-67.
- Riccardi, A.C., Westermann, G.E.G., Levy, R., 1971. The Lower Cretaceous Ammonitinae *Olcostephanus*, *Leopoldia* and *Favrella* from west-central Argentina. *Palaeontographica A* 136: 83-121.

7. Depósito.

Se realizarán las gestiones para que el ejemplar quede depositado en el Museo Nacional de Historia Natural. De lo contrario, será conservado en el SERNAGEOMIN.



F.A. Mourgues
Geólogo – Paleontólogo
TERRAIGNOTA

Santiago, 7 de mayo de 2014

ANEXO E
DATACIÓN U/PB EN CIRCONES
MUESTRA IS-01

42,1	236	162	0,69	3,5	0,000378	0,25	57,54	0,79	0,0502	0,0016	0,0173	0,0002	110,8	1,5		3,1	118,3	2,0	53,56	0,88	0,0546	0,0022	103	74	0,72
43,1	331	265	0,80	5,3	0,000445	0,78	54,04	0,67	0,0545	0,0013	0,0184	0,0002	117,3	1,5		21,1	118,5	2,8	53,29	1,22	0,0574	0,0051	44	25	0,58
44,1	128	65	0,51	1,8	0,000191	0,26	62,29	1,01	0,0502	0,0019	0,0160	0,0003	102,4	1,7		18,1	118,6	2,1	53,45	0,96	0,0544	0,0019	227	201	0,89
45,1	296	199	0,67	4,8	0,000370	0,25	53,26	0,67	0,0504	0,0012	0,0187	0,0002	119,6	1,5		49,1	119,0	1,5	53,84	0,68	0,0460	0,0011	363	256	0,71
46,1	283	230	0,81	4,2	0,000506	0,25	58,28	0,78	0,0502	0,0013	0,0171	0,0002	109,4	1,5		39,1	119,4	1,3	53,50	0,59	0,0486	0,0007	811	657	0,81
47,1	616	346	0,56	8,9	0,000173	0,33	59,67	0,88	0,0508	0,0009	0,0167	0,0002	106,8	1,6		45,1	119,6	1,5	53,26	0,67	0,0504	0,0012	296	199	0,67
48,1	94	56	0,60	1,7	0,009581	16,06	47,33	0,83	0,1759	0,0052	0,0177	0,0003	113,3	2,2		15,1	119,8	1,8	52,90	0,78	0,0545	0,0018	158	97	0,61
49,1	363	256	0,71	5,8	0,000067	<0.01	53,84	0,68	0,0460	0,0011	0,0186	0,0002	119,0	1,5		8,1	120,2	1,4	53,10	0,61	0,0488	0,0008	738	489	0,66
50,1	344	296	0,86	6,2	0,012752	21,32	47,37	0,88	0,2175	0,0243	0,0166	0,0007	106,2	4,6		9,1	121,0	1,5	52,75	0,67	0,0491	0,0012	302	269	0,89
51,1	492	273	0,55	10,1	0,000470	0,47	41,68	0,64	0,0528	0,0014	0,0239	0,0004	152,1	2,3		5,1	121,5	1,3	52,55	0,58	0,0483	0,0006	1047	954	0,91
52,1	774	750	0,97	11,8	0,000329	0,32	56,45	0,73	0,0508	0,0009	0,0177	0,0002	112,8	1,5		2,1	125,6	2,0	50,93	0,82	0,0468	0,0018	146	140	0,96
53,1	1223	1228	1,00	18,9	0,000172	<0.01	55,74	0,60	0,0478	0,0006	0,0180	0,0002	114,7	1,2		7,1	141,0	2,0	44,44	0,61	0,0623	0,0016	289	208	0,72
54,1	133	85	0,64	2,1	0,000000	0,89	54,02	1,21	0,0554	0,0020	0,0183	0,0004	117,2	2,6		51,1	152,1	2,3	41,68	0,64	0,0528	0,0014	492	273	0,55
55,1	137	115	0,84	2,2	0,001211	1,04	54,24	0,83	0,0566	0,0020	0,0182	0,0003	116,6	1,8		33,1	155,9	1,8	40,90	0,46	0,0480	0,0007	633	636	1,00
56,1	523	314	0,60	7,8	0,001179	1,73	57,33	0,80	0,0619	0,0014	0,0171	0,0002	109,6	1,5		40,1	450,1	5,4	13,809	0,169	0,0571	0,0009	181	78	0,43

Notes :

1. Uncertainties given at the one σ level.
2. Error in Temora reference zircon calibration was 0.50% for the analytical session.
(not included in above errors but required when comparing $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ data from different mounts).
3. f_{206} % denotes the percentage of ^{206}Pb that is common Pb.
4. Correction for common Pb made using the measured $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios following Tera and Wasserburg (1972) as outlined in Williams (1998).
5. For % Disc, 0% denotes a concordant analysis.

	Age	\pm no std		\pm include std	
<i>wtd ave youngest grouping</i>	<u>109,0</u>	1,10	1,30	<u>1,4</u>	16 analyses, MSWD =1.7
<i>wtd ave major grouping</i>	<u>116,6</u>	0,79	0,84	<u>1,0</u>	27 analyses, MSWD =1.5