

GEOLOGÍA Y EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA DE LA PENÍNSULA CAMP HILL (BOTANY BAY), UNA LOCALIDAD CLAVE DEL JURÁSICO DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

Roberto A. SCASSO, Camila ADAN, Jonatan PAREDES

IGeBA; Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires,
Departamento de Ciencias Geológicas, FCEN, UBA

Correos electrónicos: rscasso@yahoo.com.ar; adancamila@hotmail.com;
jony6190@hotmail.com

RESUMEN

La Península Camp Hill expone una potente sucesión sedimentaria clástica jurásica de 900 m de espesor con abundante flora, la Formación Camp Hill (Grupo Botany Bay), que se apoya sobre el basamento del Grupo Trinity Peninsula (Paleozoico Tardío), y es cubierta por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (Jurásico Medio-Tardío). Se la dividió en cuatro miembros que, en orden estratigráfico, se han definido como Dúo, Orca, La Pera y Cascada. La sucesión es homoclinal, más joven hacia el este y está afectada por numerosas fallas E-O y NE-SO. Representa la sedimentación clástica en sistemas de abanicos aluviales, fluviales y lacustres con abundante vegetación dentro de hemigrábenes con fuerte control tectónico formados durante el desarrollo de un sistema de rift en los inicios de la Cuenca James Ross. Transicionalmente se incorporaron en la sucesión rocas volcanoclásticas y efusivas tales como tobas, aglomerados, brechas, y coladas, que inicialmente se interestratificaron en la Fm. Camp Hill y que posteriormente conformaron, junto con componentes subvolcánicos, como diques y filones capa, de composición andesítica y lacítica, el Grupo Volcánico Antarctic Peninsula. El fallamiento E-O y ENE-OSO controló la sedimentación a partir del Jurásico Medio y estas estructuras fueron reactivadas por un evento tectónico compresivo N-S correlacionable con el evento *Palmer*

Land. En el Cretácico Temprano alto se produjo fallamiento de rumbo e inverso orientado NE-SO con levantamiento y erosión de las rocas jurásicas, y la formación del margen occidental de la Cuenca James Ross. Finalmente, un último levantamiento produjo la inversión parcial de la cuenca y la migración de los depocentros al E durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico.

Palabras clave: Grupo Botany Bay, Evolución Tectonosedimentaria, Cuenca James Ross, Cuenca Larsen

ABSTRACT

Geology and tectonosedimentary evolution of the Camp Hill Peninsula (Botany Bay), a key Jurassic locality of the Antarctic Peninsula. The Camp Hill Peninsula exposes a 900 m thick Jurassic clastic sedimentary succession overlying the Late Paleozoic basement of the Trinity Peninsula Group and covered by volcanic and volcanoclastic rocks of the Middle-?Upper Jurassic Antarctic Peninsula Volcanic Group. The Camp Hill Formation was subdivided from base to top in the Dúo, Orca, La Pera and Cascada members. The eastern-younging monoclinical succession is cut by several E-W and NE-SW oriented faults. Sedimentation took place in well-vegetated alluvial fan, fluvial and lacustrine environments, within tectonically-controlled half grabens formed during a rifting period at the inception of the James Ross Basin. Volcanic and volcanoclastic beds were gradually incorporated in the Camp Hill Formation and finally covered this unit forming the Antarctic Peninsula Volcanic Group composed both, by intrusive bodies like sills and dikes, and by effusive products like tuffs, agglomerates, breccias and coladas, of andesitic to latitic composition. E-W and ENE-WSW faults controlled the sedimentation and emplacement of eruptive centers starting in the Middle Jurassic. These faults were reactivated during the Early Cretaceous by N-S directed tectonic compression correlative with strong deformation in the Palmer Land. During the late Early Cretaceous, NE-SW strike-slip and reverse faulting uplifted the Jurassic rocks that

underwent erosion and formed the western margin of the James Ross Basin. The final uplift of the region took place during partial inversion of the basin and E-shift of depocenters during the Late Cretaceous and Cenozoic.

Key Words: Botany Bay Group, Tectosedimentary Evolution, James Ross Basin, Larsen Basin

MANUSCRITO ACEPTADO

INTRODUCCIÓN

La Península Camp Hill (Fig. 1) se ubica inmediatamente al norte de la Bahía Botany (Botany Bay), se encuentra muy bien expuesta la Formación Camp Hill (FmCH) del grupo Botany Bay, una potente sucesión sedimentaria clástica con una flora característica del Jurásico, que junto con la Formación Mount Flora en Bahía Esperanza (Hope Bay) constituyen el registro más completo del Jurásico terrestre en este sector de la Península Antártica (Farquharson 1984). Esta unidad se apoya sobre el basamento correspondiente al Grupo Trinity Peninsula (GTP), del Paleozoico tardío, y es cubierta por rocas volcánicas del Jurásico Medio-?Tardío asignables al Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (GVAP). Los atributos composicionales, la estructura y relaciones estratigráficas entre estas unidades son críticas para comprender la evolución geológica y tectónica de la Cuenca Larsen y de la Península Antártica durante el Jurásico.

Nuevos estudios de campo realizados durante la Campaña Antártica de Verano 2020 del Instituto Antártico Argentino han permitido mejorar los mapas geológicos y la caracterización de las unidades estratigráficas y estructuras del sector (Fig. 2), realizar perfiles de detalle de la FmCH y coleccionar abundantes restos macroflóricos, cuyos principales componentes se ilustran en este trabajo. Las tareas de campo se vieron favorecidas por la inexistencia de cobertura nival (Fig. 3) durante parte de la campaña, lo que permitió completar la caracterización de la FmCH y formalizar su división en miembros, describir en detalle las facies volcanoclásticas e hipabisales del GVAP y mejorar las observaciones estructurales. Adicionalmente se realizó un detallado muestreo de la flora fósil. Con la nueva información se plantea un esquema de la evolución tectosedimentaria de las unidades expuestas en la Península Camp Hill en el contexto de la historia geológica de la Península Antártica desde el Jurásico a la actualidad.

METODOLOGÍA

Se realizó un mapa geológico de la Península Camp Hill (Fig. 2), reconociendo las principales unidades aflorantes y la estructura. Se levantaron perfiles estratigráficos de la secuencia sedimentaria y en todas las unidades se realizaron observaciones localizadas con GPS midiendo rumbo e inclinación de las capas con brújula tipo Brunton y describiendo los atributos estructurales. Además, se describió la litología y tamaño de grano de las rocas, la geometría de los estratos, las estructuras sedimentarias, paleocorrientes y el contenido fósil. Se realizó una búsqueda y muestreo sistemático de los restos florísticos con varios individuos prospectando durante varias horas en los horizontes fértiles. El material fue depositado en el Repositorio Antártico de Colecciones Paleontológicas y Geológicas del Instituto Antártico Argentino a la espera de su estudio detallado. Se levantaron perfiles estratigráficos y sedimentológicos de detalle con Báculo de Jacob, se tomaron muestras de las rocas para los estudios petrográficos y se analizó su petrografía en microscopio de polarización, prestando especial atención a las rocas volcánicas GVAP. Las observaciones de campo se complementaron con interpretaciones en imágenes satelitales de Google Earth y con información bibliográfica.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La zona de trabajo se ubica en el extremo nororiental de la Península Antártica, dentro de lo que se conoce como *Graham Land*, o Tierra de San Martín en los mapas argentinos (Fig. 1). La Península Antártica es un cinturón orogénico Mesozoico-Cenozoico de tipo andino, de 1500 km de extensión. Numerosas investigaciones de carácter regional sentaron las bases geológicas, estratigráficas y estructurales de la Península Antártica, lo que ha permitido reconstruir su historia geológica con cierta precisión (e.g. Elliot 1988; Hathway 2000). En general se considera que durante el Jurásico y el Cretácico existieron dos elementos geológicos principales en el sector norte de la Península Antártica, que fueron un arco volcánico a lo largo de la península y una gran cuenca de retroarco, la Cuenca Larsen hacia

el SE del arco (Fig. 1) acompañados por una posible cuenca de antearco, la Cuenca Byers (Bastías et al. 2020), ubicada al oeste de la Península Antártica. La Cuenca Larsen fue definida por MacDonald et al. (1988), e incluye a la Cuenca James Ross (Fig. 1) como una subcuenca en su sector boreal (del Valle et al. 1992), cuyos límites fueron delineados por del Valle y Scasso (2004), y en la cual se acumuló una columna de alrededor de 6 km de espesor de rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas. La Península Camp Hill se sitúa en el margen occidental de esta cuenca (y de la Cuenca Larsen) en el límite con el arco volcánico (Fig. 1). El basamento (GTP) y las unidades basales de la columna estratigráfica de la Cuenca Larsen, el Grupo Botany Bay y el GVAP, se encuentran expuestos en la Península Camp Hill.

GEOLOGÍA LOCAL

En la Península Camp Hill existen pocos estudios geológicos previos, entre los que se destacan los trabajos de Bibby (1966), Farquharson (1982; 1984) y del Valle et al. (1986b). El primer reconocimiento geológico de la zona se debe a Bibby (1966), quien describió la estratigrafía y realizó un primer mapa geológico esquemático de la Península Camp Hill en una localización que denominó Botany Bay, por extensión del nombre de la bahía que se encuentra inmediatamente al sur. Posteriormente Farquharson (1982) estudió la sucesión sedimentaria de la FmCH describiendo los ambientes continentales en los que se depositó y desestimando la presencia de la fauna marina mencionada por Bibby (1966). Del Valle et al. (1986b) realizaron un perfil sedimentario detallado y el análisis litogenético y paleoambiental de la FmCH, acompañado por un mapa geológico esquemático de la península.

Concordando parcialmente con Farquharson (1982) estos autores describieron el desarrollo de abanicos aluviales, sistemas fluviales, deltaicos y lacustres para la FmCH.

En el mapa geológico de la Península Camp Hill (Fig. 2) se observa que los reducidos afloramientos del basamento correspondiente al GTP (Fig. 4) se encuentran en el sector occidental de la península. Por encima y hacia el este aflora la FmCH, cubriendo casi toda el

área de la península, y más hacia el este afloran las rocas volcánicas y subvolcánicas del GVAP (Fig. 3).

La mayor parte del área de estudio presenta una sucesión homoclinal con los estratos inclinados hacia el este, que puede seguirse a lo largo del borde sur de la Península Camp Hill (Fig. 2). La península está atravesada por fallas con rumbo ENE-OSO e importante rechazo y limitada al norte y al sur por fallas E-O. La falla más austral pone en contacto un afloramiento prominente del GVAP con la FmCH. Las fallas del sector central ponen en contacto los conglomerados del sector norte (Miembro Cascada), fallados y con fuerte inclinación al S con el resto de la FmCH. Otros sistemas de fallas N-S y NE-SO atraviesan a los anteriores.

ESTRATIGRAFÍA

Grupo Trinity Peninsula (GTP)

Distribución areal, espesor y relaciones estratigráficas: en el área relevada sólo existe un pequeño afloramiento de esta unidad, formado por rocas replegadas y con metamorfismo de bajo grado, en medio de depósitos morénicos recientes, ubicado en el sector oeste de la Península Camp Hill (Fig. 4), (Fig. 2) tal como fuera reconocido por Bibby (1966), quien los asignó a las "Trinity Peninsula Series" de Adie (1957). Debido al fuerte plegamiento y a lo limitado del afloramiento no puede determinarse el espesor. Tampoco está expuesto el contacto con las otras unidades, aunque hacia el sector sur estaría en contacto por falla con las vulcanitas GVAP (Fig. 2), y en el resto del área la separa una discordancia de la FmCH, unidad que presenta mucho menor deformación y no ha sufrido metamorfismo (Farquharson 1984; del Valle et al. 1986b).

Litología: esta unidad está compuesta de pizarras y filitas con apretado plegamiento, con venillas de cuarzo y calcita. Las rocas presentan foliación por la alternancia de bandas de distinta composición mineral y clivaje disyuntivo producto del metamorfismo superpuesto a la laminación depositacional (Paredes 2023). Las bandas leucocráticas (10 %) poseen textura

granoblástica, y están compuestas por individuos xenoblásticos de cuarzo, opacos y micas con parches de alteración de calcita. Las bandas melanocráticas (90 %) presentan textura lepidoblástica, compuestas principalmente por arcillas y micas de grano muy fino orientadas. Se observan, además, cristaloblastos xenoblásticos de opacos. Los dominios de clivaje, se encuentran muy espaciados, con disposición paralela entre sí, y su volumen porcentual corresponde al 1 %.

Edad y correlación: estas rocas son parte de una heterogénea unidad principalmente metaclástica que aflora extensamente en el extremo norte de la Península Antártica (Adie 1957) y a la que se considera el basamento del arco volcánico mesozoico y de las cuencas James Ross y Larsen (del Valle et al. 1992; Hathway 2000). Sería parte de un prisma acrecionario permo-triásico formado en el margen pacífico de Gondwana (Smellie et al. 1996) cuyos sedimentos se depositaron en un margen continental activo probablemente a lo largo del sector de Gondwana que incluía la parte austral de Patagonia y la Península Antártica (Castillo et al. 2015; 2016).

Grupo Botany Bay

El Grupo Botany Bay (Farquharson 1984) incluye a las formaciones clásticas terrestres Mount Flora, Camp Hill y Tower Peak. Es equivalente a las "Middle Jurassic Series" de Bibby (1966). Estas unidades están formadas principalmente por conglomerados con clastos del GTP, areniscas y fangolitas expuestas en forma discontinua a lo largo del borde oriental de la Península Antártica (Farquharson 1984; Hathway 2000). Sus columnas sedimentarias se han correlacionado entre sí sobre la base de su litología y posición estratigráfica.

Las rocas del Grupo Botany Bay cubren en discordancia a las rocas metaclásticas el GTP y son cubiertas en paraconcordancia por las rocas volcánicas y piroclásticas del GVAP. Se presume que se acumularon en cuencas pequeñas tipo graben, limitadas por fallas (Farquharson 1984). Trabajos previos le asignaron edades entre el Jurásico Inferior y Cretácico Inferior aunque actualmente se acepta que corresponde al Jurásico Medio, entre los 167 y los 163 Ma por dataciones U-Pb en circones de tobas (Hunter et al. 2005; Scasso

et al. 2022).

El Grupo Botany Bay porta una flora jurásica muy conocida por ser la primera evidencia que se tuvo sobre la existencia de climas más cálidos que los actuales en la Antártida (Andersson 1906). Fue descrita originalmente por Halle (1913) y, más recientemente por Gee (1989), Rees y Cleal (2004), y Birkenmajer y Ociepa (2008).

Formación Camp Hill (FmCH)

Distribución areal, espesor, edad y relaciones estratigráficas: La FmCH aflora a lo largo de 2800 m con dirección este-oeste, es la unidad con afloramientos más extensos en la zona de estudio (Figs. 2 y 3). Agrupa una sucesión de sedimentos continentales fluviales, deltaicos, lacustres y de abanicos aluviales (Fig. 5), con abundante contenido de restos fósiles vegetales a la que se atribuyó un espesor de poco menos de 600 m (del Valle et al. 1986b) a cerca de 800 m (Farquharson 1982;1984). En este trabajo se estima un espesor de 750 metros (Fig. 5). La diferencia en los espesores medidos se debe seguramente a las numerosas fallas de distinto tipo que afectan a esta unidad (Fig. 2) generando interrupciones en la columna y cambios en la actitud de las capas, lo que dificulta la medición de los espesores.

El contacto del miembro inferior de la FmCH con el basamento fuertemente plegado se encuentra cubierto por derrubio y no pudo ser observado, aunque Farquharson (1984) lo ilustra en su trabajo. Las diferencias en edad y estilo de deformación de ambas unidades son criterios para sostener la presencia de una importante discordancia como muestran del Valle et al. (1986b). La FmCH es cubierta en paraconcordancia por el GVAP y también es intruida por las rocas subvolcánicas de esa unidad (Bibby 1966).

La FmCH fue definida por Farquharson (1982; 1984) y tiene una edad U-Pb SIMS en circones de 167.1 ± 1.1 Ma, procedente de una toba lapillítica intercalada en la parte inferior de la sucesión (Hunter et al. 2005). Se la ha correlacionado tradicionalmente con la muy conocida Fm. Mount Flora (Andersson 1906; Caminos y Massabie 1980) reconocida en Bahía Esperanza (Hope Bay) y con la Formación Tower Peak (Farquharson 1984) en la

localidad homónima (Fig. 1). Sin embargo, edades U-Pb CA-ID-TIMS de 163.54 ± 0.05 y de 163.56 ± 0.07 Ma en circones de un intervalo piroclástico en la Fm. Mount Flora (Scasso et al. 2022) indican que esta podría ser alrededor de cuatro millones de años más joven.

Se dividió a la FmCH en cuatro miembros sobre la base del tamaño de grano y composición de los clastos, estructuras sedimentarias, contenido fosilífero y geometría de los bancos.

Pese a que existen varias fallas N-S y NE-SO interrumpiendo la sucesión, por la actitud de las capas y por las graduales variaciones litológicas, se acepta que los miembros Dúo, Orca y La Pera (correspondientes a las subunidades 2.1, 2.2 y 2.3 de Adan 2022 y Paredes 2023) son concordantes entre sí y conforman una columna sedimentaria que es más joven hacia el este (Figs. 2; 3) en concordancia con el criterio de autores previos (Bibby 1966; Farquharson 1982; del Valle et al. 1986b). La relación del Miembro Cascada (subunidad 2.4 de Adan 2022) con las restantes subunidades es por falla y la posición estratigráfica de los conglomerados que afloran allí es dudosa. Farquharson (1984) consideró que estas capas forman parte del flanco oeste de un gran sinclinal buzante hacia el sur, correlacionando implícitamente estos estratos con los conglomerados del miembro inferior de la FmCH (Miembro Dúo en nuestro trabajo). Del Valle et al. (1986b) consideraron que estos conglomerados son más jóvenes. En este trabajo se lo considera equivalente a la parte superior del Miembro La Pera.

Miembro Dúo: Conglomerados con aisladas intercalaciones de pelitas y tobas

Distribución areal, espesor y relaciones estratigráficas: Este miembro aflora en la Barranca del Dúo, en el sector suroeste de la Península Camp Hill, inaccesible cuando el mar está descongelado, mientras que en la parte alta de la península los afloramientos son muy pobres. Presenta un espesor aproximado de 250 m (Fig. 5). Constituye la parte inferior de la FmCH, en contacto por falla con el basamento y es cubierta en concordancia por el Miembro Orca. Coincide con la "Alluvial Fan Association" inferior de Farquharson (1984), con la "Unidad I" de del Valle et al. (1986b) y con la "Subunidad 2.1" de Adan (2022) y Paredes (2023).

Litología: está compuesta casi exclusivamente de conglomerados, mayormente clasto-soportados, de color castaño-rojizo, moderadamente a mal seleccionados y compuestos casi exclusivamente por clastos de rocas metamórficas del basamento. Los clastos presentan forma subesférica y son mayormente subredondeados, con un diámetro variable desde 2 cm hasta 50 cm. Excepcionalmente alcanzan 2 m de diámetro (del Valle et al. 1986b). La matriz de los conglomerados es arenosa. Se encuentran en bancos de entre 1 y 2 m de potencia (Fig. 6a), de geometría lenticular. Intercalados con los conglomerados y en una proporción muy menor se encuentran bancos lenticulares de areniscas no mayores a 1 m de potencia, de color gris, tamaño de grano fino a grueso, que presentan estratificación entrecruzada en artesas. Las pelitas son muy escasas, mayormente limosas y de color gris o negro, masivas o laminares, ocasionalmente con abundantes fragmentos vegetales.

Farquharson (1982) determinó paleocorrientes hacia el S a partir de la imbricación de los clastos. En la parte más alta de este miembro aflora un banco de toba vítrea de color gris claro de 15.5 m de potencia, con textura clasto-sostén y clastos moderadamente seleccionados cuya moda está en la clase ceniza gruesa. Contiene vitroclastos que corresponden principalmente a trizas y fragmentos pumíceos no deformados, cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa, litoclastos que corresponden a fragmentos de rocas sedimentarias cuarzosas y fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado (Paredes 2023). Presenta además escasos restos vegetales.

Paleoambiente sedimentario: Los potentes bancos de conglomerados se depositaron en condiciones de alta energía, y corresponden principalmente a barras longitudinales de sistemas entrelazados en abanicos aluviales (Farquharson 1984; del Valle et al. 1986b; Adan 2022; Paredes 2023). Los bancos de areniscas son producto de la migración de megaóndulas y barras arenosas transversales, y también rellenaron los canales, pero en condiciones de menor energía. La deficiente exposición del banco piroclástico impide interpretar su génesis, pero el espesor que presenta sugiere acumulación de material retrabajado dentro de un canal (Cuitiño y Scasso 2013) o acumulación por una corriente de

densidad piroclástica.

Miembro Orca: Areniscas, pelitas y conglomerados finos, con intercalaciones de tobas y bentonitas

Distribución areal, espesor y relaciones estratigráficas: Esta subunidad se ubica en el sector centro-oeste de la zona de estudio, alrededor del Valle de la Orca y posee 250 m de espesor aproximadamente. Sobreyace al Miembro Dúo en concordancia y hacia el este limita con el Miembro La Pera a través de una zona de fallas de bajo ángulo. Sin embargo, la actitud general de las capas y la gradual variación de la litología indican que ambas subunidades son concordantes. Coincide casi totalmente con la "Unidad II" (exceptuando la Facies 8) de del Valle et al. (1986b), con la parte inferior y media de la "Flood Plain Association" de Farquharson (1984), y con la "Subunidad 2.2" y parte inferior de la "Subunidad 2.3" de Adan (2022) y Paredes (2023).

Litología: está compuesta principalmente por areniscas y pelitas. Se inicia con un espesor de alrededor de 40 m de fangolitas con concreciones ferruginosas y escasas tobas intercaladas (Fig. 6b); por encima continúan 140 m de areniscas y fangolitas con delgados bancos de conglomerados finos formando secuencias grano y estrato-decrecientes; los 70 m superiores están dominados por areniscas con conglomerados y fangolitas subordinados. Las areniscas (Fig. 6c, d, e) son de color gris oscuro y castaño claro, tamaño medio a grueso, a menudo gradan a grava fina. Se estratifican en bancos de 1 a 2 m de potencia, presentan estratificación entrecruzada en artesa (Fig. 6f) y ondulitas con paleocorrientes al SO y al OSO. Farquharson (1982) observa paleocorrientes al O con casi 180° de dispersión. Las pelitas son laminadas, de color negro, en general los estratos tienen una potencia de 10 cm, alcanzando los 80 cm como máximo. Las areniscas de color gris son ricas en clastos de metamorfitas esquistosas de bajo grado con abundante clorita, mientras que en las de color castaño claro dominan los clastos de metacuarcitas. Se observan estratos aislados de pelitas con abundantes concreciones ferruginosas (Fig. 6b) y otros carbonosos, que no superan los 20 cm de potencia y están formados por restos vegetales muy fragmentarios.

Son comunes los delgados bancos de tobas (Fig. 6b), que generalmente no sobrepasan unos pocos centímetros de espesor, alterados a bentonita. Sin embargo, puntualmente se observó una toba de 4.5 m de potencia en el caso de una toba vítrea, masiva, color gris blanquecino, que presenta cristales de cuarzo y plagioclasa, y abundantes litoclastos de rocas metamórficas de bajo grado (Paredes 2023). En esta unidad se recuperaron abundantes restos de plantas en varios niveles. En la parte inferior se encontraron niveles con abundantes helechos bien preservados. En las areniscas de la parte media se encontró la máxima diversidad de plantas. Se identificaron helechos, Bennettitales, Cycadales, Pteridospermas, Equisetales y Coníferas (Elgorriaga com. pers.) dispersos (Fig. 6d) o concentrados en planos de estratificación (Fig. 7) y, en ocasiones, con excelente preservación tal como fuera indicado por Farquharson (1984). En la parte superior de la unidad se hallaron niveles con Equisetales y coníferas, ocasionalmente dentro de concreciones de óxido de hierro se registran moluscos de agua dulce.

Interpretación paleoambiental: tanto Farquharson (1982; 1984) como del Valle et al. (1986b) reconocieron en este intervalo diversos subambientes tales como canales fluviales, planicies de inundación, albardones, pantanos, cuerpos lacunares, derrames por avulsión de canales, planicie deltaica subácuea con barras de distributarios y delta subaéreo. Nuevas observaciones (Adan 2022; Paredes 2023) asignan una parte de este intervalo a un sistema fluvial anastomosado, con predominio de áreas intercanal y planicies de inundación, respecto de las facies de canal, que podría incluir a varios de los subambientes descritos por los autores previos. En las areniscas grises el dominio de clastos lábiles de rocas metamórficas de bajo grado indica procedencia local. Los clastos más resistentes de metamorfitas de grado más alto en las areniscas de color claro indican otra procedencia y probablemente mayor transporte y podrían corresponder a los sedimentos con mayor transporte en los cursos troncales de la red de drenaje. La presencia de helechos con frondes grandes bien preservados indica ambientes muy húmedos y ausencia de transporte por lo cual es probable que estos crecieran en albardones en los márgenes de canales fluviales.

Miembro La Pera: Pelitas, areniscas y conglomerados con arreglo granocreciente e intercalaciones de tobas.

Distribución areal, espesor y relaciones estratigráficas: Este miembro aflora en el centro y sur de la Península Camp Hill. Los mejores afloramientos se encuentran en la Barranca de La Pera, al sur de la península, a lo largo de la cual se observa la columna más completa, aunque interrumpida por fallas con escaso rechazo. Presenta alrededor de 250 metros de espesor. Se asume concordante con el Mb. Orca. Presenta contactos de falla con el Miembro Cascada y con el GVAP. Se corresponde parcialmente con la "Alluvial Fan Association" superior de Farquharson (1984), con la Facies 8 de la parte más alta de la Unidad II y con la Unidad III de del Valle et al. (1986b), y con la parte superior de la "Subunidad 2.3" de Adan (2022) y Paredes (2023).

Litología: Este miembro se inicia con 35 metros de pelitas negras laminadas (Fig. 8), con delgadas intercalaciones de areniscas con turboglifos, calcos de surco y deformación sindeposicional (Fig. 9a, b). Estas rocas contienen restos de equisetales y coníferas, y hacia arriba pasan a areniscas en bancos con base neta (no erosiva) con laminación ondulítica de corriente, estratificación entrecruzada tabular planar, en artesas, sigmoidal y horizontal intercaladas con pelitas, que contienen escasas trazas fósiles del icnogénero *Planolites*. Las paleocorrientes se orientan mayormente hacia el N en coincidencia con lo indicado por Farquharson (1982). Los bancos de areniscas van incrementando gradualmente su tamaño de grano y espesor hasta llegar a conglomerados medianos con abundantes restos de troncos que se intercalan con bancos delgados de areniscas (Fig. 10a).

En la parte media de este miembro se encuentra un banco de toba/ignimbrita con mala selección y alto nivel de soldamiento, que presenta fiammes visibles en muestra de mano, y tallos de plantas orientados (Fig. 9c, d). Corresponde a una toba vitroclástica, con vitroclastos de contornos difusos reemplazados por sílice y arcillas; también contiene cristaloclastos, principalmente de cuarzo. El material ligante es vidrio volcánico devitrificado

a sílice y arcillas, y parches de carbonatos (Adan 2022).

Hacia el techo grada a una toba lítica matriz-sostén con moderada selección y moda en la clase ceniza gruesa; predominan los vitroclastos y, en menor proporción, se observan cristaloclastos de cuarzo y de máficos alterados a óxido de hierro.

La parte más alta del Mbo. La Pera (Fig. 10a) de un espesor estimado de 100 m, está constituida por afloramientos discontinuos, en bloques separados por fallas, de conglomerados con niveles menores de fangolitas y areniscas intercalados. Además de los clastos de rocas metamórficas, en la parte más alta de la columna estos conglomerados contienen clastos de clastos de vulcanitas y, ocasionalmente, matriz de composición piroclástica, similar a la observada en la parte media.

En la parte media y alta del miembro La Pera, se encuentran restos vegetales abundantes correspondientes a Pteridospermas, Bennettitales y coníferas. Son especialmente abundantes los restos de tallos y troncos de coníferas con anillos de crecimiento marcados.

Interpretación paleoambiental: La sucesión pelítica inferior representa la depositación por decantación en un ambiente lacustre, con esporádicos depósitos de turbiditas evidenciados por marcas de base como turboglifos. Sobre estos se depositan sedimentos deltaicos (Farquharson 1982; del Valle et al. 1986b) que gradualmente incrementan su tamaño de grano y se convierten en depósitos fluviales con una ignimbrita intercalada, producto de una corriente piroclástica de densidad que se derramó sobre el sistema sedimentario fluvial. Por encima, en la parte más alta, dominan las facies de abanicos aluviales (Fig. 10a). Se interpreta que esta unidad representa la instalación de un sistema clástico progradante. El grueso tamaño de grano de los detritos hacia la parte superior sugiere la existencia de un proceso alocíclico tal como un pulso de reactivación tectónica en la cuenca que expone nuevamente a la erosión al basamento metamórfico. Esta inestabilidad tectónica se refleja también en la existencia de vulcanismo explosivo como el que da origen a las ignimbritas. Los restos vegetales indican ambientes con disponibilidad de agua y estacionalidad marcada, menos húmedos que los del Miembro Orca

Miembro Cascada: conglomerados gruesos y areniscas

Distribución areal, espesor y relaciones estratigráficas: Este miembro aflora en la costa norte de la Península Camp Hill, hacia el sector oriental. También se observan buenos afloramientos de conglomerados en las barrancas de la costa y en las quebradas estrechas y profundas que los cortan, como por ejemplo la Quebrada de la Cascada (Fig. 2; Adan 2022). En las zonas planas de la península los afloramientos son pequeños y aislados, aunque la naturaleza de la cubierta detrítica, formada principalmente por los clastos más resistentes de los conglomerados, revela que estas rocas se encuentran subyacentes. El espesor parcial mínimo es de alrededor de 100 m. Está en contacto de falla con los miembros Orca y La Pera de la FmCH y con las rocas volcánicas del GVAP.

La posición estratigráfica de esta subunidad es difícil de establecer con certeza debido a que está circundada por fallas. Farquharson (1984) consideró que estas capas forman parte de un gran sinclinal buzante hacia el sur, correlacionándolas implícitamente con los conglomerados de la base de la FmCH (Miembro Dúo). Por otra parte, del Valle et al. (1986b) consideraron que el Miembro Cascada es más joven. Litológicamente estos conglomerados pueden correlacionarse con los del Miembro Dúo o con los que aparecen en la parte más alta del Miembro La Pera. Por su potencia y tamaño de grano se los asociaría más bien con los primeros. Sin embargo, la procedencia volcánica de la matriz de algunos conglomerados y de algunos niveles de areniscas intercalados con estos conglomerados apoyan la segunda posibilidad ya que indicaría una procedencia considerable a partir de rocas volcánicas que no se advierte en el Miembro Dúo. Esta variación composicional sugiere, además, un pasaje transicional entre la parte más alta de la FmCH y los aglomerados y brechas del GVAP.

Litología: en los afloramientos más occidentales de este miembro se reconoce una sucesión de conglomerados clasto-sostén con base erosiva, con bloques de basamento de menor tamaño que en el Miembro La Pera, que se intercalan con areniscas entrecruzadas (Fig. 10b). Hacia el este afloran conglomerados en bancos potentes con bloques de hasta 1 m de

diámetro. Ocasionalmente se intercalan areniscas con clastos dominantes de feldespatos, cuarzo y fragmentos líticos, todos ellos de procedencia volcánica. Los fragmentos líticos metamórficos siguen siendo componentes dominantes en la fracción clástica tamaño grava y superior, aunque se incorporan fragmentos líticos volcánicos similares a los de las rocas del GVAP.

Interpretación paleoambiental: El análisis de facies de los conglomerados con bancos potentes y de gran tamaño de grano se interpreta como depósitos de relleno de canales con barras transversales y longitudinales, depositadas en ambientes de abanicos aluviales proximales que evolucionan a canales fluviales entrelazados en la zona distal del abanico (Adan 2022), y que hacia el techo evidencian una disminución en la canalización debido a su posición distal de los abanicos y del frente montañoso. La contribución de clastos volcánicos en areniscas y conglomerados sugiere la existencia de importante vulcanismo contemporáneo con la sedimentación y la existencia de un relieve formado por acumulación de productos volcánicos que no estuvo presente en la acumulación de los miembros inferiores.

Grupo Volcánico Antarctic Peninsula (GVAP)

Esta unidad aflora principalmente en el extremo oriental y también en el sector sudoccidental de la Península Camp Hill. En ambos casos se encuentra en contacto de falla con la FmCH. Las rocas ígneas del GVAP ubicadas al SO de la zona de estudio, en Punta Iglesia o Church Point (Fig. 2) no constituyen una intrusión, como fuera sugerido previamente por del Valle et al. (1989), sino que son parte de una secuencia volcánica/volcanoclástica estratificada que se encuentra en contacto por falla E-O con la Fm. Camp Hill. En el sector oriental la actitud de los estratos de brechas es en general concordante con la de las capas de la FmCH, por lo cual se asume una relación de paraconcordancia entre ambas unidades cuya edad difiere en unos pocos millones de años.

Granates ígneos primarios extraídos de un dique andesítico en la Península Camp Hill indicaron una edad jurásica tardía (152 ± 8 Ma) a partir de una isocrona Sm–Nd en granate

(Millar et al. 1990). Nuevas edades U-Pb SIMS en circones en capas del GVAP indican edades más antiguas, de 167 ± 2 Ma (Pankhurst et al. 2000; Hunter et al. 2005) muy similar a la edad de 167.1 ± 1 Ma obtenida en la toba intercalada en la parte basal de la FmCH.

El GVAP fue originalmente definido como mantos de andesitas y riolitas que cubren a los estratos del Grupo Botany Bay y que también los intruyen en forma de diques y filones capa (Thomson 1982; Thomson y Pankhurst 1983). La edad del GVAP en la Península Camp Hill permite una buena correlación con la Fm. Kenney Glacier (Birkenmajer 1993) en el Monte Flora (Bahía Esperanza), unidad que puede considerarse equivalente o incluida en el GVAP. Parte de esta última unidad fue posteriormente renombrada por Riley y Leat (1999) como Fm. Mapple, ignorando la prioridad del nombre Fm. Kenney Glacier, para incluir a todos los afloramientos de vulcanitas jurásicas del borde este de la Península Antártica. Las rocas de la Península Camp Hill pertenecerían a un gran evento magmático, denominado V2, ocurrido en la Patagonia Central/Austral y en el norte de la Península Antártica que tuvo lugar entre los 172 y los 162 Ma (Pankhurst et al. 2000) o entre los 173 y los 160 Ma (Bastias et al. 2021). En la zona de estudio pueden reconocerse dos tipos de rocas dominantes. El primero está compuesto por brechas, aglomerados y lavas, y el segundo por cuerpos subvolcánicos (Fig.11).

Brechas, aglomerados, lavas e ignimbritas

Distribución areal, espesor y relaciones estratigráficas: Estas rocas afloran en el sector este-sureste de la Península Camp Hill cubriendo a las rocas de la FmCH, con las cuales también presentan contacto de falla. Las numerosas fallas con orientación E-O y NE-SO y los cuerpos intrusivos hacen imposible determinar con certeza el espesor de esta unidad, aunque se estima un mínimo de 200 metros. La actitud de las capas sugiere una relación de paraconcordancia con la FmCH.

Litología: Estas rocas son brechas piroclásticas de color gris verdoso o castaño, mal seleccionadas, con textura matriz-sostén, en la que dominan los clastos de vulcanitas y

tobas de tamaño grava y bloque, de 3 a 50 cm de diámetro, angulosos a subangulosos (Fig. 12). La matriz es de grano muy fino y típicamente de color más claro que los clastos. En algunos bancos son abundantes los clastos redondeados de metasedimentitas, de 1 a 5 cm de diámetro. A estos aglomerados se los distingue de los conglomerados de la FmCH porque suelen presentar una matriz tobácea de color claro, tal como había notado Bibby (1966). Excepcionalmente contienen bloques de los conglomerados de la FmCH. Los clastos volcánicos son de lavas con textura pilotáxica y de rocas de grano muy fino devitrificadas, posiblemente tobas e ignimbritas (Adan 2022). Las lavas conforman mantos de pocos metros de espesor de composición lacítica y traquítica. Las ignimbritas forman bancos de similar espesor y portan líticos de rocas metamórficas y volcánicas en una matriz vítrea soldada con esporádicos fiammes. Se encontraron troncos de coníferas en posición de vida en las brechas (Fig. 13a).

Cuerpos subvolcánicos

Distribución areal y relaciones estratigráficas: Estos cuerpos se encuentran distribuidos en toda la península, en forma de diques y filones que intruyen prácticamente a todas las unidades anteriores, aunque tienen mayor expresión y se vuelven dominantes en el sector oriental (Fig. 2).

Litología: Los cuerpos más importantes del sector oriental de la Península Camp Hill muestran disyunción columnar (Fig. 14) y contienen xenolitos metasedimentarios del basamento y de conglomerados de la Formación Camp Hill. Los afloramientos se ven color rojizo debido a la alteración, pero las rocas frescas son de color gris verdoso y textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, piroxenos, anfíboles y biotita. Al microscopio resulta distintiva la textura seriada, con abundantes fenocristales y pasta holocristalina, lo que permite distinguir a estas rocas de las coladas, y con amígdalas rellenas por sílice, calcita o clorita, y alteración a carbonatos, arcillas y epidoto. Las rocas se clasifican como andesitas y lacitas por su variable proporción de plagioclasas y feldespato alcalino. El análisis petrográfico indica que los cuerpos del sector este tienen similar textura

y alteración, siendo esta última una alteración hidrotermal subpropilítica evidenciada por una paragénesis de calcita, clorita, ceolita y epidoto (Adan 2022; Paredes 2023).

Por el contrario, los cuerpos ubicados hacia el oeste presentan una composición más ácida, corresponden a diques y filones que varían composicionalmente entre lacitas cuarzosas y riolitas (Adan 2022; Paredes 2023). Son rocas hipabisales con textura granosa fina en la cual se encuentran aislados fenocristales. La intensa alteración, que dificulta la identificación de algunos minerales, corresponde a carbonatos, sericita, óxidos de hierro y arcillas, y es similar a la que presentan las rocas del sector este.

Interpretación petrológica-paleoambiental

Los aglomerados con matriz volcaniclástica de la base del GVAP contienen bloques de metasedimentitas del GTP y de conglomerados similares a los del Miembro La Pera. Se interpreta entonces que las rocas de los Miembros La Pera y Cascada, por ser las más cercanas a la superficie y también al lugar del emplazamiento de los cuerpos ígneos, actuaron como roca de caja del magma que originó también las brechas, tobas, aglomerados y cuerpos subvolcánicos. Sin embargo, no puede descartarse que niveles estratigráficamente más bajos de la FmCH, como por ejemplo los del Miembro Dúo y por lo tanto emplazados a mayor profundidad, también hayan contribuido. Estas evidencias indican que pese a no observarse el contacto entre la FmCH y el GVAP por efectos de las fallas y de la cubierta reciente, el pasaje entre ambas unidades sería gradual y producto de la migración de los focos volcánicos desde una posición distal, durante la acumulación de la FmCH, hasta una posición proximal, en la cual se instalaron directamente sobre los abanicos aluviales de dicha unidad.

El magma fuente de las erupciones es ácido o intermedio, lo cual es consistente con el carácter explosivo de las erupciones que se refleja en la abundancia de brechas, tobas e ignimbritas. Los materiales volcaniclásticos se depositaron en un ambiente sedimentario terrestre, ya que se encontraron entre las brechas restos de troncos de coníferas en posición

de vida, lo cual revela que el vulcanismo explosivo arrasó un área boscosa sepultando parte de los troncos (Fig. 13a). Este ambiente podría corresponder al de abanicos aluviales como los que caracterizan a la parte superior del Miembro La Pera de la FmCH. El aporte volcánico reemplazó al aporte silicoclástico y habría dado lugar al crecimiento de aparatos volcánicos en ese entorno.

En el contexto indicado los diques y filones del sector este, en gran parte de composición intermedia, representarían mejor al magma original del GVAP, mientras que los del sector occidental serían de una etapa posterior formados por un fundido más evolucionado y más enriquecido en sílice. Todas estas rocas emplazadas subsuperficialmente fueron afectadas por fluidos calientes que transformaron parte de la mineralogía original generando una alteración hidrotermal de baja temperatura que se manifiesta en la total cloritización de los fenocristales máficos y, ocasionalmente, del resto de los componentes de las rocas volcánicas.

ESTRUCTURA

En la mayor parte de la península, se observa una sucesión homoclinal con los estratos inclinados hacia el este. Sin embargo, a lo largo de toda la zona se verificaron dislocaciones debido a la existencia de una nutrida red de fallas de distintos tipos y con diverso desplazamiento (Figs. 2 y 15). Se observan fallas orientadas E-O y gran rechazo, y la mayor parte de la zona central y sur de la península está formada por una sucesión homoclinal inclinada hacia el E atravesada por fallas NNE-SSO y, más raramente, N-S, que son de distintas características: de rumbo con componente compresiva, inversas con gran rechazo y, en menor proporción, se identificaron fallas normales con menor rechazo (Fig. 20). Estas fallas hacen que los estratos varíen su inclinación a lo largo de la península, pero sin que se revierta la tendencia general de que los estratos son más jóvenes hacia el E.

Fallas E-O y ONO-ESE

La regularidad de la costa norte de la península sugiere un control por una falla E-O. Una falla inversa con esta orientación y vergencia hacia el N pone en contacto a la FmCH con las vulcanitas del GVAP indicando que el labio hundido se encuentra hacia el sur. Dos importantes fallas ONO-ESE cruzan casi toda la península. La más austral es de tipo inverso y el bloque hundido se encuentra al sur. Estas fallas también provocan que los bancos de conglomerados del Miembro Cascada, que afloran exclusivamente en el sector norte, se encuentren subverticales o fuertemente inclinados al S.

Fallas inversas de alto ángulo

Sobre el sector oeste se encuentra una falla inversa con leve componente de rumbo que afecta al Miembro Dúo. El plano de falla es casi vertical, con rumbo NE-SO y estrías oblicuas a 45°. El rumbo de los estratos de la FmCH al oeste de la falla es de 35°, y la inclinación 45° al sureste; mientras que hacia el este de la falla, los estratos tienen un rumbo de 50°, e inclinación de 24° hacia el sureste.

En el sector oriental se identificaron tres fallas inversas principales desarrolladas sobre el GVAP, también con orientación NE-SO, donde los estratos tienen un rumbo de 50° a ambos lados de las fallas. Además de las tres fallas antes mencionadas es posible que todo el GVAP se encuentre afectado por fallas con características similares.

Fallas de rumbo e inversas de bajo ángulo

El Miembro Dúo se encuentra separado del Miembro Orca por una zona de fallas con orientación NE-SO inferidas a partir de la dislocación y alteración de los estratos. Como no se observó repetición de estratos y por comparación con otras estructuras similares se asume que son fallas de rumbo con poco desplazamiento.

El Miembro Orca contiene una zona de fallas con orientación NE-SO fácilmente identificables en el campo. Las rocas alrededor del plano de falla se encuentran fracturadas, poseen una disposición caótica, y se observa en el terreno plegamiento en forma de "S" de los estratos que permite reconocer un fallamiento de rumbo con desplazamiento dextral (Fig.

16b). A ambos lados de las fallas los estratos presentan una fuerte inclinación que varía de 35° hasta 60° hacia el este.

El Miembro La Pera es afectado por fallas de rumbo con movimiento dextral que atraviesan toda la península de norte a sur. A ambos lados de las fracturas se puede identificar un banco de toba desplazado, hacia el sur en el lado este del plano de falla, y hacia el norte en el lado oeste del plano. En menor medida dicha subunidad es afectada por fallas normales.

El Miembro Cascada es afectado por una serie de fallas de rumbo con disposición subparalela entre sí (Fig. 15), y con planos de fallas subverticales. Los planos de falla tienen un rumbo de 22° y contienen espejos de fallas con estrías a 24°.

Además de las fallas de rumbo, existen fallas inversas de bajo ángulo cuya expresión en superficie se refleja en cambios bruscos en la inclinación y, en menor medida, en el rumbo de las capas (Fig. 16c). No muestran gran desplazamiento, pero pueden observarse a menudo espejos de falla indican desplazamiento del bloque colgante hacia el oeste. Estas fallas afectan a toda la columna y tienen escaso rechazo.

Fallas directas de escaso rechazo

El Miembro La Pera muestra fallas directas de pequeño rechazo y orientación N-S (Fig. 16d) que se consideran subsidiarias a las fallas inversas principales de rumbo similar.

Secuencia de eventos deformativos

Las relaciones de intersección entre los distintos sistemas de fallas y las relaciones estratigráficas indican que el fallamiento E-O y ENE-OSO tuvo lugar en primer lugar y a partir del Jurásico Medio como lo indica la edad de los estratos conglomerádicos de los miembros Dúo, La Pera y Cascada de la FmCH cuya sedimentación fue controlada por estos sistemas de fallas. Estas estructuras fueron reactivadas con posterioridad a la acumulación de las rocas del GVAP, ya que algunas de ellas ponen en contacto a estas rocas con las de la FmCH. Estas fallas antiguas son atravesadas por las fallas inversas con

orientación NE-SO y N-S y por las fallas de rumbo con igual dirección. Las escasas fallas directas observadas se consideran subsidiarias de las fallas inversas mayores. La evidencia local permite acotar la edad máxima de estos sistemas, que son posteriores a la acumulación del GVAP. Su edad más probable se discute a partir de correlaciones estratigráficas en un próximo ítem.

EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA DE LA PENÍNSULA CAMP HILL EN EL CONTEXTO DE LA EVOLUCIÓN DE LA PENÍNSULA ANTÁRTICA

La historia tectónica mesozoica del noreste de la Península Antártica es compleja y contiene dos eventos principales: 1) un régimen extensional asociado a los inicios de la ruptura de Gondwana durante el Jurásico y 2) la subducción de la Placa Pacífica por debajo de la Placa Antártica durante el Cretácico y el Cenozoico (Hathway 2000). Previamente al Jurásico las regiones del Mar de Weddell y de la Península Antártica se posicionaban en el borde suroeste del supercontinente Gondwana, adosadas al extremo sur de América del Sur cerca del "Plateau Malvinas" (e.g. Lawver y Scotese 1987; Bastias et al. 2021).

La ruptura de Gondwana en un régimen extensional acompañado de magmatismo y anatexis cortical que afectó a la Península Antártica y al extremo sur de Sudamérica (Gust et al. 1985) indujo la apertura de la cuenca marginal de Rocas Verdes y la formación de corteza oceánica en el Mar de Weddell (Ghidella et al. 2002). En ese contexto se formó la Cuenca Larsen (del Valle et al. 1992) cuya parte norte, la Cuenca James Ross, se desarrolló sobre el basamento Carbonífero-Triásico de rocas metamórficas de bajo grado del GTP (Smellie y Millar 1995). La historia posterior de la Cuenca Larsen fue sintetizada por Hathway (2000) quien propone que se habría rellenado en cuatro etapas representadas por cuatro megasecuencias desde el Jurásico y hasta el Eoceno.

La megasecuencia más antigua en el esquema de Hathway (2000) es una megasecuencia de *syn-rift* que comprende al Grupo Botany Bay, representado por los sedimentos

continentales de la FmCH en la Península Camp Hill, los cuales se habrían acumulado en cuencas pequeñas del tipo de grábenes o hemigrábenes (Fig. 17) durante el Jurásico Medio (Farquharson 1984; Hunter et al. 2005) contemporáneamente con actividad volcánica explosiva ácida. Como se discute más arriba, las edades disponibles varían entre aproximadamente 163 y 167 Ma (Hunter et al. 2005; Scasso et al. 2022) y sugieren un diacronismo de pocos Ma en la acumulación del Grupo Botany Bay en dos afloramientos separados por tan solo 50 km, como son los de Bahía Esperanza (Hope Bay) y Península Camp Hill. Además, la acumulación de la FmCH sería sincrónica con el vulcanismo de la Fm. Kenney Glacier en Bahía Esperanza (Pankhurst et al. 2000; Hunter et al. 2005)

El rifting y la sedimentación asociada conforman el primer evento tectosedimentario de relevancia y señala el inicio de la Cuenca Larsen. Localmente, en la Península Camp Hill importantes fallas E-O produjeron un relieve relativo significativo y generaron condiciones propicias para el desarrollo y evolución de los primeros abanicos aluviales formados a partir de escarpas con ese rumbo, tal como lo revelan las paleocorrientes apuntando al S en el Miembro Dúo (Fig. 17a).

El paleoambiente sedimentario del Miembro Orca de la FmCH indica la evolución desde los abanicos aluviales hacia sistemas fluviales entrelazados y anastomosados de menor energía, desarrollados axialmente en los hemigrábenes originales, según indican las paleocorrientes hacia el SO y O (Fig. 17b). Esto revela una paleopendiente y una red de distribución de sedimentos hacia el O y SO, independiente por lo tanto al sistema de arco volcánico alineado con la Península Antártica que dominó posteriormente. Sin embargo, estas paleocorrientes no necesariamente indica un cambio en la polaridad tectónica marcada por fallas E-O, ya que es común que estos los sistemas de abanicos evolucionen a sistemas axiales sin necesidad de que ocurran eventos tectónicos suplementarios que signifiquen un cambio marcado en la configuración de la cuenca (e.g. Gawthorpe y Leeder 2000; Braathen et al. 2024). Adicionalmente niveles aislados de tefras de caída atestiguan un vulcanismo sinsedimentario con centros eruptivos alejados del hemigraben de la

Península Camp Hill. La presencia de algunos intervalos piroclásticos de espesor métrico (e.g. en el techo del Miembro Dúo) revela que existieron erupciones explosivas de gran magnitud.

Más tarde se formaron lagos y sistemas deltaicos asociados, registrados en el Miembro Orca y en el Miembro La Pera (Fig. 17b). La presencia de una ignimbrita en el Miembro La Pera indica un vulcanismo explosivo intracuencial aunque todavía relativamente distal. La sucesión granocreciente de la parte alta del Miembro La Pera indica la progradación de un nuevo sistema de abanicos aluviales, indicio de la reactivación de las fallas E-O originales. La inestabilidad tectónica es consistente con los cambios en las paleocorrientes (Farquharson 1982) que indican cambios en las paleopendientes y con los cambios en la composición de los conglomerados finos y areniscas de los miembros Orca y La Pera, que revelan fuentes de procedencia locales y cambiantes en lapsos de tiempo cortos.

La reactivación del sistema de rift habría continuado durante la acumulación del Miembro La Pera y, posteriormente, durante el desarrollo de un magmatismo proximal representado por las brechas y los intrusivos del GVAP (Fig. 17c). Esto indica el establecimiento de aparatos volcánicos sobre un paisaje de abanicos aluviales asociados a frentes de falla en los cuales el relieve volcánico y el aporte volcanoclástico reemplazaron al aporte siliciclástico. Las sucesiones estudiadas en Camp Hill y en el Monte Flora indican que localmente los hemigrábenes se inician por actividad tectónica amagmática en ambiente terrestre, con el desarrollo de escarpas de falla y abanicos aluviales asociados a ellas (Scasso et al. 2022). El vulcanismo intermedio y ácido se inicia poco tiempo después como es característico de muchas cuencas de rift, transtensionales o de retroarco en la Patagonia (e.g. Di Capua y Scasso 2020; Scasso et al. 2022) en las que se forman pilas sedimentario-volcánicas de cientos a miles de metros de espesor que pueden acuñarse lateralmente en pocos kilómetros.

Los eventos descritos en los párrafos precedentes fueron agrupados por Hathway (2000) en la megasecuencia de syn-rift inicial del relleno de la Cuenca de Larsen. El vulcanismo

Jurásico en la Península Antártica ha sido estudiado por numerosos autores, quienes lo relacionan alternativamente con la ruptura de Gondwana y la formación de un rift y/o con la subducción de una placa en el margen pacífico (e.g. Saunders 1982; Riley y Leat 1999; Pankhurst et al. 2000; Riley et al. 2016; Bastias et al. 2021).

Con posterioridad a este gran evento volcánico se habría desarrollado una nueva megasecuencia transgresiva de post-rift (Hathway 2000) representada por la acumulación de los sedimentos de la Fm. Ameghino (Nordenskjöld) del Jurásico Tardío hasta el Berriasiano (Kiessling et al. 1999; Kietzmann y Scasso 2020). Esta unidad, que está presente en varias localidades aisladas a lo largo de la Península Antártica y que cubre y eventualmente se interdigita con la parte alta del GVAP (Scasso 2001; pulso V2 de Bastias et al. 2021) no aflora en la Península Camp Hill. En otras localidades ubicadas en el borde oeste de la Cuenca James Ross como el Gap de Longing o la Península Sobral presenta un espesor de hasta 600 m y ha sufrido un enterramiento significativo (Scasso et al. 1991; Scasso y Kiessling 2001). Este episodio se encuadra en el desarrollo de corteza oceánica en la parte noroccidental del Mar de Weddell durante el Jurásico Tardío (Ghidella et al. 2002)

El siguiente episodio tectónico significativo en la Península Camp Hill es la reactivación compresiva del sistema de fallas E-O que afecta a todas las unidades allí expuestas (Fig. 17d). No existen muchas referencias que permitan correlacionar este evento con otros ocurridos en zonas próximas, pero en el borde sur de la Cuenca Larsen se registra un gran evento deformativo, denominado "Palmer Land Deformational Event" (Vaughan y Storey 2000; Hathway 2000) que habría tenido lugar entre 145 y 122 Ma (Berriasiano-Barremiano). Consecuentemente se atribuye esta edad a este nuevo evento tectónico en la Península Camp Hill.

El fallamiento NE-SO y N-S que cruza y modifica la traza de las fallas E-O en la Península Camp Hill indicando que se produjo posteriormente (Fig. 17e). Por su orientación las fallas inversas de alto ángulo se relacionan con las fallas principales del margen oeste de la

Cuenca James Ross, que corren a lo largo del Estrecho Príncipe Gustavo y que se relacionan con el establecimiento de la subducción y de arco magmático Cretácico (Bastias et al. 2023) que involucró eventos compresivos. En la Península Antártica este evento compresivo produjo el levantamiento del arco volcánico y la subsidencia de la Cuenca James Ross (Elliot 1988; Hathway 2000). Las fallas inversas de bajo ángulo se interpretan como retrocorrimientos asociados a las fallas mayores. La deformación se habría iniciado en el Barremiano/Aptiano momento en el cual esta cuenca adquiere su configuración actual. Las rocas del Grupo Botany Bay, del GVAP y de la Fm. Ameghino (Nordenskjöld) son elevadas a lo largo de grandes fallas NE-SO que corrían a lo largo del Canal Príncipe Gustavo (Keller y Díaz 1990). Parte de esas unidades quedaron adosadas al margen occidental de la cuenca. Sus detritos se registran en el relleno de la misma (Olivero et al. 1980; Ineson 1985; del Valle et al. 1986a; Scasso et al. 1986). Las mencionadas fallas NE-SO a lo largo de la Península Antártica fueron atribuidas a fallamiento de rumbo e inversión de fallas normales en el Jurásico Tardío (Whitham y Storey 1989). Aquí se propone que este proceso podría haber ocurrido más tarde el relieve durante el inicio de la progradación de la cuña marina clásica de la Cuenca James Ross entre el Barremiano y el Coniaciano (Whitham y Marshall 1988).

Durante el Cretácico Tardío y principios del Cenozoico el arco volcánico de la Península Antártica y la subducción en su margen occidental continuaron activos y tuvo lugar una paulatina inversión de la Cuenca James Ross, la deformación migró hacia el este (Strelin et al. 1992; Elliot 1988) y en el margen oriental de la plataforma se verifican fallas NE-SO con geometría en flor que habrían estado activas hasta el Oligoceno (Sloan et al. 1995). Estos eventos, a los que se sumaría el rebote glaciostático reciente habrían reactivado los sistemas de falla de rumbo NE-SO presentes en la Península Camp Hill, quedando la zona expuesta a las condiciones superficiales y el modelado de relieve por agentes exógenos en un sector marginal de la cuenca (Fig. 17f).

CONCLUSIONES

El mapeo geológico de detalle de la Península Camp Hill permitió dividir a la FmCH en cuatro miembros que, en orden estratigráfico de base a techo, se llamaron Dúo, Orca y, La Pera, mientras que el cuarto miembro, el Miembro Cascada, se correlaciona con la parte alta del Miembro La Pera, aunque su posición estratigráfica es dudosa. Los tres primeros miembros, de base a techo, forman una sucesión homoclinal y representan la sedimentación clástica en sistemas que evolucionan de abanicos aluviales, a sistemas fluviales, probablemente de tipo anastomosado, y lacustres, con abundantes restos vegetales en un clima húmedo, dentro de hemigrábenes con fuerte control tectónico. El sistema sedimentario incorporó gradualmente a rocas volcanoclásticas en forma de tobas de caída y corrientes piroclásticas de densidad, para finalmente ser cubierto por las rocas efusivas del GVAP que se superponen a la FmCH en forma de sistemas volcánicos con componentes subvolcánicos tales como diques y filones capa, y efusivos, tales como aglomerados, brechas y coladas, de composición andesítica y lacítica.

La Península Camp Hill presenta una historia tectónica compleja. El fallamiento E-O y ENE-OSO a partir del Jurásico Medio habría controlado la sedimentación de la FmCH y el emplazamiento de los focos eruptivos del GVAP. Estas estructuras fueron reactivadas con posterioridad a la acumulación de las rocas del GVAP, en el lapso Berriasiano-Barremiano, por un evento tectónico que produjo compresión N-S correlacionable con la deformación en la Tierra de Palmer, en la parte sur de la Península Antártica. Posteriormente, en el Cretácico Temprano alto se habría producido la deformación por fallas de rumbo e inversas con orientación NE-SO relacionadas con la conformación del margen occidental de la Cuenca James Ross y el establecimiento del arco magmático de la Península Antártica, con el consiguiente levantamiento y erosión de las rocas jurásicas. Esto fue seguido por la inversión parcial de la cuenca y la migración hacia el E de los depocentros durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece al Instituto Antártico Argentino el apoyo logístico para la realización de las tareas de campo. De esta institución deseamos agradecer especialmente a Juan Manuel Lirio y Cecilia Rodríguez Amenábar por su ayuda y asistencia en la organización de la campaña. A Andrés Elgorriaga debemos la recolección y determinación preliminar en el campo de las plantas fósiles. A Matías Oblak y Gastón Angelini agradecemos su cooperación en las tareas de campo y a Vanesa Litvak su colaboración en el estudio petrográfico de las rocas del GVAP. Agradecemos especialmente la detallada revisión del trabajo efectuada por Joaquín Bastías y el trabajo editorial de Susana Damborenea.

MANUSCRITO ACEPTADO

REFERENCIAS

- Adan, C. 2022. Geología de Península Camp Hill, noreste de la Península Antártica: análisis paleoambiental, geomorfología y petrografía. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inérita), 112 p., Buenos Aires.
- Adie, R.J. 1957. The Petrology of Graham Land: III. Metamorphic Rocks of the Trinity Peninsula Series. Falkland Island Dependencies Survey, Scientific Reports, 20: 1-26.
- Andersson, J.G. 1906. On the Geology of Graham Land. Bulletin of the Geological Institution, University of Upsala, 7: 1.
- Bastías, J., Calderón, M., Israel, L., Hervé, F., Spikings, R., Pankhurst, R., Castillo, P., Fanning, M. y Ugalde, R. 2020. The Byers Basin: Jurassic-Cretaceous tectonic and depositional evolution of the forearc deposits of the South Shetland Islands and its implications for the northern Antarctic Peninsula. *International Geology Review*, 62: 1467-1484.
- Bastías, J., Spikings, R., Riley, T., Ulianov, A., Grunow, A., Chiaradia, M. y Hervé, F. 2021. A revised interpretation of the Chon Aike magmatic province: Active margin origin and implications for the opening of the Weddell Sea. *Lithos* 386-387, 106013.
- Bastías, J., Spikings, R., Riley, T., Chew, D., Grunow, A., Ulianov, A., Chiaradia, M., Burton-Johnson, A. 2023. Cretaceous magmatism in the Antarctic Peninsula and its tectonic implications. *Journal of the Geological Society* 180: jgs2022-067.
- Bibby, J.S. 1966. The stratigraphy of part of north-east Graham Land and the James Ross Island group. *British Antarctic Survey Scientific Report* 53: 1-37.
- Birkenmajer K. 1993. Jurassic terrestrial clastics (Mount Flora Formation) at Hope Bay, Trinity Peninsula (West Antarctica). *Bulletin Polish Academy of Science, Earth Science* 41: 23-38.
- Birkenmajer, K. y Ociepa, A.M. 2008. Plant-bearing Jurassic strata at Hope Bay, Antarctic Peninsula (West Antarctica): geology and fossil-plant description. *Studia Geologica Polonica* 128: 5-96.

Braathen, A., Midtkandal, I., y Osmundsen, P. T. (2024). Geomorphological traits of landscapes in continental rifts—From fault-elastic rebound to sedimentary sinks.

Basin Research, 36, e12881. <https://doi.org/10.1111/bre.12881>

Caminos, R. y Massabie, A. 1980. Antártida Argentina e Islas del Atlántico Sur. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2, 1529-1575.

Castillo, P., Lacassie, J.P., Augustsson, C., Hervé, F. 2015. Petrography and geochemistry of the Carboniferous–Triassic Trinity Peninsula Group, West Antarctica: implications for provenance and tectonic setting. *Geological Magazine* 152 (4), 575–588.

Castillo, P., Fanning, M., Hervé, F., Lacassie, J.P. 2016. Characterisation and tracing of Permian magmatism in the south-western segment of the Gondwanan margin; U–Pb age, Lu–Hf and O isotopic compositions of detrital zircons from metasedimentary complexes of northern Antarctic Peninsula and western Patagonia. *Gondwana Research*, 36: 1-13.

Cuitiño, J.I. y Scasso, R.A. 2013. Reworked pyroclastic beds in the early Miocene of Patagonia: Reaction in response to high sediment supply during explosive volcanic events. *Sedimentary Geology* 289: 194-209.

Del Valle, R. A. y Scasso, R. A. 2004. Límite de la cuenca Larsen en la península Tabarin, Antártida. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 38-44.

Del Valle, R.A., Ambrosini, G. y Scasso, R.A. 1986a. Rocas sedimentarias marinas mesozoicas en la península Tabarín, extremo nororiental de la península Antártica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41: 179-182.

Del Valle, R. A., Medina, F. y Fourcade, N. H. 1986b. La Formación Flora en Bahía Botany (Botánica), Península Antártica. Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino *Contribución* 289: 1-30.

Del Valle, R.A., Elliot, D.H. y Macdonald, D.I.M. 1992. Sedimentary basins on the east flank of the Antarctic Peninsula: proposed nomenclature. *Antarctic Science* 4: 477- 478.

Di Capua, A. y Scasso R.A. 2020. Sedimentological and petrographical evolution in a proximal fluvio-lacustrine environment during the onset of volcanism: volcanically-induced forcing of the sedimentation and environmental response. *Sedimentology* 67: 1879-1913.

Elliot, D.H. 1988. Tectonic setting and evolution of the Larsen Basin, northern Antarctic Peninsula. En Feldmann R.M. y Woodburne M.O. (Eds.), *Geology and Paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Geological Society of America, Memoir 169: 541-555.

Farquharson, G. W. 1982. Lacustrine deltas in a Mesozoic alluvial sequence from Camp Hill, Antarctica. *Sedimentology* 29: 717-725.

Farquharson, G. W. 1984. Late Mesozoic, non-marine conglomeratic sequences of northern Antarctic Peninsula (the Botany Bay Group). *British Antarctic Survey Bulletin* 65: 1-32.

Gawthorpe, R. L., & Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12;195–218

Gee, C.T. 1989. Revision of the Late Jurassic/Early Cretaceous flora from Hope Bay, Antarctica. *Palaeontographica B* 213: 149-214.

Ghidella, M.E., Yáñez, G. y LaBrecque, J.L. 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the western Weddell Sea. *Tectonophysics* 347: 65-86.

Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., Uliana, M.A. 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* 116: 223-253.

Halle, T.G. 1913. The Mesozoic flora of Graham Land. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Südpolar-Expedition (1901-1903)*, 3: 1-123.

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: 417-432.

Hunter, M.A., Cantrill, D.J., Flowerdew, M.J. y Millar, I.L. 2005. Mid-Jurassic age for the Botany Bay Group: implications for Weddell Sea Basin creation and southern hemisphere biostratigraphy. *Journal of the Geological Society* 162: 745-748.

Ineson, J.R. 1985. Submarine glide blocks from the Lower Cretaceous of the Antarctic Peninsula. *Sedimentology* 32: 659-670.

Keller, M.A. y Díaz, M.T. 1990. Estudio geofísico en la Cuenca de Larsen, Antártida. *Revista Brasileira de Geofísica* 8: 1-6.

Kiessling, W., Scasso, R.A., Zeiss, A., Riccardi, A.C., y Medina, F.A. 1999. Combined radiolarian-ammonite stratigraphy for the Late Jurassic of the Antarctic Peninsula: implications for radiolarian stratigraphy. *Geodiversitas* 21: 687-712.

Kietzmann, D.A. y Scasso, R.A. 2020. Jurassic to Cretaceous (upper Kimmeridgian–?lower Berrasian) calcispheres from high palaeolatitudes on the Antarctic Peninsula: Local stratigraphic significance and correlations across Southern Gondwana margin and the Tethyan realm. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 537 (1): 109419.

Lawver, L.A. y Scotese, C.R. 1987. A revised reconstruction of Gondwana. En: *Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics* (Ed. G.D. McKenzie) American Geophysical Union, Washington D.C: 17-23, USA

Macdonald D. I. M., Barker P. F., Garrett S. W., Ineson J. R., Pirrie D., Storey B. C., Whitham A. G., Kinghorn R. R. F. y Marshall J. E. A. 1988. A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Marine and Petroleum Geology* 5: 34-53.

Millar, I.L., Milne, A.J. y Whitham, A.G. 1990. Implications of Sm–Nd garnet ages for the stratigraphy of northern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1: 97-104.

Olivero, E.B., Malagnino, E.C., Rinaldi, C.A. y Spikermann, J.P. 1980. Cefalópodos jurásicos y neocomianos hallados en sedimentitas del Cretácico Superior de la Isla James Ross, Antártida. *Actas del 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología*: 89-102, Buenos Aires.

Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M. y Kelley, S. P. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605-625.

Paredes, J. 2023. Geología de la Península Camp Hill, noreste de la Península Antártica. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inérita), 80 p., Buenos Aires.

Rees, P.M. y Cleal, C.J. 2004. Early Jurassic floras from Hope Bay and Botany Bay, Antarctica. *Special Papers in Palaeontology* 72: 1-90.

Riley, T. R. & Leat, P. T. 1999. Large volume silicic volcanism along the protoPacific margin of Gondwana: investigations from the Antarctic Peninsula. *Geological Magazine*, 136, 1-16.

Riley, T. R., Flowerdew, M. J., Pankhurst, R. J., Curtis, M. L., Millar, I. L., Fanning, M. y Whitehouse, M. J. 2016. Early Jurassic magmatism on the Antarctic Peninsula and potential correlation with the Subcordilleran plutonic belt of Patagonia. *Journal of the Geological Society of London* 174 (2): 365-376.

Saunders, A. D. 1982. Petrology and Geochemistry of Alkali-basalts from Jason Peninsula, Oscar II Coast, Graham Land. British Antarctic Survey, Bulletin 55:1-9.

Scasso, R.A. 2001. High-frequency explosive volcanic eruptions in a Late Jurassic volcanic arc: The Ameghino Formation, Antarctic Peninsula. *Journal of Sedimentary Research* 71: 101-106.

Scasso, R.A. y Kiessling, W. 2001. Diagenesis of Upper Jurassic concretions from the Antarctic Peninsula. *Journal of Sedimentary Research* 71: 88-100.

Scasso, R.A., Del Valle, R.A. y Ambrosini, G. 1986. Caracterización litológica y paleoambiental de las sedimentitas cretácicas del nunatak Troilo, península Tabarín, Antártida. Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino Contribución 328: 1-15.

Scasso, R.A., Grunenberg, T. y Bausch, W.M. 1991. Mineralogical and geochemical characterization of the Ameghino Formation mudstones (Upper Jurassic, Antarctic Peninsula) and its stratigraphical, diagenetical and paleoenvironmental meaning. *Polarforschung* 59: 179-198.

Scasso, R.A., Ramezani, J., Escapa, I., Elgorriaga, A., y Capelli, I. 2022. U–Pb age constraints on the Jurassic succession and paleoflora of Mount Flora, Antarctic Peninsula. *International Journal of Earth Sciences* 111: 891-904.

Sloan, B.J., Lawver, L.A. y Anderson, J.B. 1995. Seismic stratigraphy of the Larsen Basin, eastern Antarctic Peninsula. *Geology and seismic stratigraphy of the Antarctic margin. Antarctic Research Series* 68: 59-74.

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

Smellie, J.L., Roberts, B. y Hirons, S.R. 1996. Very low-and low-grade metamorphism in the Trinity Peninsula Group (Permo-Triassic) of northern Graham Land, Antarctic Peninsula. *Geological Magazine* 133: 583-594.

Strelin, J., Scasso, R.A. y Olivero, E.B. 1992. New localities of the Santa Marta Formation (Late Cretaceous, James Ross Island, Antarctica). Stratigraphy and structural implications. En: Rinaldi C.A. (ed), *Geología de la Isla James Ross, Antártida*. Instituto Antártico Argentino: 201-239, Buenos Aires.

Thomson, M.R.A. 1982. Mesozoic paleogeography of West Antarctica. En: Craddock C. (ed). *University Wisconsin Press*: 331-337, Madison.

Thomson, M. R. A. y Pankhurst, R. J. 1983. Age of postGondwanian calc-alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula region. En: Oliver R.L., James P.R. y Jago J.B. (eds), *Antarctic Earth Science*. Cambridge University Press: 328-333, Cambridge.

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: 1243-1256.

Whitham, A.G. y Marshall, J.E.A. 1988. Syn-depositional deformation in a Cretaceous succession, James Ross Island, Antarctica. Evidence from vitrinite reflectivity. *Geological Magazine* 125: 583-591.

Whitham, A. G. y Storey, B. 1989. Late Jurassic-Early Cretaceous strike-slip deformation in the Nordenskjöld Formation of Graham Land. *Antarctic Science* 1: 269-278.

MANUSCRITO ACEPTADO

Figuras

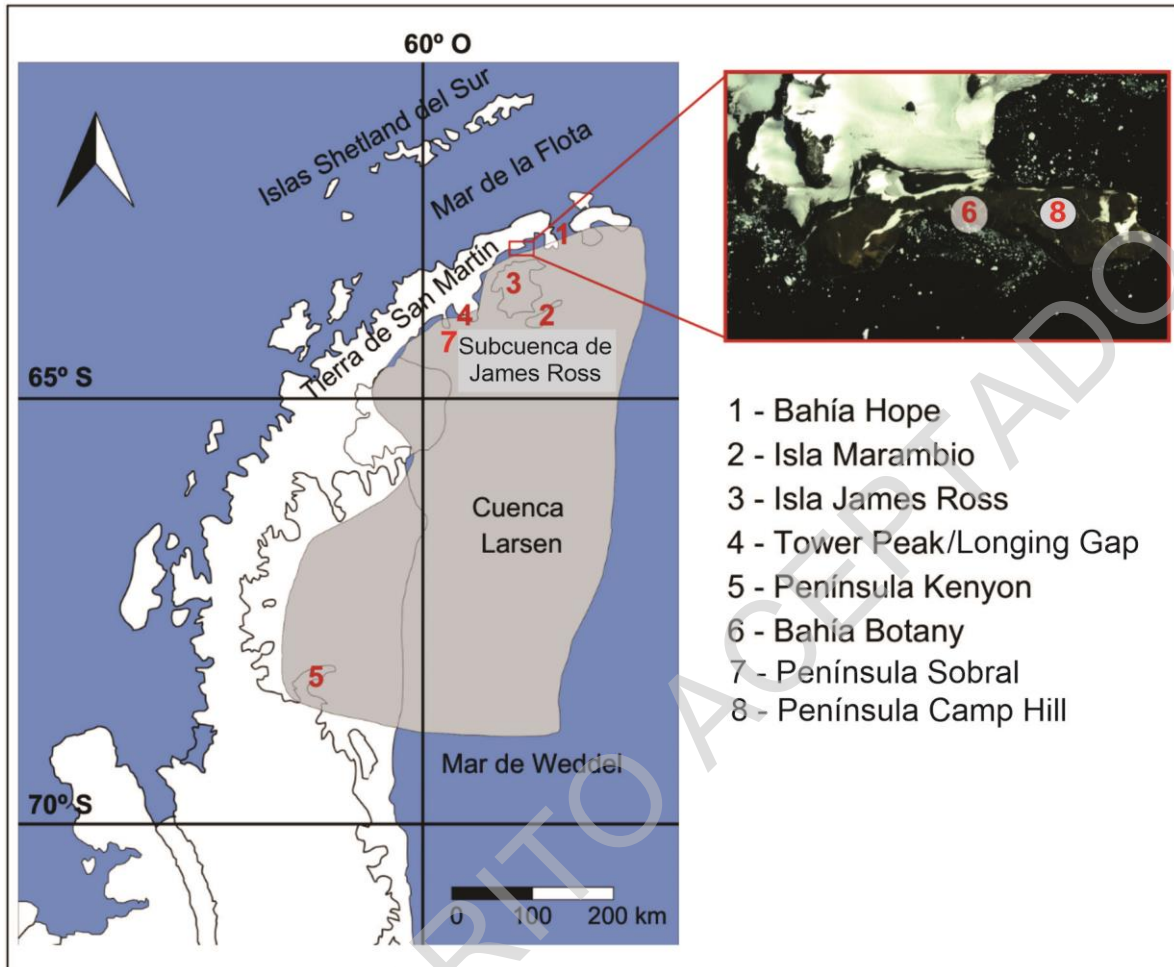


Figura 1: Localización geográfica de la Cuenca Larsen y de la Cuenca James Ross con un recuadro marcando la ubicación de la Península Camp Hill con la Bahía Botany (Botánica) al sur de la misma. La imagen satelital fue tomada de Google Earth (año 2018).

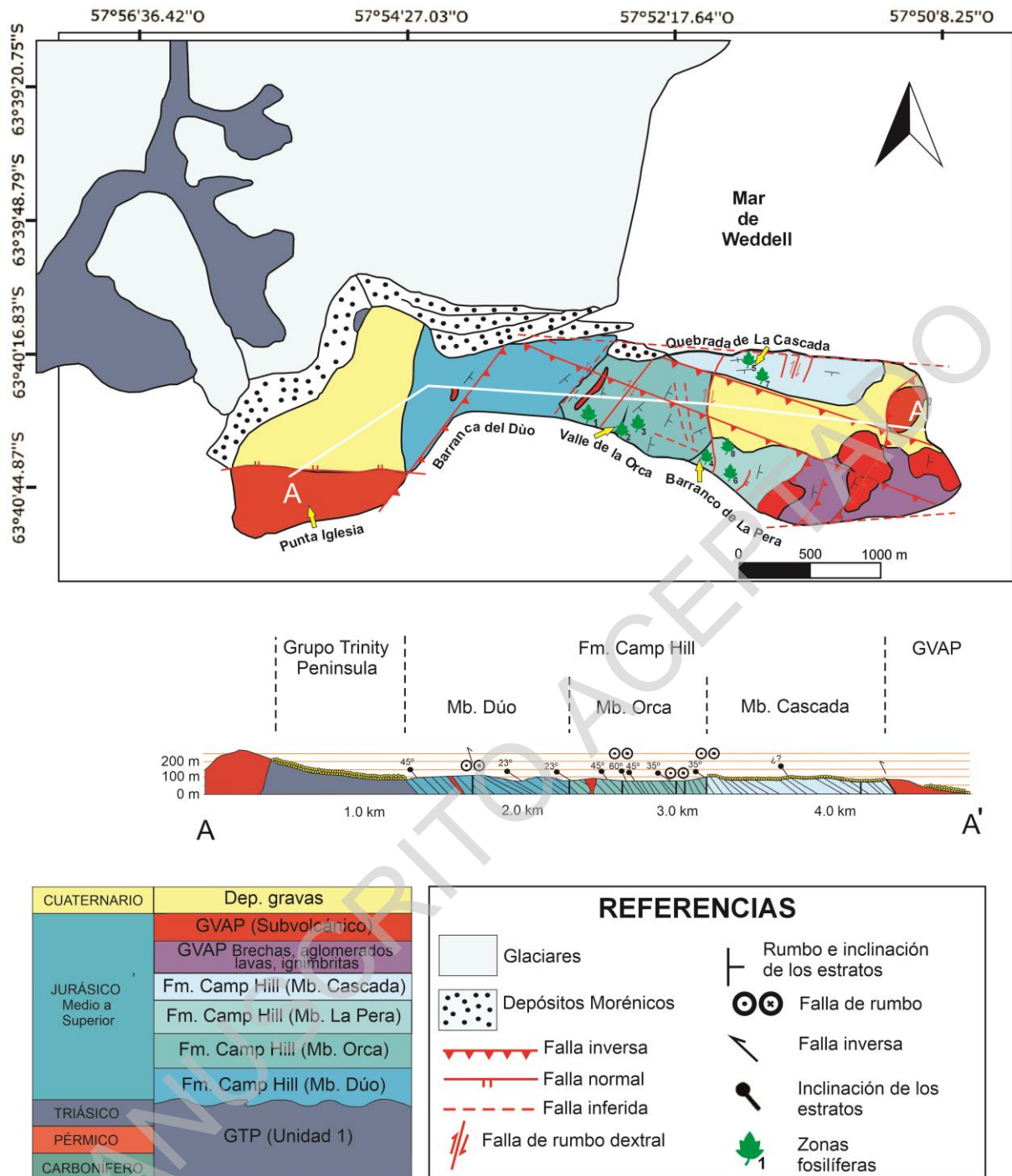


Figura 2: Mapa geológico de la Península Camp Hill.

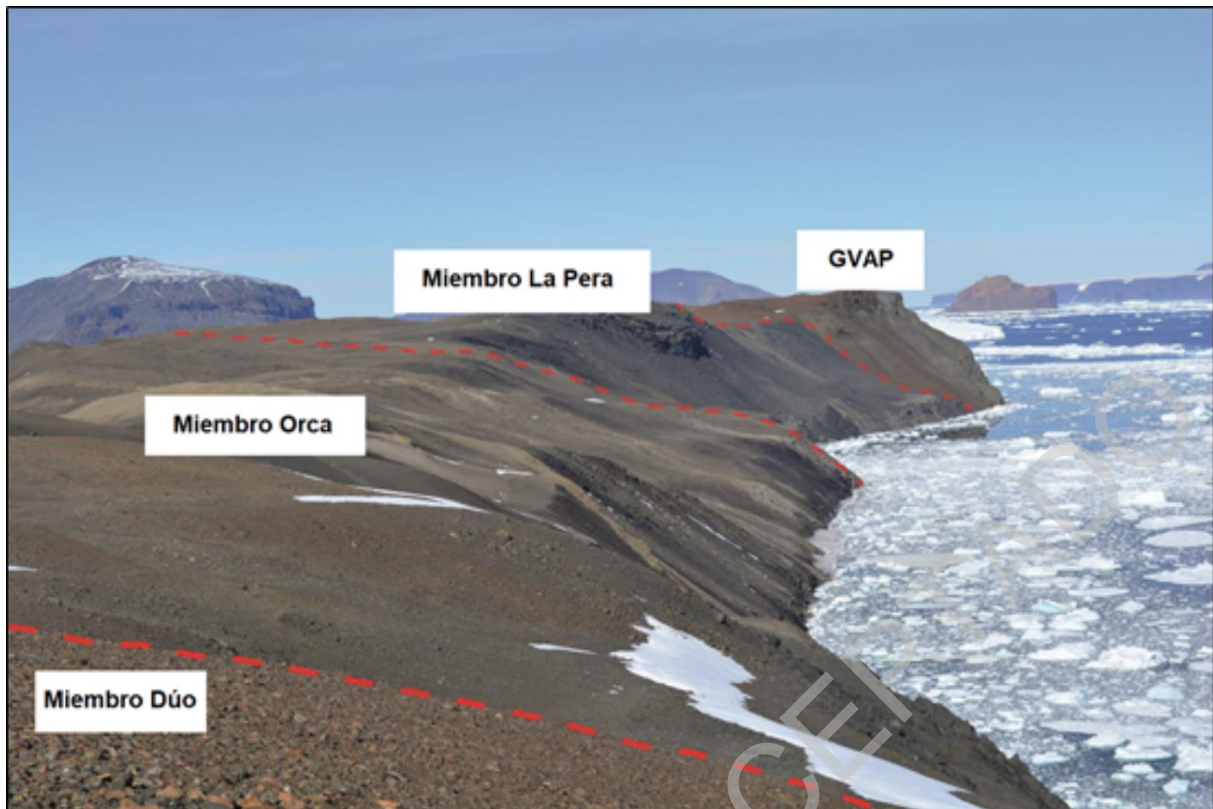


Figura 3: Vista general hacia el este de la costa sur de la Península Camp Hill, en la que se observan afloramientos de la parte superior del Miembro Dúo y a los Miembros Orca y La Pera de la FmCH, y hacia el fondo capas del GVAP.



Figura 4: (a) Bloque de procedencia local del basamento del GTP formando parte de los depósitos morénicos, en el cual se observa el apretado plegamiento típico de la unidad; (b) Afloramiento principal del basamento del GTP en la Península Camp Hill.

Figura 5: Perfil general de la Formación Camp Hill, y detalle de las subunidades. El Mb. Dúo presenta barras en sistemas fluviales entrelazados de abanicos aluviales, el Mb. Orca representaría principalmente un sistema fluvial anastomosado con buen desarrollo de planicie de inundación, cuerpos lacustres menores y barras de desembocadura, y el Mb. La Pera representa un sistema granocreciente y progradante desde lacustre y luego deltaico hasta abanicos aluviales en sistemas fluviales entrelazados. Las tobas presentes indican actividad volcánica explosiva y esporádica que se vuelve paulatinamente más proximal.

MANUSCRITO ACEPTADO

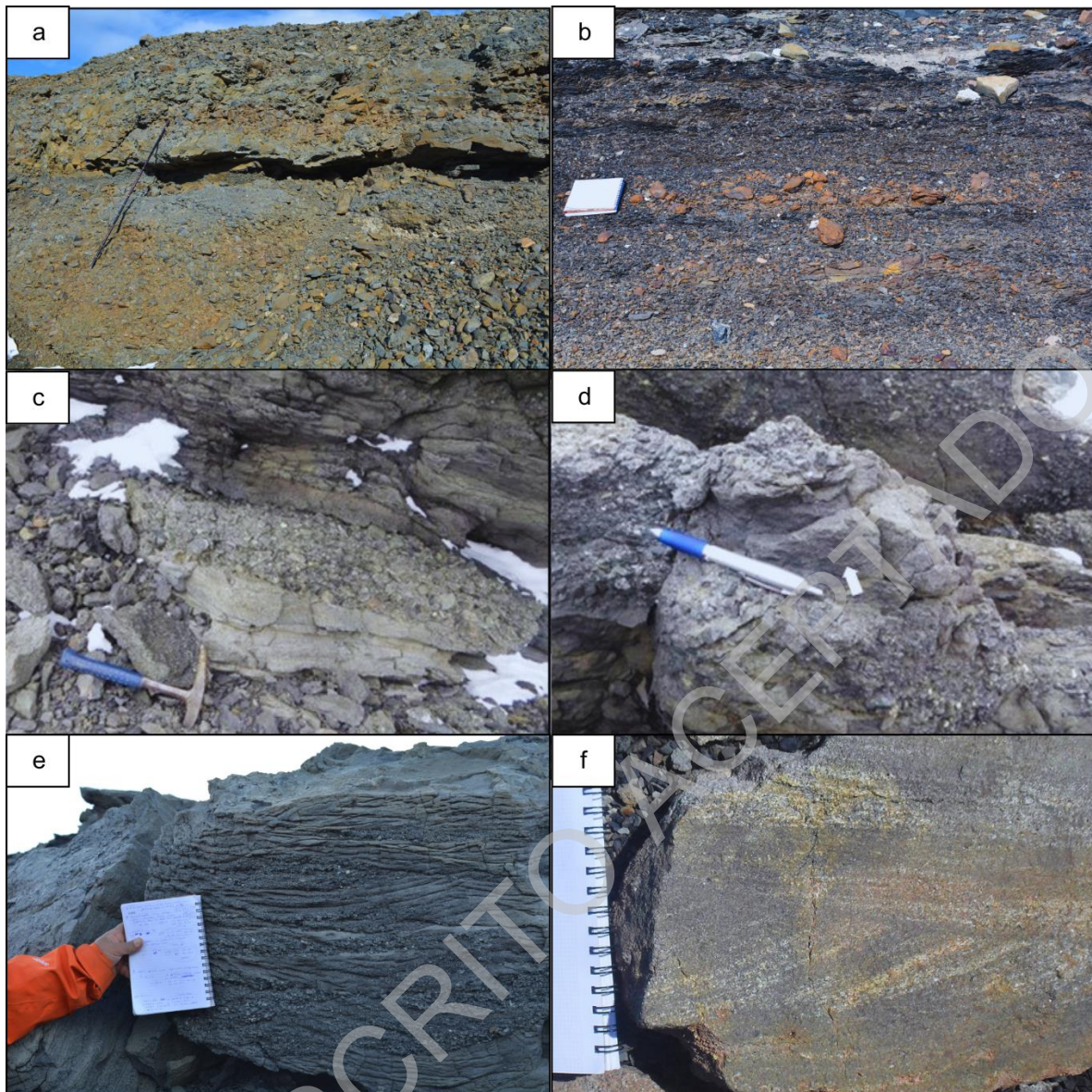


Figura 6: (a) Conglomerados del techo del Miembro Dúo; (b, c, d, e, f) Fangolitas y areniscas del Miembro Orca; b = Bancos de pelitas con un nivel conteniendo abundantes concreciones ferruginosas de color ocre y un delgado banco de toba de color blanco hacia el techo; c y d = Areniscas de color gris y castaño claro intercaladas con lentes de conglomerados con base erosiva. Obsérvese el contraste de color en los bancos en "c" y el contenido de restos de plantas (flecha blanca en "d"); e = Banco de areniscas y conglomerados finos con estratificación cruzada en artesas. f = Areniscas gruesas con estratificación cruzada.

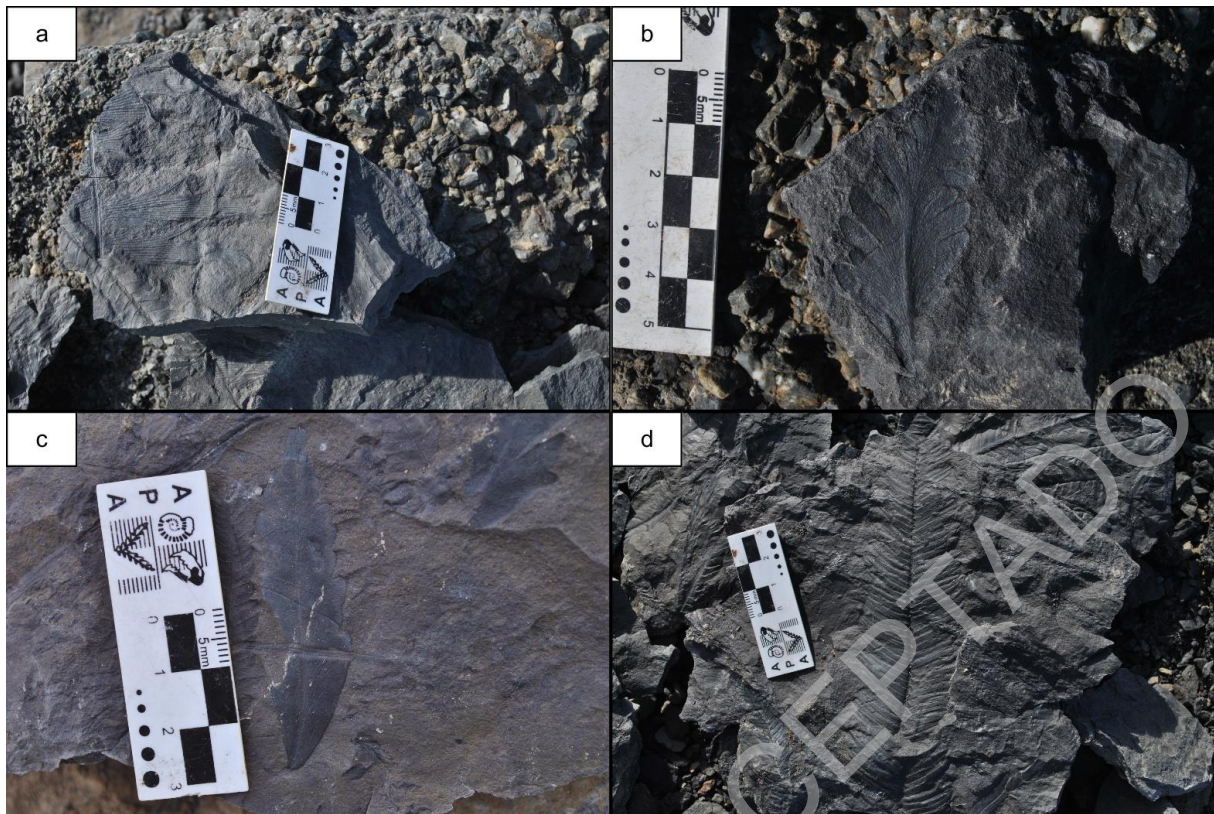


Figura 7: Plantas fósiles encontradas en la parte media del Miembro Orca (a) *Ctenis* sp.; (b) *Sagenopteris nilssoniana*; (c) *Sagenopteris nilssoniana*; (d) *Zamites antarcticus*. (A. Elgorriaga, com. pers.).



Figura 8: Fangolitas lacustres en la base del Miembro La Pera que hacia el techo presentan intercalaciones de areniscas. En segundo plano por encima de las mismas se observa un banco de ignimbritas de color claro intercalado entre las rocas clásticas.

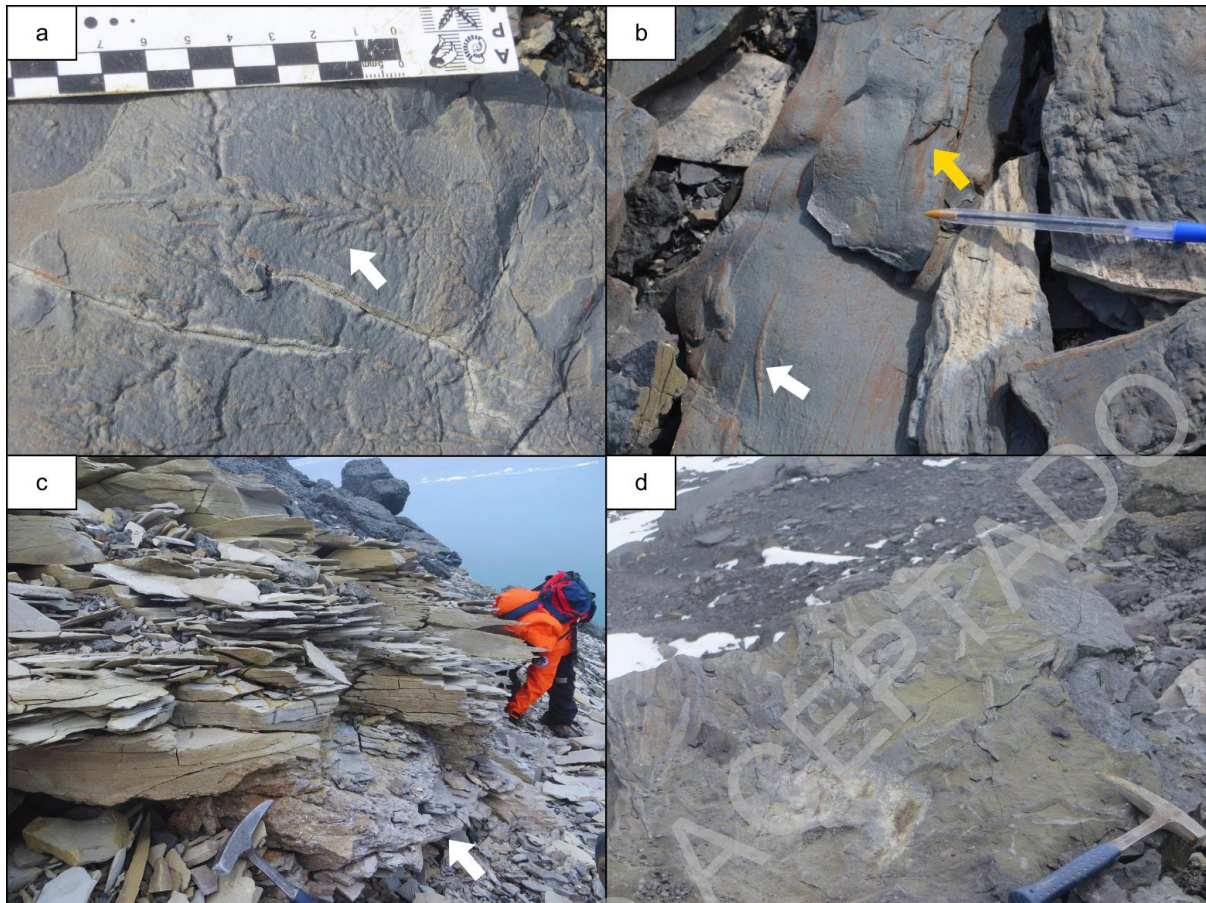


Figura 9: Capas del Miembro La Pera (a) Marcas en chevron en la base del estrato y (b) calco de surco y turboglifo indicados con flecha blanca y amarilla respectivamente en la base de un estrato arenoso, en la sucesión lacustre del Miembro La Pera. (c) Afloramiento de toba/ignimbrita en la parte alta del Miembro La Pera, nótese la base erosiva (flecha) y el arreglo granodecreciente del estrato; (d) Tallos alineados en un nivel de la parte inferior del estrato ilustrado en "c".

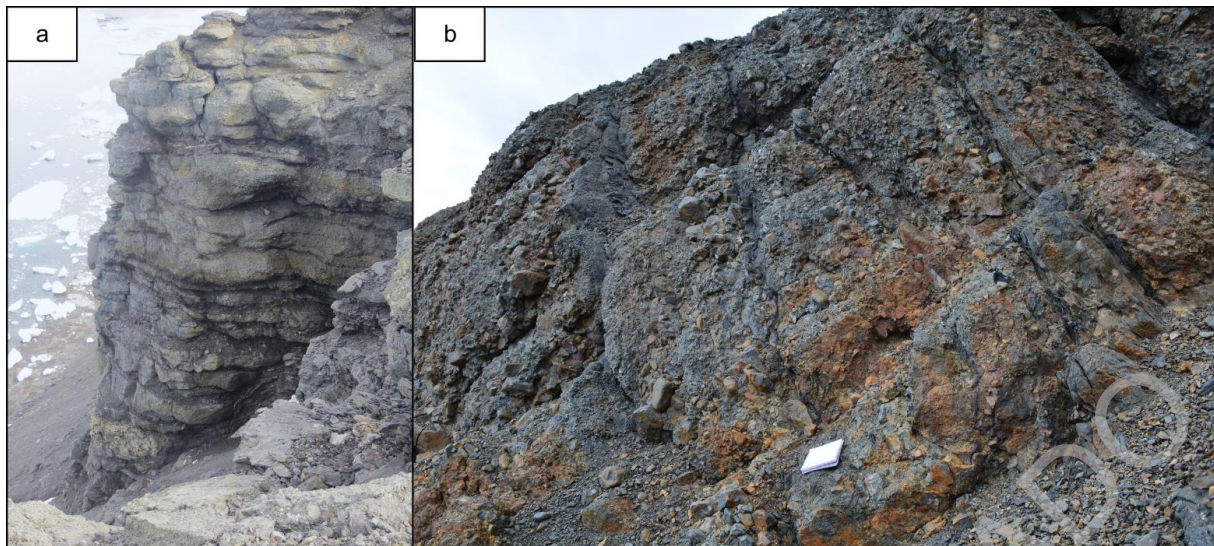


Figura 10: (a) Conglomerados intercalados con areniscas en la parte alta del Miembro La Pera, en la costa sur de la Península Camp Hill; (b) Potentes bancos de conglomerados pertenecientes al Miembro Cascada que afloran en la quebrada homónima en el sector norte de la Península Camp Hill.



Figura 11: Vista general de la unidad 3, en el sector oriental de la Península Camp Hill, donde se observan cuerpos subvolcánicos (color rojo) intruidos en brechas piroclásticas (color verde).

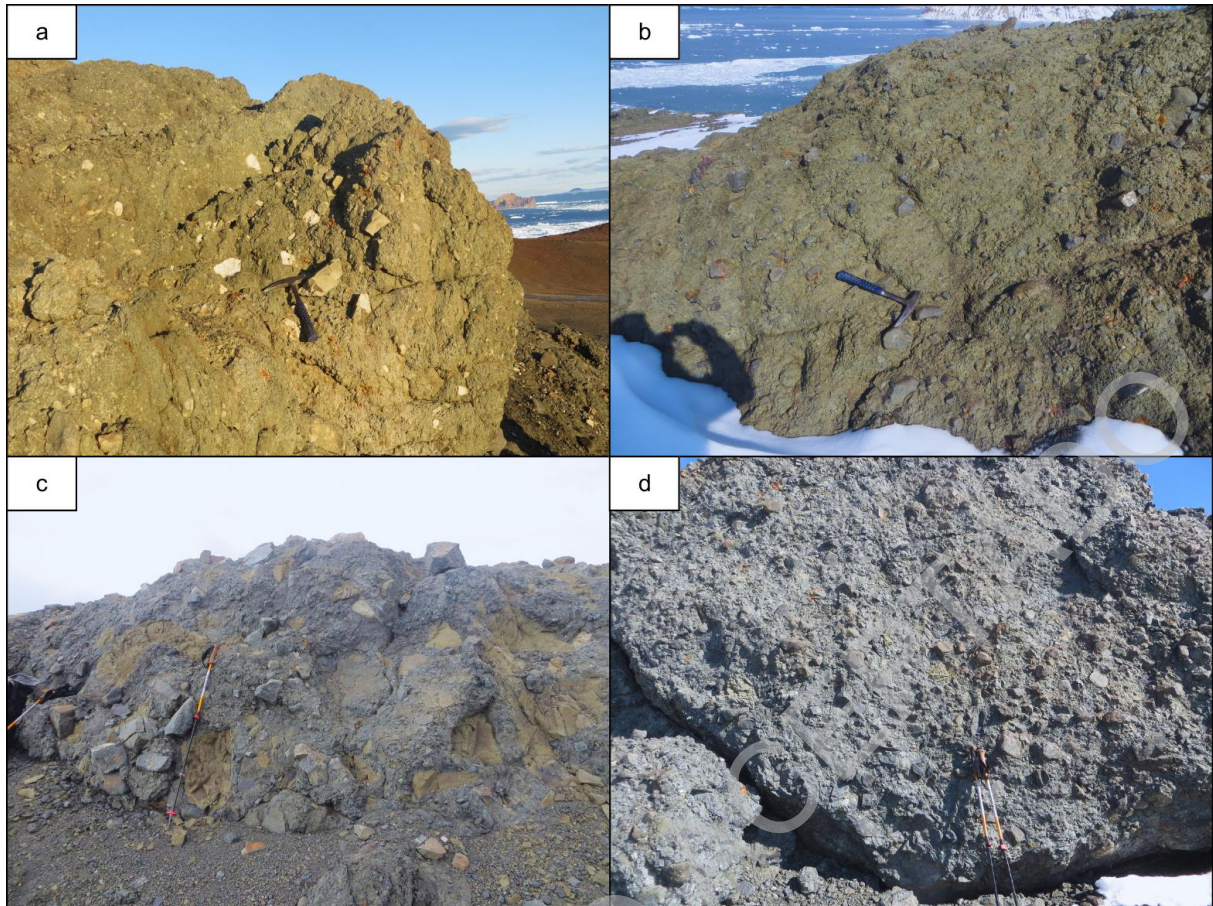


Figura 12: GVAP (a) Brecha piroclástica compuesta de clastos angulosos de rocas volcánicas en una matriz volcanoclástica de lapilli y ceniza; (b) Brecha con clastos redondeados de metarenitas del basamento y clastos angulosos de vulcanitas y tobas en una matriz volcanoclástica; (c) Brecha de bloques de metarenitas del basamento (color gris) y de rocas volcánicas (color castaño); (d) Aglomerado con matriz volcánica y clastos de composición mixta de basamento y vulcanitas.

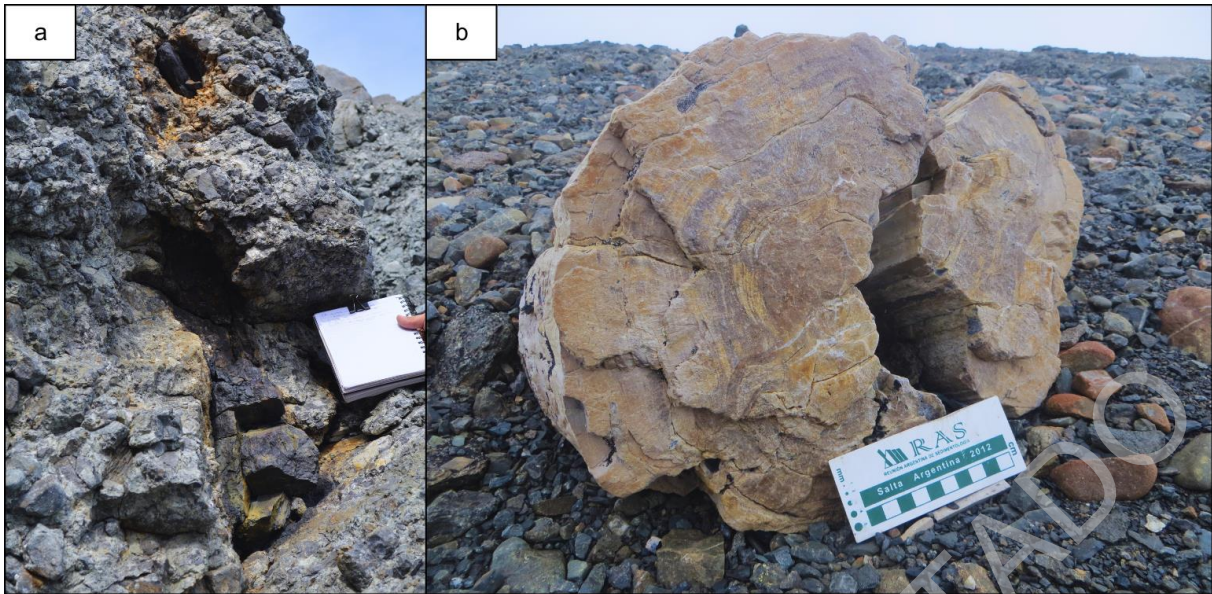


Figura 13: (a) Brecha volcánica del GVAP conteniendo grandes restos de troncos; (b) Tronco en conglomerados del Miembro La Pera mostrando anillos de crecimiento bien definidos.

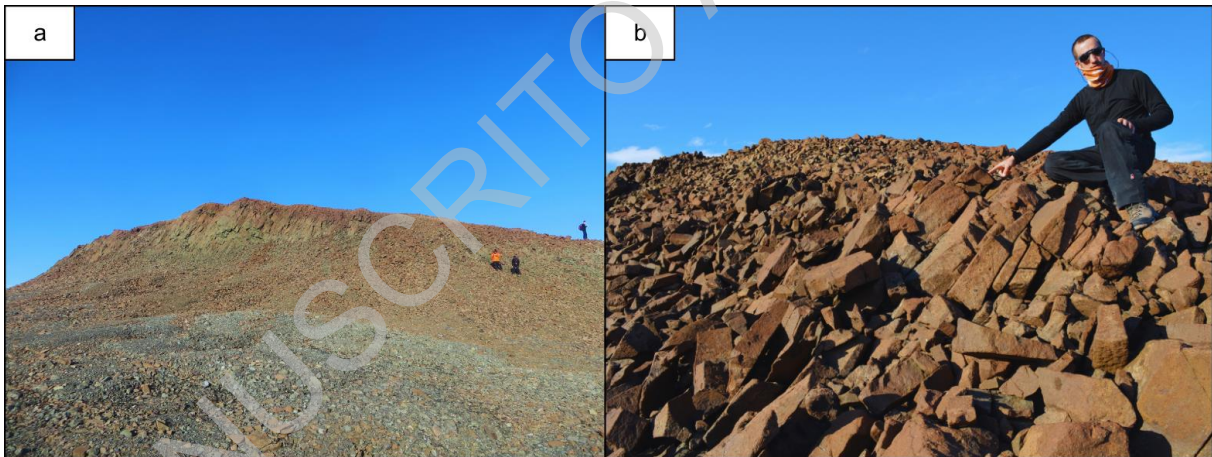


Figura 14: (a) Cuerpo subvolcánico en un afloramiento ubicado en el sector oriental de la Península Camp Hill; (b) Detalle de la disyunción columnar del cuerpo en "a"

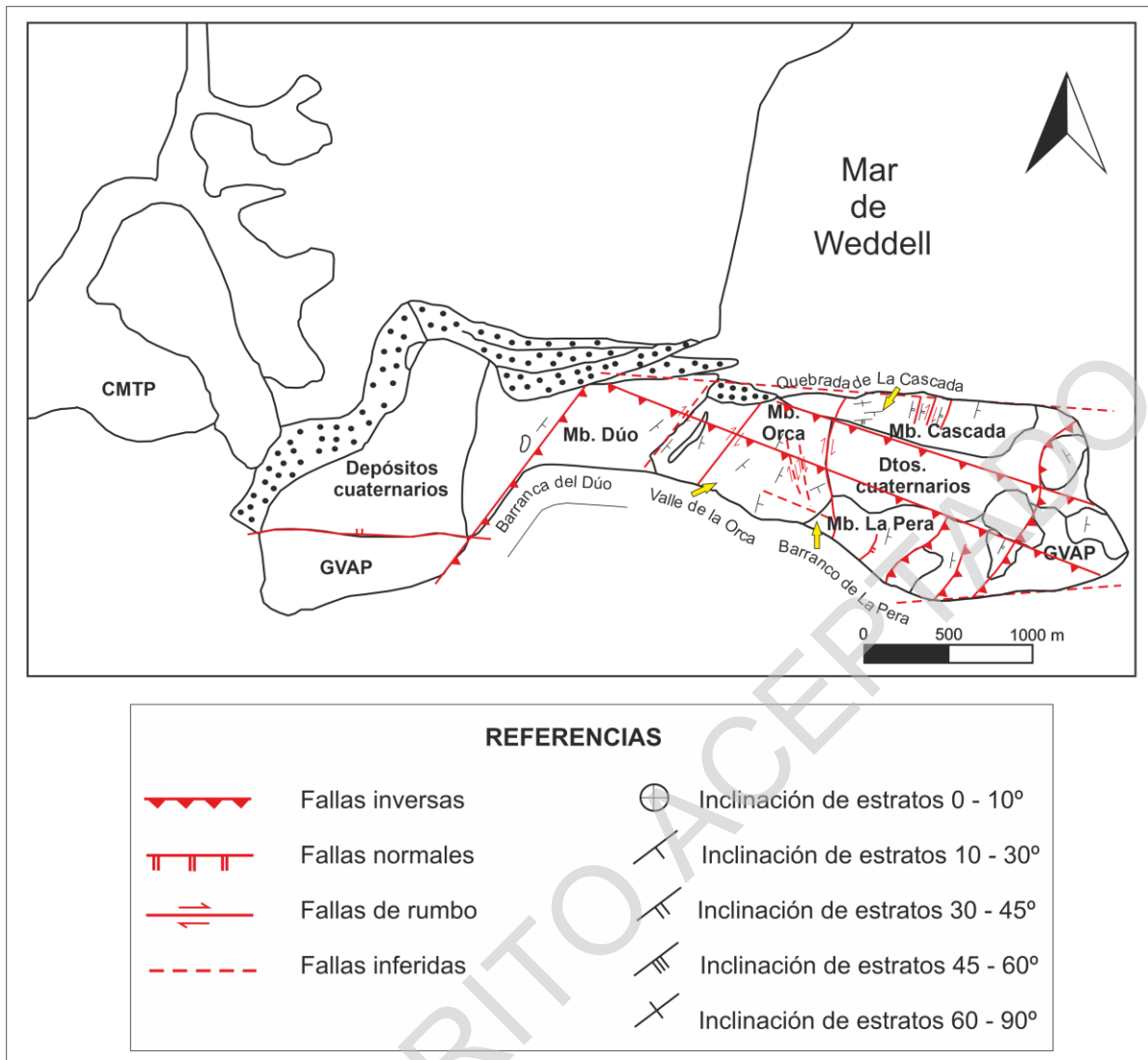


Figura 15: Mapa de detalle de las fallas en la Península Camp Hill.

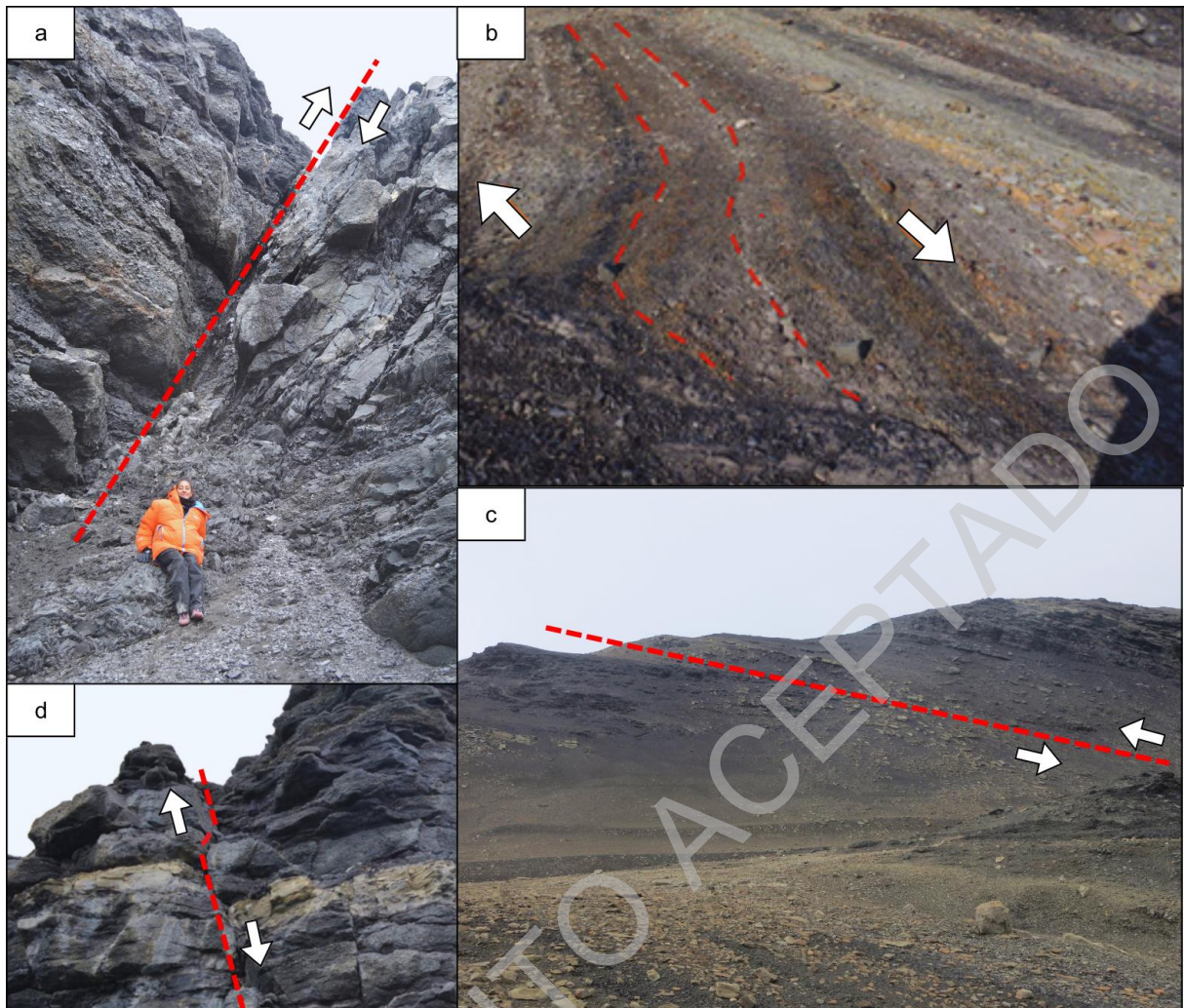


Figura 16: (a) Falla inversa de alto ángulo en el sector SE de la Península Camp Hill. A la izquierda los conglomerados de la parte superior del Miembro La Pera montado sobre un caballo de falla; (b) Falla de rumbo con orientación NE-SO dentro del Miembro Orca, la forma de "S" de los estratos permitió determinar que las fallas son de rumbo con desplazamiento dextral. (c) Falla inversa de bajo ángulo con rumbo N-S afectando al Miembro La Pera en la costa sur de la Península Camp Hill; (d) Falla directa con rumbo N-S y pequeño desplazamiento afectando al Miembro La Pera en la costa S de la Península Camp Hill.

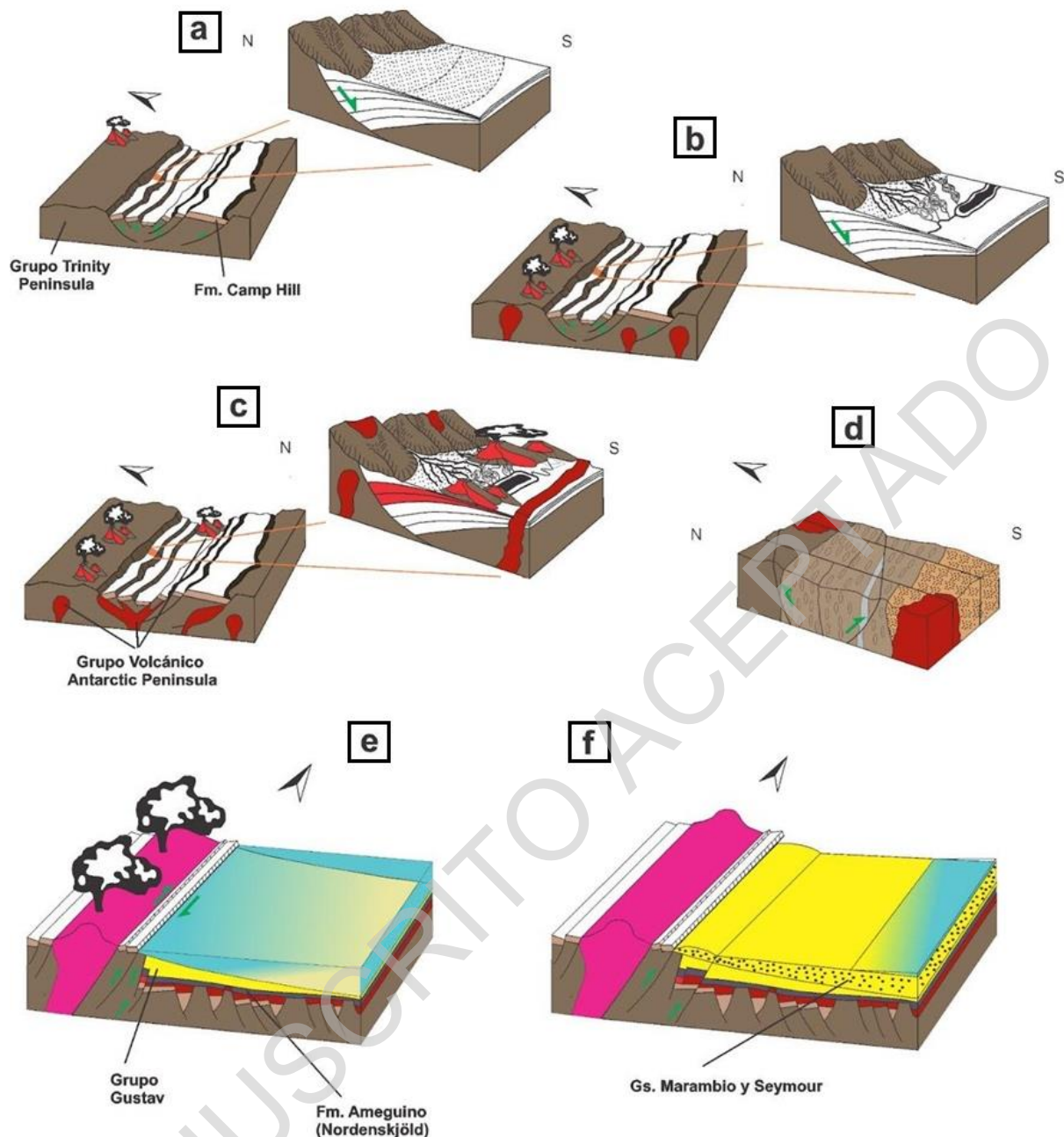


Figura 17: Modelo simplificado de la evolución del sector norte de la Península Antártica.

El recuadro color naranja indica la posición de la Península Camp Hill. (a) Desarrollo de un sistema de rift asociado a la ruptura de Gondwana, y deposición del Miembro Dúo de la FmCH en forma de abanicos aluviales dentro de hemigrábenes (Jurásico Medio); (b) Evolución del sistema sedimentario con desarrollo de sistemas fluviales axiales y lagos de los miembros Orca y La Pera inferior dentro de los hemigrábenes (Jurásico Medio); (c) Reactivación de las fallas de rift con la sedimentación de los miembros La Pera superior y Cascada, y migración del vulcanismo hacia el interior de los hemigrábenes con la acumulación del GVAP (Jurásico Medio alto). (d) Reactivación compresiva de las estructuras E-O por compresión en sentido norte-sur. Se invierten las fallas del rift

(Berriasiano-Barremiano) (e) Deformación de rumbo NE-SO en el Cretácico Temprano por movimiento a lo largo de un límite de placa o falla transcurrente ubicado en el borde oriental de la Península Antártica. Formación de la Cuenca James Ross en el Cretácico Temprano alto. Grandes fallas inversas NE a lo largo del Canal Príncipe Gustavo y erosión de las sedimentitas jurásicas en el margen de la cuenca, un arco volcánico orientado NE-SO (Aptiano). (f) Inversión parcial de la Cuenca de James Ross (Coniaciano en adelante) y migración de la cuña clástica hacia el este. Nótese el cambio en la orientación respecto del N geográfico en los paneles “e” y “f”.

MANUSCRITO ACEPTADO