



Geología de la costa occidental de la bahía Aguirre (Península Mitre), sudeste de Tierra del Fuego, Argentina

Pablo J. TORRES CARBONELL¹, Eduardo B. OLIVERO^{1,2}, Sebastián J. CAO^{1,2}, Victoria MOSQUEIRA GONZÁLEZ^{1,2}

¹Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), poltorrescarbonell@gmail.com, emolivero@gmail.com, sebacao@gmail.com, mosqueiravictoria@gmail.com

²Instituto de Ciencias Polares, Ambiente y Recursos Naturales, Universidad Nacional de Tierra del Fuego (ICPA-UNTDF)

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 20/03/2025

Aceptado: 05/06/2025

RESUMEN

Sobre la base de nuevos datos de campo del sector occidental de la bahía Aguirre en el sudeste de Tierra del Fuego se distinguen y caracterizan en detalle cinco facies volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Complejo Lemaire (Jurásico Medio-Berriasiano), una unidad milonítica desarrollada en protolito granítico de edad desconocida, y facies metasedimentarias de la Formación Beauvoir (Cretácico Inferior) previamente asignadas tanto al Complejo Lemaire como a la Formación Yahgan. Los resultados de este estudio permiten corregir imprecisiones en la cartografía geológica preexistente y aportan información novedosa sobre las facies del Complejo Lemaire, en el que por primera vez se describen rocas calcáreas. El estudio detallado de la estructura del sector indica una secuencia de deformación con una primera etapa de deformación dúctil simultánea con metamorfismo de bajo grado, y una etapa posterior de desarrollo de corrimientos más frágiles. Ambas etapas son compatibles con la secuencia de deformación del Cretácico Tardío al Paleógeno conocida para la región fueguina.

Palabras clave: Jurásico, Cretácico Inferior, estratigrafía, estructura, Andes Fueguinos

ABSTRACT

Geology of the western coast of Bahía Aguirre (Península Mitre), southeastern Tierra del Fuego, Argentina.

New field data from the western coast of Bahía Aguirre in southeastern Tierra del Fuego provide the basis for characterizing five volcanic, volcanoclastic, and sedimentary facies of the Lemaire Complex (Middle Jurassic–Berriasian), as well as a mylonitic rock developed on granite of unknown age, and sedimentary facies of the Beauvoir Formation (Lower Cretaceous), previously assigned either to the Lemaire Complex or the Yahgan Formation. The results of this study refine previous geological maps and introduce new information on the facies of the Lemaire Complex, including the first description of carbonate rocks within the unit. A detailed structural analysis reveals a deformation sequence comprising an initial stage of ductile deformation contemporaneous with low-grade metamorphism, overprinted by a later, more brittle deformation marked by thrust faulting. Both deformation stages are consistent with the known Late Cretaceous–Paleogene tectonic evolution of the Fuegian region.

Keywords: Jurassic, Lower Cretaceous, stratigraphy, structure, Fuegian Andes

INTRODUCCIÓN

El sector sudoriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego expone extensos afloramientos de rocas mesozoicas que integran unidades volcánicas y sedimentarias de la cuenca

Rocas Verdes, formada entre el Jurásico y el Cretácico Temprano en el margen sudoccidental de Gondwana (Dalziel et al. 1974, Caminos et al. 1981, Dalziel 1981, Wilson 1991, Olivero y Martinioni 2001). Si bien existen numerosos estudios sobre la estratigrafía de esta cuenca en la Isla Grande,

la costa sur de Península Mitre (Fig. 1) ha sido tratada en escasos trabajos, algunos inéditos y la mayoría de carácter expeditivo. Esto se debe principalmente a las dificultades de acceso a dicha región, que carece de caminos, y a las condiciones de exposición de las rocas limitadas por mareas o que requieren aproximaciones mediante navegación. Esta situación contrasta con otros sectores de la Isla Grande donde se han podido establecer cuadros estratigráficos relativamente completos de la cuenca Rocas Verdes (e.g. Hervé et al. 2010, Cao et al. 2025).

En la bahía Aguirre (Fig. 1), los antecedentes publicados o inéditos son contradictorios respecto a la estratigrafía, asignando las rocas expuestas indistintamente a diferentes unidades (Furque 1966, Caminos et al. 1981, Radoszta et al. 1985, Acevedo 1988, Olivero y Malumián 2008). En parte esto se debe a que aquellos trabajos fueron realizados durante las últimas décadas del Siglo XX, antes de que la estratigrafía general de los Andes Fueguinos fuera estudiada con más detalle resultando en los esquemas estratigráficos modernos (Olivero y Martinioni 2001, González Guillot et al. 2016, Cao et al. 2025).

Sobre la base de los conocimientos actuales, en este trabajo se presentan los resultados de un estudio de campo realizado en la costa occidental de la bahía Aguirre, donde se exponen facies volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias del Complejo Lemaire, del Jurásico Medio-Berriasiano, facies sedimentarias de la Formación Beauvoir del Cretácico

Inferior, y una unidad milonítica de edad desconocida. Los trabajos realizados permitieron caracterizar las principales litofacies de estas unidades y sus relaciones estructurales, que son compatibles con la estratigrafía y estructura del resto de los Andes Fueguinos. De esta manera rectificamos imprecisiones en los mapas geológicos preexistentes, completando así la cartografía geológica de la región.

MARCO GEOLÓGICO Y ANTECEDENTES

Marco geológico regional

Las rocas del área de estudio pueden ser englobadas genéricamente en las unidades asociadas al desarrollo de la cuenca Rocas Verdes, que tuvo una etapa de *rift* iniciada en el Jurásico, seguida del desarrollo de una cuenca de retroarco con formación de corteza oceánica en el Cretácico Temprano (Dalziel et al. 1974, Bruhn et al. 1978, Olivero y Martinioni 2001, Olivero y Malumián 2008, Cao et al. 2025). Como se tratará en detalle en este trabajo, estas rocas incluyen un complejo volcano-sedimentario del Jurásico-Cretácico basal (Berriasiano) formado por rocas volcánicas ácidas y básicas, tobas y sedimentitas de ambiente marino (Complejo Lemaire); y turbiditas, fangolitas y tobas de fondo oceánico y talud del Cretácico Inferior (formaciones Yahgan y Beauvoir, véase Olivero y Martinioni 2001, Olivero et al. 2009, González Guillot et al. 2016, Cao et al. 2022, 2025). Estas rocas se

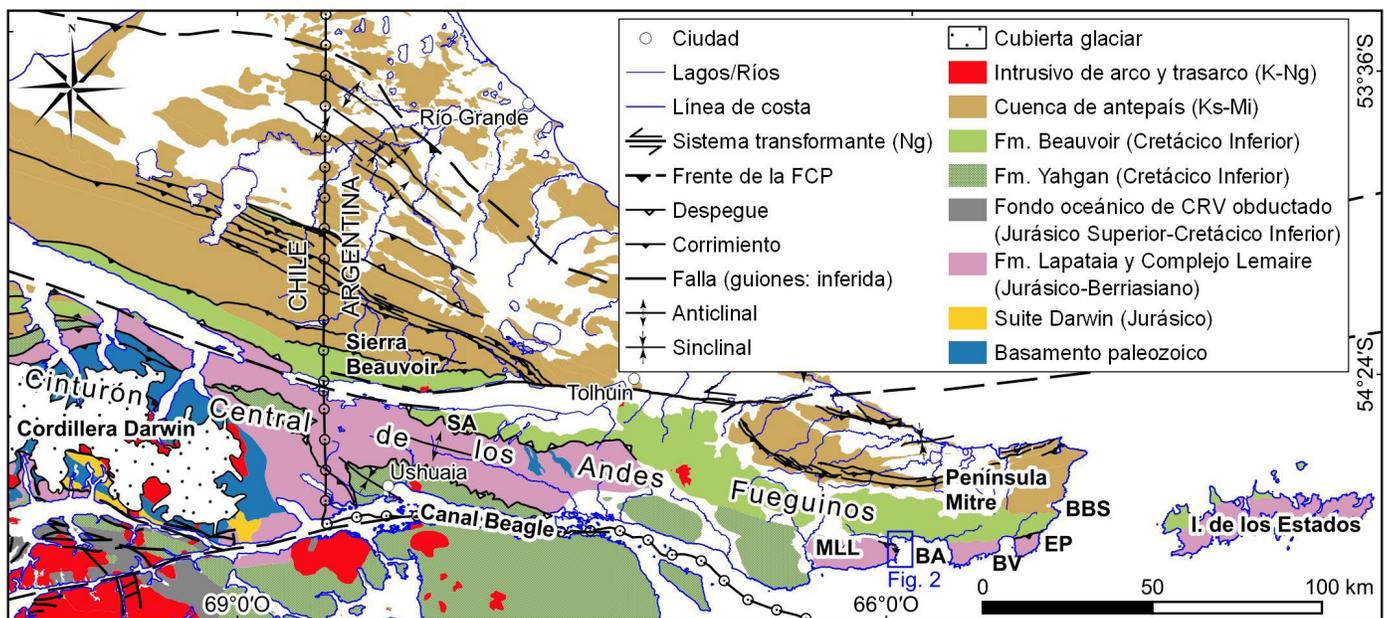


Figura 1. Mapa geológico regional de los Andes Fueguinos entre Cordillera Darwin y la isla de los Estados, con ubicación de las localidades mencionadas en el texto. Geología tomada de SERNAGEOMIN (2003), Olivero y Malumián (2008), Hervé et al. (2010), Klepeis et al. (2010), Torres Carbonell et al. (2020), Olivero et al. (2025) y Lobo et al. (2024). La nomenclatura estratigráfica es la usada en Argentina, ver referencias para nombres usados en Chile. SA: Sierra Alvear, MLL: Montes Lucio López, BA: Bahía Aguirre, BV: Bahía Valentín, EP: Ensenada Patagones, BBS: Bahía Buen Suceso, K: Cretácico, Ks: Cretácico Superior, Ng: Neógeno, Mi: Mioceno, FCP: faja corrida y plegada, CRV: Cuenca Rocas Verdes.

distribuyen a lo largo del rumbo del cinturón central de los Andes Fueguinos, desde Cordillera Darwin (donde reciben otra nomenclatura estratigráfica, véase Hervé et al. 2010 y referencias allí incluidas) hasta la isla de los Estados (Fig. 1).

A partir de estudios estructurales, de edades de metamorfismo en Cordillera Darwin y de relaciones de corte entre estructuras e intrusivos en todo el cinturón central, se sabe que el cierre de la cuenca Rocas Verdes involucró un importante apilamiento tectónico con metamorfismo regional, obducción de facies ofiolíticas y subducción de parte de la losa continental de la cuenca durante el Cretácico Tardío (Nelson et al. 1980, Cunningham 1994, Kohn et al. 1995, Klepeis et al. 2010, Maloney et al. 2011, Torres Carbonell et al. 2020, Betka et al. 2022). El cierre de la cuenca culminó con la colisión entre el arco volcánico que la limitaba en su margen sudoeste y el margen continental de Gondwana por el noreste. La cizalla simple regional con vergencia noreste –desarrollada durante la subducción del margen continental, la obducción de la losa oceánica y la colisión arco-continente– está reflejada por estructuras dúctiles simultáneas con el metamorfismo regional (Bruhn 1979, Tanner y Macdonald 1982, Klepeis et al. 2010, Betka et al. 2022). En el Complejo Lemaire y las formaciones Yahgan y Beauvoir, estas estructuras dúctiles comprenden en general trenes de pliegues con vergencia noreste, una foliación subparalela a las superficies axiales de estos pliegues y zonas miloníticas que indican cinemática consistente con la cizalla simple regional (Bruhn 1979, Cao et al. 2018, Torres Carbonell et al. 2020, Mosqueira González et al. 2021). Esta deformación fue denominada $D1_{CB}$ en el cinturón central de los Andes Fueguinos (del inglés *central belt*, Torres Carbonell et al. 2020).

Las estructuras $D1_{CB}$ están a su vez deformadas por un conjunto de estructuras más frágiles, que consiste en zonas de cizalla frágiles-dúctiles y fallas frágiles, con cinemática de corrimientos, que constituyen la raíz de la faja corrida y plegada Fueguina (Torres Carbonell et al. 2017, 2020, Mosqueira González et al. 2021, Cao et al. 2023). Esta última se desarrolló desde el Paleógeno hasta el Mioceno temprano afectando sucesivamente al relleno de la cuenca Rocas Verdes y a unidades más jóvenes depositadas en una cuenca de antepaís desde el Cretácico Tardío (Fig. 1). En el cinturón central, estos corrimientos comprenden zonas de deformación donde el plegamiento y fallamiento de la foliación $D1_{CB}$ es distintivo. Al conjunto de estructuras formadas durante el desarrollo de la faja corrida y plegada en el cinturón central se las etiqueta como $D2_{CB}$ (Torres Carbonell et al. 2020).

Antecedentes del área de estudio

Son escasos los antecedentes de estudios geológicos en

la bahía Aguirre. Los primeros comprenden las síntesis estratigráficas de Furque (1966) y Caminos et al. (1981). En ellas se describen las unidades apoyándose en la estratigrafía del resto de los Andes Fueguinos, poco conocida en aquel entonces (derivada principalmente de los estudios de Kranck 1932 y los trabajos inéditos de Camacho 1948 y Petersen 1949), y se destaca la complejidad estructural del sector. Ambos trabajos son de carácter regional y carecen de descripciones detalladas de las facies de nuestra área de estudio. Estas síntesis estratigráficas comprenden (en orden cronoestratigráfico) pórfidos, tobas, ignimbritas y sedimentitas asociadas, incluidas en la Formación Lucio López por Furque (1966) y en la Formación Lemaire por Caminos et al. (1981), asignadas en aquellos trabajos al Jurásico Medio a Tardío; y metasedimentitas (pizarras) de las formaciones Yahgan y Alvear (Furque 1966). La Formación Alvear fue posteriormente incluida en la Formación Yahgan por Caminos et al. (1981), quienes la asignaron al Tithoniano-Cretácico Inferior.

El trabajo más detallado del sector aquí estudiado es un informe inédito de Radoszta et al. (1985), que forma la base de la información brindada posteriormente por Acevedo (1988). El esquema estratigráfico presentado por estos autores considera que la unidad más antigua expuesta en el área es la Formación Yahgan, integrada por potentes paquetes de sedimentitas con base y techo desconocidos, formados por turbiditas (“grauvacas finas y pelitas carbonosas, con intercalaciones calcáreas”). La unidad está deformada con desarrollo de clivaje pizarreño y metamorfismo de muy bajo grado. Según los mencionados autores, la distribución de esta Formación alcanzaría hacia el este a las rocas asignadas posteriormente a las capas de Buen Suceso del Cretácico Superior (Olivero y Medina 2001).

De manera similar a lo reportado por Furque (1966), Radoszta et al. (1985) mencionan que la Formación Yahgan está intruida por pórfidos subvolcánicos ácidos, que son los asignados por Furque (1966) a la Formación Lucio López y por Caminos et al. (1981) a la Formación Lemaire. De esta manera, según Radoszta et al. (1985) la Formación Yahgan sería más antigua que la Formación Lemaire, dada esa relación intrusiva de contacto. Es de destacar que este contacto no ha sido observado en la bahía Aguirre por Radoszta et al. (1985), sino hacia el este, entre las bahías Aguirre y Valentín y en la costa este de esa última bahía. Más recientemente, sobre la base de las descripciones litológicas que asignan un carácter pizarreño, netamente metapelítico a los afloramientos de la costa norte de la bahía Aguirre (Formación Alvear de Furque 1966), y la asignación de las facies sedimentarias de la Formación Alvear a la porción clástica de la Formación Lemaire (cf. Quartino et al. 1989, Olivero y Malumián (2008)

mapearon esos afloramientos dentro de la Formación Lemaire (conocido en la actualidad como Complejo Lemaire, véase Cao et al. 2025). Por lo tanto, la mencionada relación de intrusividad sería entre cuerpos subvolcánicos y facies sedimentarias del mismo complejo volcano-sedimentario.

Es muy poco lo detallado respecto a la estructura del sector y todos los autores coinciden en la presencia de “dinamometamorfismo” en el Complejo Lemaire, un clivaje bien desarrollado en las pizarras (facies metasedimentarias) y en general un grado metamórfico no mayor a la facies de prehnita-pumpellyita (Furque 1966, Caminos et al. 1981, Radoszta et al. 1985, Acevedo 1988). Radoszta et al. (1985) describen someramente pliegues apretados en las facies sedimentarias, frecuentemente acostados y en ocasiones con charnelas tipo chevron, mencionando varios órdenes de pliegues con rumbo general este-oeste a noreste-sudoeste. También reportan milonitas donde la deformación es más intensa, generalmente en zonas de contacto entre pórfidos y leptometasedimentitas, pero no en nuestra área de estudio.

MÉTODOS

El sector estudiado comprende el área occidental de la bahía Aguirre, en la costa sur de Península Mitre, que expone un perfil aproximadamente norte-sur donde afloran de manera casi continua unidades volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias con grados variables de metamorfismo y deformación (Fig. 2). Se distingue además una unidad milonítica de protolito granítico que por el grado de deformación no muestra relaciones de contacto claras, y por lo tanto no se agrupa dentro de las dos unidades formales reconocidas.

En las muestras recolectadas de esas unidades se realizaron descripciones bajo microscopio petrográfico. La descripción petrográfica de areniscas sigue los criterios de Garzanti (2019), y para rocas volcánicas y volcanoclásticas se sigue la terminología de Llambías (2003), Brown et al. (2012) y Murcia et al. (2013). La descripción y clasificación de calizas es conforme a Folk (1959) y Dunham (1962). Las estructuras fueron estudiadas en campo de acuerdo a técnicas tradicionales de geología estructural y se describieron utilizando criterios sintetizados por Twiss y Moores (2007). Vale aclarar que en la figura 2 no se muestran medidas de estratificación por motivos de escala, ya que el intenso plegamiento que afecta a las distintas litologías impone generalmente variaciones de orientación en distancias de pocos metros. Se indican en cambio orientaciones de pliegues, que son más uniformes, como se explica en el apartado de ESTRUCTURA. Para el cálculo de acortamiento en pliegues paralelos aplastados se

utilizaron criterios matemáticos explicados en Ramsay (1967), Srivastava y Shah (2008) y referencias allí incluidas (ver Material Suplementario A). Las proyecciones esféricas (redes de Schmidt) mostradas en la figura 2 fueron construidas con el *software Stereonet* 10.0 de R. W. Allmendinger.

La petrografía de las rocas estudiadas y su comparación con las unidades conocidas en el resto de los Andes Fueguinos nos permiten proponer el esquema estratigráfico presentado a continuación, que incluye al Complejo Lemaire del Jurásico-Berriasiano y la Formación Beauvoir del Cretácico Inferior. La determinación de eventos de deformación se realiza también sobre la base de estudios previos en el cinturón central de los Andes Fueguinos (cf. Torres Carbonell et al. 2020).

ESTRATIGRAFÍA

Complejo Lemaire. Jurásico Medio-Berriasiano (Caminos et al. 1981, *nom. subst.* Cao et al. 2025)

El Complejo Lemaire se distribuye desde el cabo San Gonzalo hasta la punta Jalón, identificándose también en los montes Lucio López (Fig. 2). Su espesor es indefinido, dadas las complicaciones estructurales y lo aislado de los afloramientos parcialmente accesibles por la costa, y su contacto con la Formación Beauvoir es una falla que afecta de manera compleja a la unidad milonítica de la punta Jalón, descrita más abajo. El Complejo tiene en otros sectores de los Andes Fueguinos niveles volcánicos y volcanoclásticos similares a los aquí descritos, con edades de cristalización U-Pb en circón del Jurásico Medio-Superior y edades de máxima depositación del Jurásico Superior-Berriasiano (Palotti et al. 2012, Cao et al. 2025). En la porción chilena del cinturón central (Cordillera Darwin), la unidad equivalente (Formación Tobífera) tiene edades en el lapso Jurásico Medio-Jurásico Tardío (Mukasa y Dalziel 1996, Hervé et al. 2010, Klepeis et al. 2010). Se distinguen cuatro facies principales descritas a continuación.

Riolitas. Incluyen las volcanitas riolíticas mencionadas por Caminos et al. (1981) en el sector de la punta Kinnaird (Fig. 2), que estarían asociadas con tobas dacíticas y mantos de ignimbritas riolíticas. Aunque las relaciones de contacto entre las rocas piroclásticas y los cuerpos volcánicos coherentes están obliteradas por deformación o no están expuestas, la proximidad entre estas facies de la misma composición sugiere su interdigitación.

Las riolitas coherentes están bien expuestas en el sector del cabo San Gonzalo y en las alturas de los montes Lucio

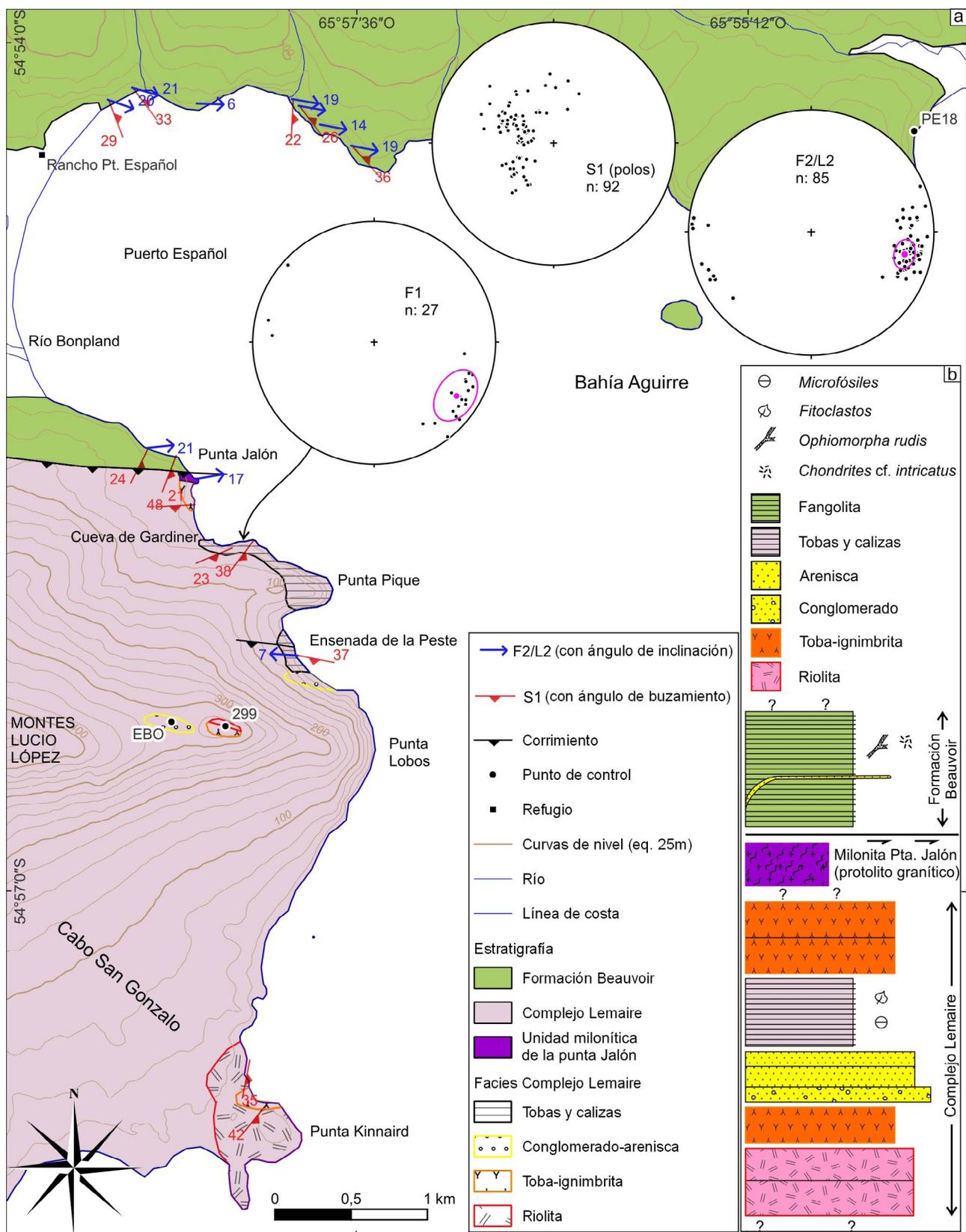


Figura 2. a) Mapa geológico del área de estudio en la costa occidental de la bahía Aguirre. Las proyecciones esféricas son área equivalente, hemisferio inferior, n es el número de datos. En magenta se indica el vector medio y su cono de 95 % de confianza para F1 y F2. Los pliegues F1 piteados son todos del sector norte de la punta Pique. b) Columna esquemática del área con las principales litologías reconocidas (protolitos), descritas en el texto. Sin escala vertical.

López, por ejemplo en el punto 299 (Fig. 2). Se distinguen por su textura porfírica con pasta de color gris claro, afanítica, de aspecto silíceo (Fig. 3a). Al microscopio tienen una proporción muy elevada de pasta, mayor al 60 - 70 %, de textura felsítica integrada por un mosaico microcristalino cuarzo-feldespático, con desarrollo ocasional de esferulitas (Fig. 3b, c). Los fenocristales son predominantemente de cuarzo, tanto anhedral con bordes de reacción y senos de corrosión (Fig. 3d), como otros euhedrales y subhedrales. Se encuentran deformados con desarrollo de extinción ondulosa y lamelas de deformación, y ocasionales fracturas. Siguen en proporción fenocristales euhedrales de sanidina muy alterados y con notable albitización (Fig. 3d), y finalmente escasos cristales de plagioclasa en general pequeños, a veces con zonación y alteración variable. Los feldespatos suelen estar fracturados.

Los mafitos son escasos, principalmente anfíboles y como accesorios se observan circón y epidoto.

La deformación se manifiesta por fracturación de los fenocristales y por el desarrollo de una foliación disyuntiva, formada por superficies planares o estilolíticas de concentración de opacos y material insoluble, que dan cuenta de ser planos de disolución intensa. Se observan además abundantes microfracturas de cizalla, en general oblicuas a esa foliación (Fig. 3b, d), con sectores de textura cataclástica asociados. En algunas sombras de presión se distinguen *strain fringes* de clorita, y en fenocristales de cuarzo se desarrolla *microboudinage* con crecimiento de clorita y sericita en los cuellos (*necks*). El metamorfismo es de muy bajo grado, asociado a crecimiento de clorita y sericita diseminada y haces de estilpnomelano en la pasta y en zonas de deformación intracrista-

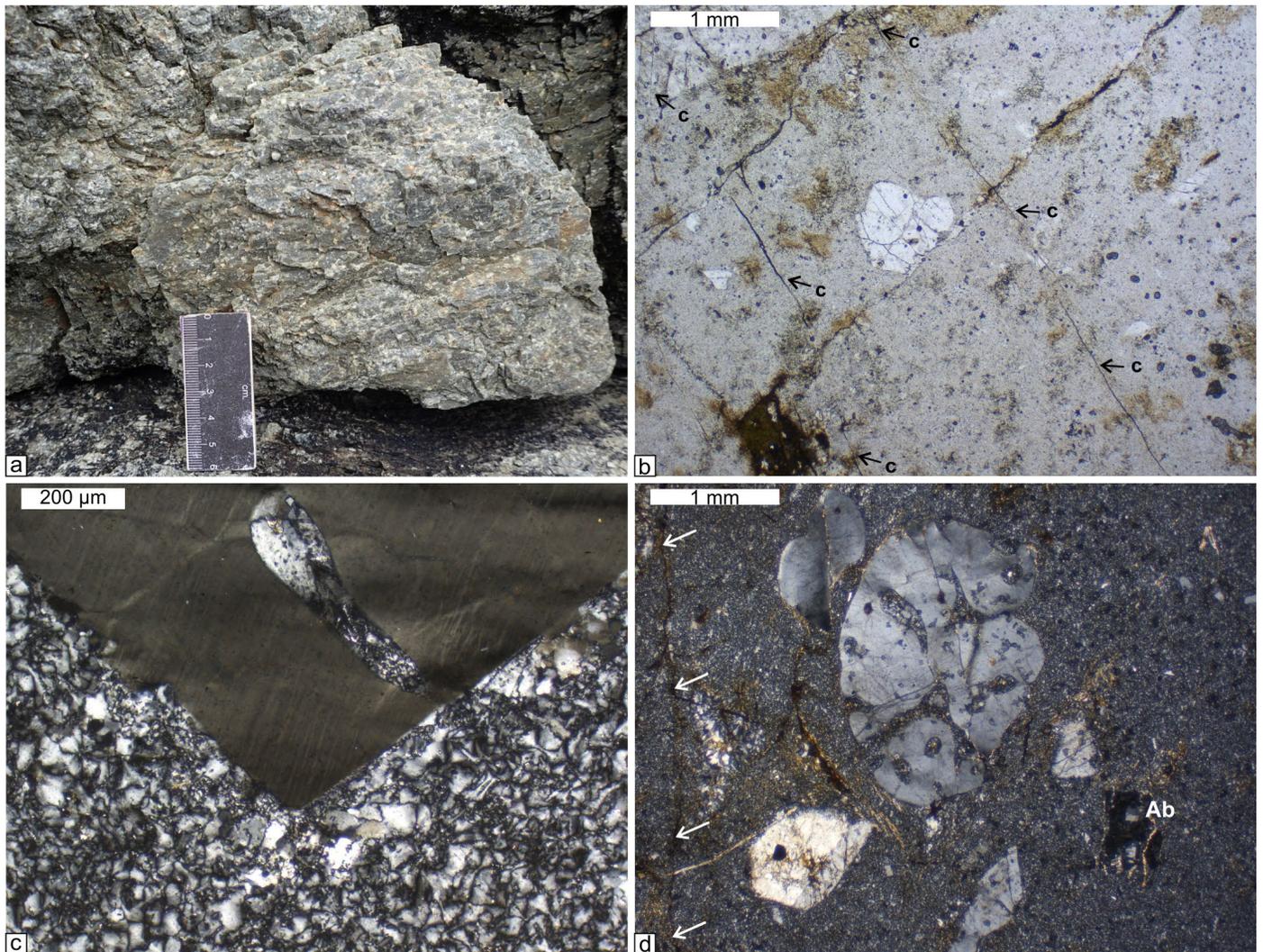


Figura 3. a) Afloramiento de riolitas en la punta Kinnaird, la regla mide 6 cm. b-d) Fotomicrografías de riolitas. b) Abundante pasta y fenocristales de cuarzo (centro) y feldespatos (esquina NO de la foto). Note planos de clivaje estilolítico que cruzan de NE a SO, con evidente disolución del fenocristal del centro. Los planos transversales son microfracturas de cizalla (c). Luz polarizada plana (PP). c) Detalle de la pasta felsítica rodeando un fenocristal de cuarzo con senos de corrosión y lamelas de deformación. Luz polarizada cruzada (XP). d) Fenocristales de cuarzo con senos de corrosión (centro y adyacente al NO), y de sanidina (sector sur de la foto), uno de los cuales muestra parches de albitización (Ab), englobados en pasta felsítica. Las flechas indican un plano de clivaje vertical. XP.

lina, prehnita y epidoto muy fino en la pasta, y sericita en los feldespatos.

Tobas e ignimbritas. Estas facies afloran asociadas espacialmente a las volcanitas riolíticas del punto 299 y del norte de la punta Kinnaird (con contactos cubiertos), y en la punta Jalón. En este último sitio, comprenden las facies anteriormente incluidas en la Formación Yahgan por Caminos et al. (1981), criterio seguido por Radoszta et al. (1985) y Acevedo (1988). Macroscópicamente son rocas de textura afanítica, tanto blanquecinas como negras o verdosas, donde solo se distinguen bajo la lupa algunos cristaloclastos de cuarzo y en algunos casos cristales de calcita (Fig. 4a). Estas rocas muestran variables grados de deformación, siendo ésta más intensa en el sector cercano a la punta Jalón, donde la foliación tectónica está bien desarrollada. Solo en algunos niveles acotados intercalados con las riolitas que afloran extensivamente en la punta Kinnaird hemos observado estructuras macroscópicas que podrían asimilarse a fiammes, aunque también podrían ser filetes de flujo. En las playas al norte de esa punta hay abundantes rodados de ignimbritas de color blanquecino y con grandes fiammes, pero no afloramientos con esas texturas. En ese mismo sitio se exponen afloramientos de tobas estratificadas.

Al microscopio se distinguen tobas e ignimbritas. Las primeras muestran una variación en el tamaño de los fragmentos piroclásticos que las componen, desde ceniza muy fina a lapilli. Las tobas más finas están formadas por una masa de ceniza desvitrificada, parcialmente reemplazada por sericita y clorita, que forma más del 70 % de la roca y engloba fragmentos de pómez mal seleccionados, con tamaños desproporcionados de entre 5 y 10 mm en su máxima dimensión (fragmentos aplastados), reemplazados indistintamente por sílice con crecimiento radial, clorita o calcita, dominando esta última (Fig. 4a, b). En algunos de estos fragmentos de pómez que no están completamente reemplazados se observa parte del vidrio original. Las tobas más gruesas están formadas por fragmentos piroclásticos de mala selección que van desde 0.04 mm hasta 1 mm de diámetro (en su máxima dimensión). Dominantemente son vitroclastos en general desvitrificados, con alteración clorítica, y subordinadamente cristaloclastos de cuarzo subredondeados, límpidos y sin fracturas (Fig. 4c). Minoritariamente hay cristaloclastos de feldespatos y biotita completamente reemplazada por clorita.

Las ignimbritas están compuestas de fragmentos piroclásticos mal seleccionados que alcanzan tamaños de arena fina, inmersos en una masa muy fina de vidrio (que constituye hasta el 90 % de la roca) que, dependiendo del grado de desvitrificación, adquiere color marrón con luz polarizada plana y extingue completamente con luz polarizada cruzada (Fig. 4d).

Cuando la desvitrificación es más intensa la matriz es de textura felsítica, formada por cristales anhedrales muy finos de cuarzo y feldespatos, por sectores con desarrollo de esferulitas. Los cristaloclastos son de cuarzo euhedral o subhedral, con bordes de reacción con la pasta y senos de corrosión, y de sanidina con algo de albitización, subhedral y euhedral. Las proporciones de cristaloclastos son de 60 % de cuarzo y 40 % de sanidina. Los cristaloclastos se encuentran en general fracturados, en algunos casos con estructuras tipo *book-shelf* en sanidina. Los litoclastos son en general fragmentos irregulares, completamente alterados a una masa de clorita muy fina o arcillas, o fragmentos subredondeados o angulosos de riolita con fenocristales de cuarzo y pasta felsítica (Fig. 4d), con características similares a las de las facies riolíticas descritas más arriba. Se observan además vitroclastos de formas irregulares, en general desvitrificados, vidrio vesiculado (pómez o espuma) en fragmentos angulosos o adosados a cristaloclastos de feldespato, trizas de vidrio parcialmente desvitrificadas (Fig. 4e), y formas de estructura concéntrica que asemejan acreción de ceniza alrededor de núcleos de vidrio anguloso (pellets acrecionales, Fig. 4f). La presencia de fiammes es variable, en algunas muestras no se observan fragmentos de pómez aplastados y estirados, mientras que otras están formadas casi exclusivamente por vitroclastos aplastados y con fluidalidad.

Las rocas piroclásticas de la punta Jalón están atravesadas por venillas de clorita y de cuarzo y feldespato. En general las venas crecen en continuidad óptica con cristales de cuarzo y feldespato, mientras que cuando las paredes son vidrio o pómez, crece clorita o calcita. En otros casos las venas son completamente de clorita en cristales radiales o de hábito vermicular y típica extinción anómala de coloración azulada.

La deformación en todas las muestras de tobas e ignimbritas es notable, especialmente en las de la punta Jalón, con desarrollo variable de una foliación disyuntiva a microdisyuntiva, formada por disolución y concentración de material insoluble, opaco, en los dominios de clivaje. Se observan abundantes microfracturas de cizalla asociadas a cataclisis de estas rocas.

Tanto las tobas como las ignimbritas muestran metamorfismo de bajo grado con crecimiento de sericita, clorita y escasa prehnita. Parte de la clorita, sin embargo, podría estar asociada a hidrotermalismo, tal como se observa en las abundantes venillas de cuarzo, feldespato, clorita y calcita que atraviesan las rocas de la punta Jalón.

Conglomerados y areniscas. Estas facies fueron mencionadas por Caminos et al. (1981) para el sector localizado entre las puntas Lobos y Pique. La hemos observado en afloramientos de la punta Lobos, tanto en la costa como en altura

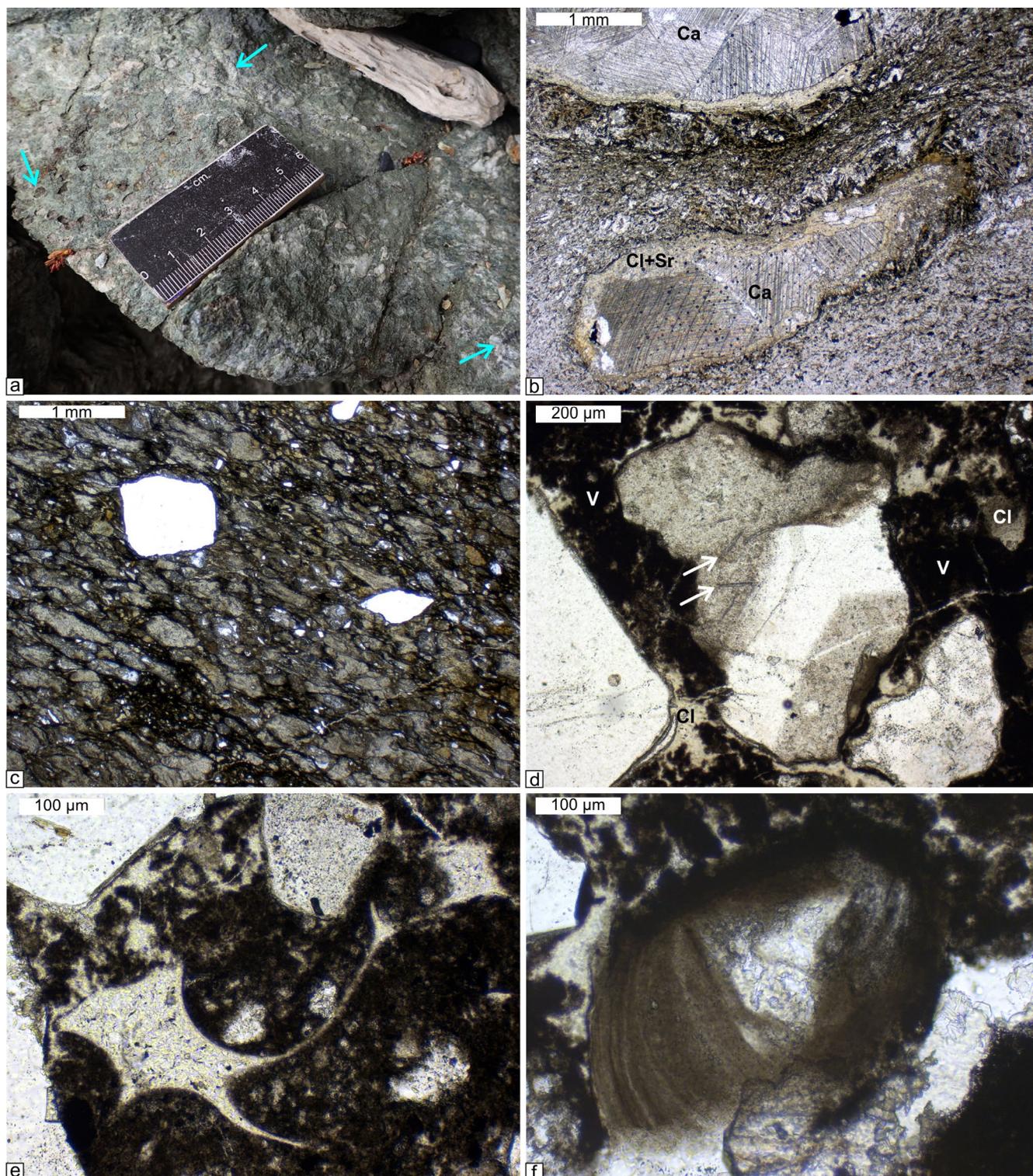


Figura 4. a) Tobas verdesas con fragmentos de pómez parcialmente reemplazados por calcita (flechas), como se observa en la imagen b. b) Fragmentos de pómez aplastados, inmersos en una matriz de ceniza reemplazada por sericita, clorita, epidoto y agregados de cuarzo y feldespato finos. Los fragmentos de pómez tienen un núcleo reemplazado por calcita (Ca) y bordes de clorita y sericita (Cl+Sr). c) Toba formada por fragmentos de vidrio y pómez parcialmente reemplazados por clorita, aplastados paralelamente a la foliación orientada del NO al SE de la foto, y escasos cristaloclastos de cuarzo (brillantes). d) Litoclasto de riolita con pasta felsítica y cristales aciculares de muscovita (flechas), en una ignimbrita. La matriz es vidrio muy oscuro (V) parcialmente reemplazado por clorita verdosa. e) Triza de vidrio y cristaloclastos inmersos en vidrio. f) Pellet acrecional con núcleo de vidrio desvitrificado. Todas las fotomicrografías son con PP.

en cercanías del punto EBO, sobre el filo de los montes Lucio López (Fig. 2). Si bien Caminos et al. (1981) la describen en

continuidad estratigráfica al techo de una sucesión de volcánicas y tobas, tanto los contactos como la distribución de las

facies están obliterados por la deformación o cubiertos por vegetación y depósitos cuaternarios.

Son areniscas estratificadas en bancos tabulares y con-

glomerados matriz sostén, de matriz arenosa (Fig. 5a, b). Las primeras comprenden areniscas cuarzosas gruesas a medianas, están formadas por clastos moderadamente bien selec-



Figura 5. a) Bancos de arenisca tabulares en cercanías del punto EBO (Fig. 2). b) Conglomerado matriz sostén, con clastos de riolita, en el sur de la ensenada de la Peste, regla de 6 cm. c-d) Fotomicrografías de la arenisca de la imagen a, izquierda XP, derecha PP (misma imagen). Note la dominancia de clastos de cuarzo con sobrecrecimientos, en d se indican con flechas los bordes de clastos originales reconocidos por líneas de inclusiones o impurezas. Vc: volcanita, QF: agregados de cuarzo y feldespato sericitizado. e-f) Fotomicrografías del conglomerado mostrado en la imagen b (izquierda XP, derecha PP, distintas imágenes). Note grandes clastos de volcanita (Vc) con pasta felsítica en e, y de ignimbrita en f. M: muscovita.

cionados de cuarzo (90 %) y subordinadamente feldespato potásico sericitizado (6 %) y fragmentos de roca volcánica ácida (4 %), principalmente pasta felsítica desvitrificada. Los clastos de cuarzo eran originalmente subredondeados, pero solo se distinguen por inclusiones en sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica, que han rellenado por completo los poros (Fig. 5c, d). Se observa muscovita fina y sericita como minerales metamórficos dominantes, especialmente en los clastos de feldespato, junto con clorita y posiblemente prehnita en los clastos de roca volcánica.

Las facies gruesas incluyen conglomerados medianos a finos monomíticos, con clastos redondeados de riolita con pasta felsítica y fenocristales de cuarzo y feldespatos (Fig. 5e). Ocasionalmente se observan clastos de posibles ignimbritas, con fiammes (Fig. 5f). La matriz de estos conglomerados es una arenisca lito-cuarzosa de grano mediano a fino, bien seleccionada, con clastos de cuarzo (71 %), feldespato potásico (12 %) y fragmentos de roca volcánica (17 %), y subordinadamente muscovita y minerales accesorios. La porosidad es casi nula, con bordes de granos suturados y rectilíneos (Fig. 5e, f).

Tobas y calizas. Las facies de tobas y calizas del Complejo Lemaire comprenden sucesiones muy bien estratificadas en bancos delgados, aproximadamente tabulares, destacados por cambios de coloración, con fuerte plegamiento y una foliación bien desarrollada. Se distribuyen principalmente en torno a la punta Pique e intercaladas con las facies piroclásticas de la punta Jalón, así como aisladas en la ensenada de la Peste, aunque en estos dos últimos sectores están muy deformadas y no muestran los rasgos sedimentarios primarios. Son las facies incluidas previamente en la Formación Yahgan por Caminos et al. (1981), Radoszta et al. (1985) y Acevedo (1988). Se describen aquí las características observadas en la punta Pique cerca de la cueva de Gardiner, donde están mejor expuestas (Fig. 2).

En afloramiento se distinguen intercalaciones de bancos de color gris claro, gris oscuro y ocre. Algunos bancos muestran una tenue gradación normal con calibres máximos tamaño arena mediana a fina, y abundante matriz muy fina (Fig. 6a, b). Sin embargo, la mayoría de los bancos están notablemente cementados por calcita, lo que impide hacer observaciones detalladas en muestra de mano. Al microscopio se manifiesta que los cambios de color entre capas son consecuencia principalmente del grado de reemplazo y tamaño de los cristales de calcita, y de diferencias en textura y composición de las tobas y de las calizas.

De la observación detallada se advierte que ambas litofacies se intercalan con contactos netos en delgados bancos que tienen un máximo de 4 o 5 cm de espesor (Figura 6a-c).

Los niveles de tobas están formados por clastos de roca volcánica con texturas microlíticas, felsíticas o microcristalinas, cristaloclastos de cuarzo y feldespatos, y pellets acrecionales de ceniza volcánica (Figura 6d-f, k). Los calibres son tamaño arena fina (dominante) a mediana, aunque algunos fragmentos de volcanita llegan a tener tamaño de arena gruesa a muy gruesa. Estos clastos están inmersos en una abundante matriz formada por ceniza volcánica muy fina, compuesta de microlitos de feldespatos y cristales apenas distinguibles de cuarzo, junto con abundante vidrio volcánico isótropo, parcialmente alterado a sericita muy fina o bien completamente desvitrificado (Figura 6d-f). Las tobas están parcial o casi completamente reemplazadas por calcita, en cristales de esparita a microesparita (Figura 6d-g).

La segunda litofacies está formada por biomicitas y bioesparitas, que texturalmente varían entre *mudstones* y *grainstones* (Fig. 6g-j). Los componentes aloquímicos son casi en su totalidad microfósiles subesféricos, recristalizados por calcita esparítica que dificulta su caracterización detallada (Fig. 6h, j). Se reconocen de manera imprecisa posibles calciesferas, diatomeas, foraminíferos y radiolarios, de hasta 350 µm de diámetro (Fig. 6j, l). En las muestras con mayor deformación los microfósiles son elipsoidales (aplastados y estirados paralelos a la foliación). En algunos de estos niveles calcáreos se distingue aproximadamente un 10 % de componentes piroclásticos que incluyen clastos de pasta volcánica, cuarzo, sanidina y plagioclasa con características idénticas a los observados en las tobas, junto a pellets acrecionales de ceniza volcánica, algunos de ellos aglutinados con microfósiles y fitoclastos (descritos abajo). Algunos microfósiles se muestran rellenos de ceniza muy fina (Fig. 6j).

En ambas litofacies se reconocen abundantes fitoclastos, en general opacos o levemente translúcidos, de color castaño en esos últimos casos (Fig. 6m-n). Algunos son amorfos, otros tienen formas de aspecto leñoso, de listón, bifurcadas, o con cierta bioestructuración como por ejemplo septos o divisiones en secciones longitudinales de formas tubulares (e.g. Fig. 6m); aunque en general están muy degradados y corroídos. Los fitoclastos suelen estar plegados, aplastados y estirados a favor de la foliación. En general los contactos netos entre capas de diferente composición están formados por concentraciones de materia orgánica carbonizada, opaca, dentro de las cuales se pueden distinguir fitoclastos (Fig. 6c-e, g).

Estas facies bien estratificadas están fuertemente plegadas y con buen desarrollo de foliación, mientras que en la ensenada de la Peste se encuentran obliteradas por una zona de falla frágil-dúctil que se describe en detalle en la sección ESTRUCTURA. La deformación desarrolla *strain caps* y los dominios de clivaje están formados por concentraciones de

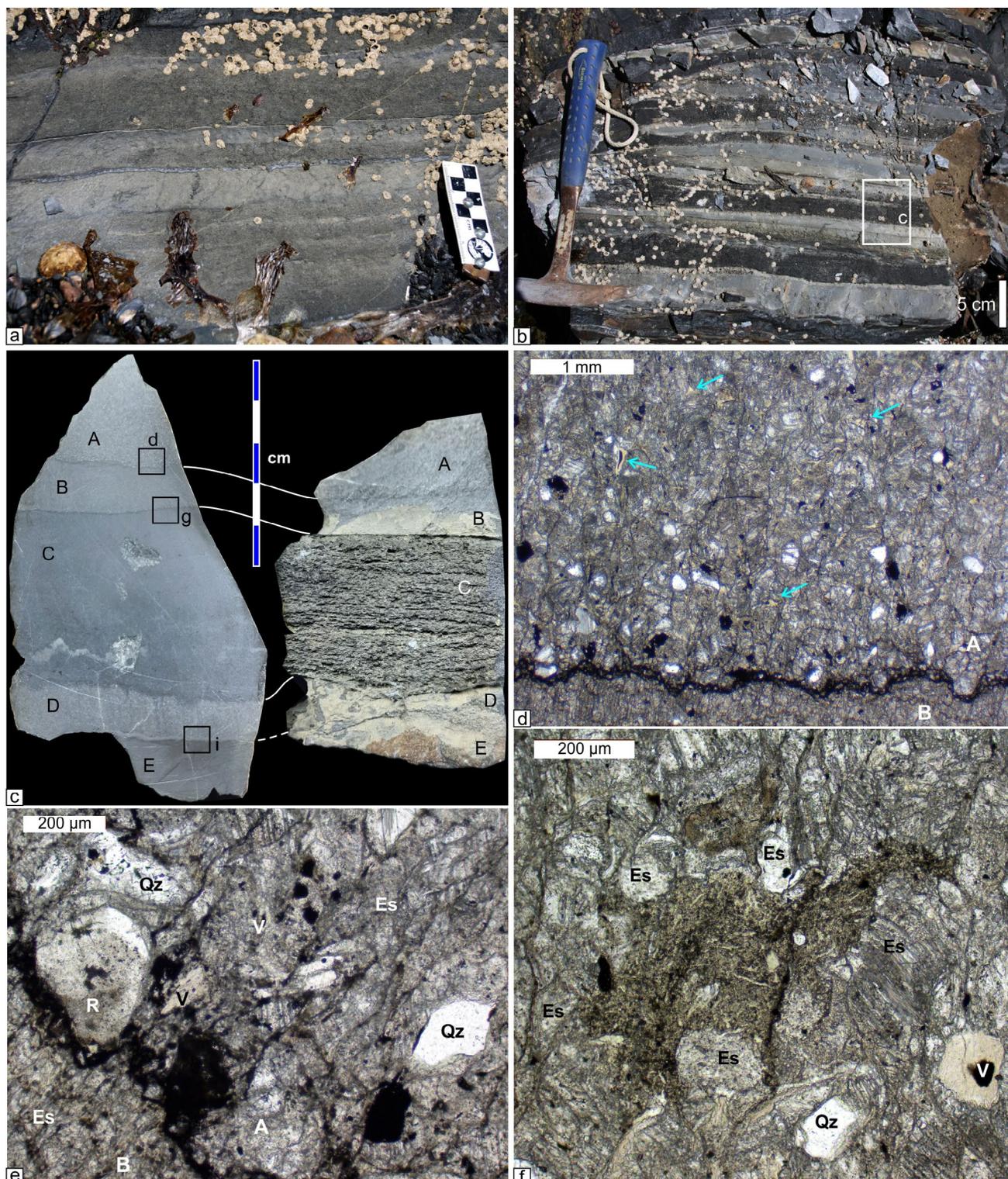


Figura 6. a-b) Facies de tobas y calizas del Complejo Lemaire en la punta Pique, con estratificación bien desarrollada en delgados niveles. Divisiones de la regla en centímetros. c) Muestra de mano de los niveles indicados en el recuadro en la imagen b. Note la diferencia entre el aspecto meteorizado y la cara pulida de la misma roca. Se indican ubicaciones de fotomicrografías en láminas delgadas de esta muestra, mostradas en las imágenes d-i. d) Contacto entre capas A y B (ubicada en imagen c), la primera es una toba con vitroclastos (flechas celestes), litoclastos y cristaloclastos, reemplazados en un 80-90 % por esparita. La capa B es de litología similar con un tamaño de cristales algo menor, y reemplazo mayor al 90 %. e) Base de la capa A, note fragmento de riolita (R) con pasta felsítica, cristaloclastos de cuarzo (Qz), vitroclastos (V) y reemplazo de esparita (Es). Un delgado nivel de concentración de materia orgánica carbonizada separa las capas A y B. f) Sector de la capa A donde se aprecia parte de la roca tobácea original sin reemplazo de esparita. Se observan abundantes vitroclastos (filamentos y trizas, colores amarillentos) en una matriz de ceniza muy fina (más opaca). En todas las fotomicrografías se distingue la foliación disyuntiva subvertical o algo inclinada hacia la izquierda. Todas con PP.

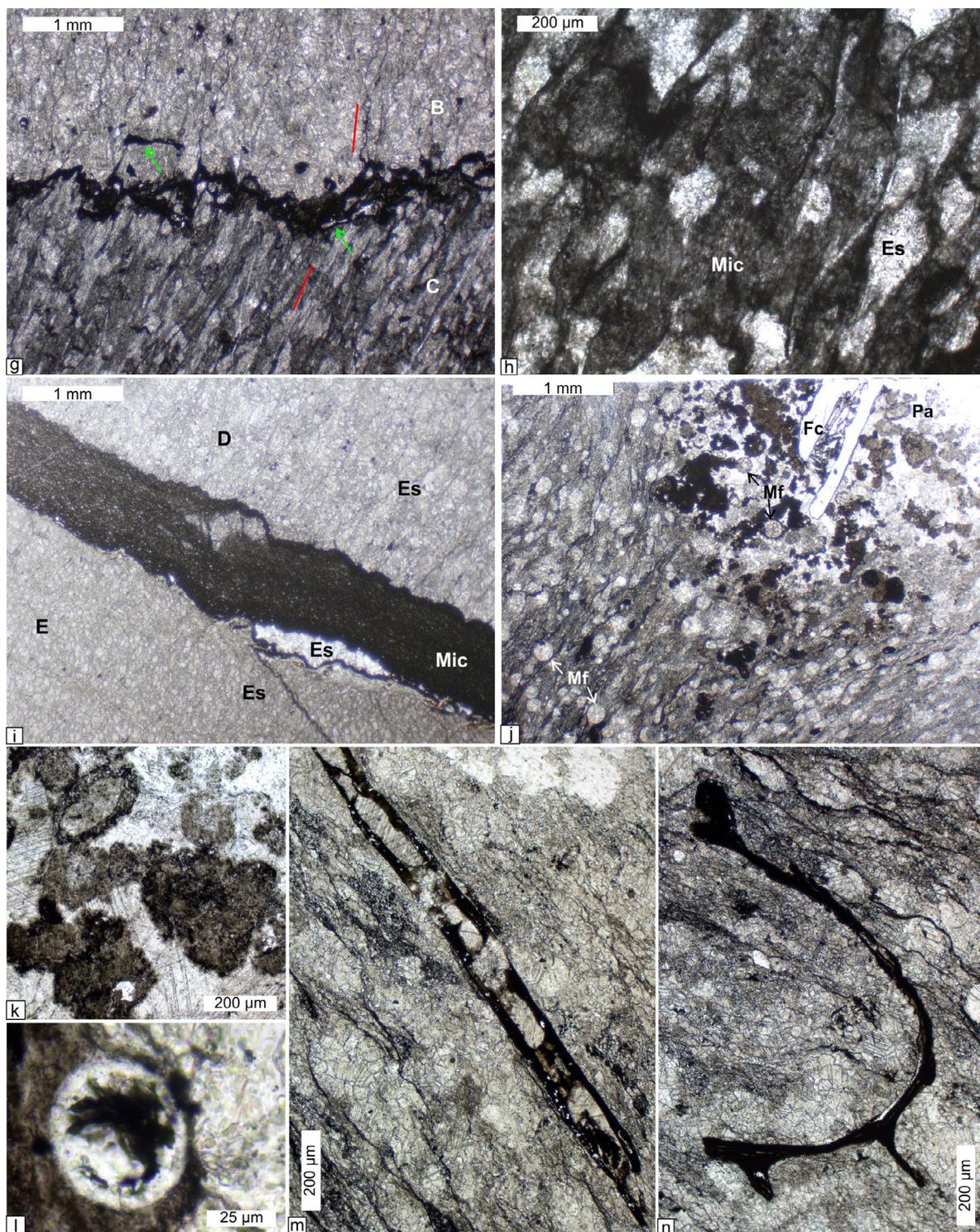


Figura 6 (continuación). Todas las fotomicrografías con PP. g) Contacto entre las capas B (toba reemplazada por esparita) y C (caliza, ver ubicación en imagen c), note refracción de la foliación (indicada con líneas rojas) entre la capa B con gruesos cristales de esparita y el *wackestone-mudstone* de la capa C. El contacto muestra una concentración de materia orgánica carbonizada, con algunos fitoclastos algo más estructurados indicados con flechas verdes. h) Detalle de la matriz micrítica (Mic) de la capa B, con componentes aloquímicos (¿microfósiles?) reemplazados por esparita. La foliación inclina del NE al SO de la foto. i) Contacto entre capas D y E (ubicación en imagen c), note la diferencia de tamaño de cristales de esparita que se refleja en cambios de coloración a escala macroscópica. El delgado nivel que separa ambas capas es un *mudstone* laminado, con fragmentos aloquímicos muy finos dispersos. La foliación inclina de NE a SO. j) Detalle de un *packstone-grainstone* con abundantes microfósiles (Mf). La esquina superior derecha muestra una aglomeración de dos grandes fitoclastos (Fc) rellenos de calcita, agregados de pellets acrecionales de ceniza (Pa) y microfósiles. La foliación inclina de NE a SO. k) Detalle de agregados de ceniza volcánica de la imagen anterior. l) Detalle de un microfósil de mejor preservación, posible calciesfera. m-n) Fitoclastos de aspecto leñoso, muy degradados, con aparentes ramificaciones, septos y bifurcaciones. La foliación inclina de NO a SE.

opacos y material insoluble denotando planos de disolución discontinuos, algo anastomosados (Fig. 6). En las sombras de presión de los clastos se observa calcita fina con orientación preferencial de forma de grano (*grain shape preferred orientation*). La paragénesis metamórfica está dominada por sericita muy fina que les imprime un brillo sedoso a los planos de foliación. Las rocas están además muy recrystalizadas y se observan abundantes sulfuros dispersos. Radoszta et al. (1985) las describen como “niveles concentradores de piritita” por la magnitud de la mineralización de sulfuros en esta localidad.

Unidad milonítica de la punta Jalón

Esta unidad aflora únicamente en la punta Jalón, en una zona de intensa deformación donde en muestra de mano tiene el aspecto de un esquistos cuarzo-feldespático con abundante mica y una foliación grosera, y solo mediante su observación detenida y especialmente bajo microscopio, se distingue su naturaleza milonítica. La roca tiene un ancho de afloramiento de aproximadamente 10 m y está incorporada a una zona de cizalla frágil-dúctil más joven que la deformación milonítica (descrita en la sección ESTRUCTURA), con contactos obliterados o mal expuestos. Hacia el borde sur del afloramiento se distinguen lentes desmembrados intercalados con facies piroclásticas del Complejo Lemaire, también muy deformadas dentro de esa zona de cizalla frágil-dúctil (Fig. 7a). Hacia el borde norte el contacto de estas litologías con las pizarras de la Formación Beauvoir está subexpuesto. Esta roca posiblemente corresponda a una “roca híbrida” mencionada en la punta Jalón por Radoszta et al. (1985, p. 34), quienes la describieron como la asimilación de la roca de caja por parte de venas de “material silíceo ácido”, con cuarzo, feldespatos y abundante muscovita y biotita muy alterada, “con desarrollo de una textura pegmatítica fina de carácter más o menos fluidal”.

Al microscopio se reconoce un porcentaje de matriz que varía entre el 30 y el 60 %, por lo que las rocas clasifican como protomilonita a milonita (cf. Snoke et al. 1998, Twiss y Moores 2007) derivada de un protolito granítico (Fig. 7). Se observan porfiroclastos muy gruesos de feldespato potásico sericitizado (fracturado y con *microboudinage*) y porfiroclastos de cuarzo con extinción ondulosa, lamelas de deformación y leve recrystalización dinámica (*bulging*), indicando distinta respuesta reológica de los minerales. Se distinguen además porfiroclastos de muscovita gruesa, euهدral, plegada y de biotita alterada a sericita, clorita y epidoto, muy deformada (Fig. 7b-f). Hay escasa plagioclasa, aunque en general está asociada a albitización del feldespato potásico. En algunos porfiroclastos grandes de cuarzo y feldespato se observan

texturas granulares del protolito original, y cristales euهدrales de muscovita y biotita incluidos (Fig. 7c-e). En menor proporción se reconocen porfiroclastos de minerales accesorios como circón, cordierita y escaso granate y epidoto. En conjunto se interpreta que el protolito era una roca ígnea de composición granítica. La roca está atravesada por venas de cuarzo, feldespato y clorita, que junto a sulfuros euهدrales, prismáticos, indican mineralización póstuma.

La matriz milonítica comprende sericita, escaso cuarzo y feldespato muy finos, orientados paralelamente a una foliación tectónica (Fig. 7b-f). La paragénesis metamórfica formada simultáneamente con la milonitización incluye sericita, cuarzo, feldespato, clorita y epidoto diseminado, y posiblemente prehnita, que junto con el recrystalización dinámica en cuarzo indican bajo grado metamórfico.

Debido a la intensa deformación que ha obliterado completamente las relaciones de contacto originales entre el protolito y las facies del Complejo Lemaire, evitamos integrar esta unidad a una de las formaciones conocidas para el sector. Cabe decir que se conocen granitos jurásicos de la Suite Darwin en Cordillera Darwin, interpretados como la parte profunda de la Formación Tobífera (Fig. 1, Hervé et al. 2010, Klepeis et al. 2010). Sin embargo, también se conocen al este de la sierra Alvear –más cerca de nuestra área de estudio– granitos paleozoicos que forman parte del basamento de los Andes Fueguinos, sobre el cual se apoya discordantemente el Complejo Lemaire (Fig. 1, Lobo et al. 2024). Ambas unidades graníticas están muy afectadas por deformación dúctil y frágil, lo que suele dificultar su distinción.

Formación Beauvoir. Cretácico Inferior (Camacho 1948)

Sobre la base de las observaciones realizadas en el terreno, hemos incluido en la Formación Beauvoir a las pizarras grises que afloran desde la costa norte de la punta Jalón hasta la desembocadura del río Bonpland, y en la costa norte de la bahía Aguirre al este del rancho Puerto Español (Fig. 2). Estas rocas fueron previamente asignadas a la Formación Alvear por Furque (1966), a la Formación Yahgan por Caminos et al. (1981), Radoszta et al. (1985) y Acevedo (1988), y a la Formación Lemaire por Olivero y Malumián (2008). No se encontraron elementos diagnósticos de su edad en el área de estudio, pero la edad de la Formación Beauvoir está bien establecida en el rango Aptiano-Albiano en otros sectores de los Andes Fueguinos, donde ha sido determinada principalmente mediante comparación de fauna de bivalvos inocerámidos (Olivero y Medina 2001, Olivero et al. 2009, Martinioni et al. 2013) y por una datación U-Pb en circones detríticos de c. 102 Ma (Cao et al. 2025).

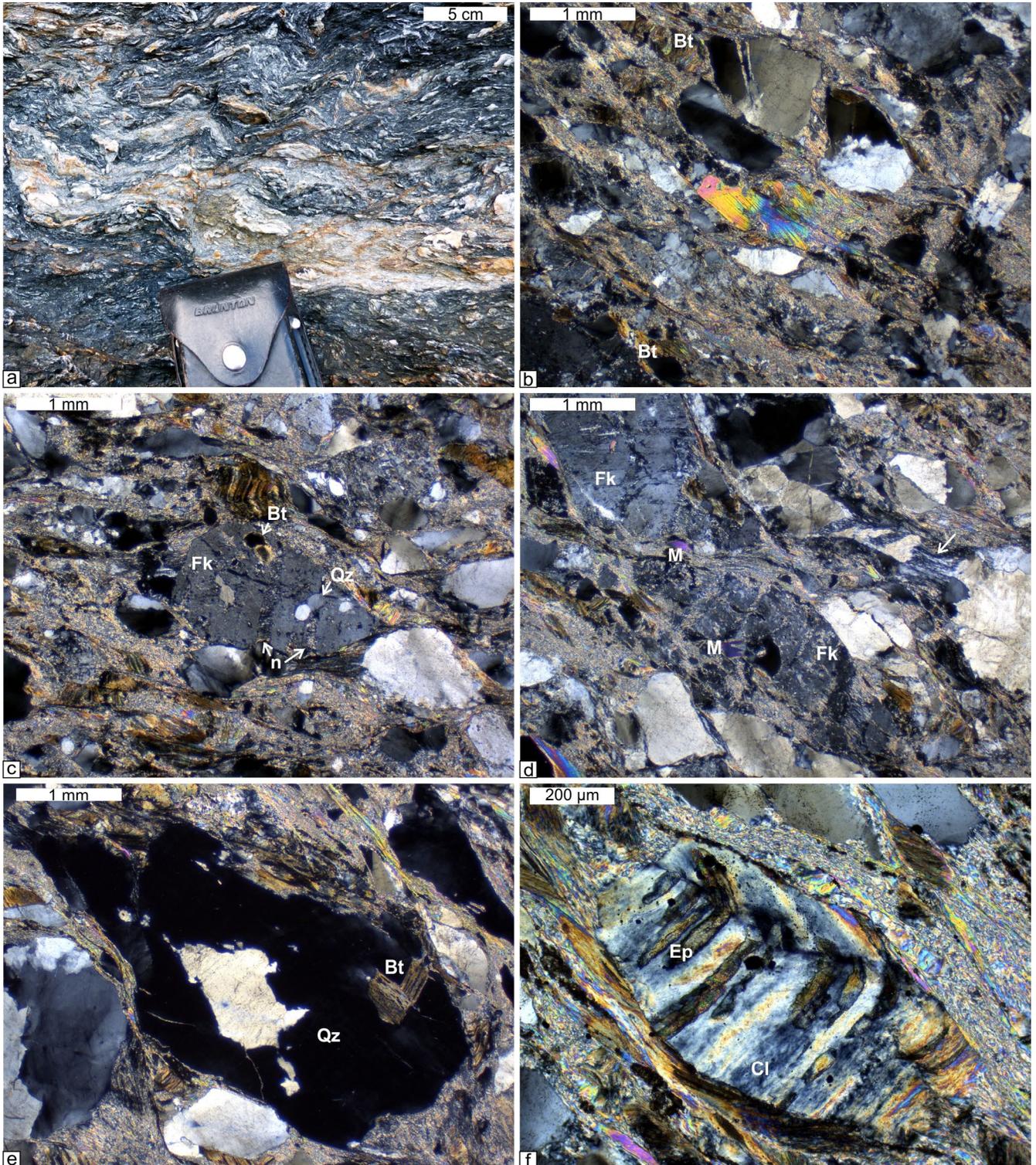


Figura 7. a) Lente de esquistos cuarzo-feldspático (milonita, color claro) incorporado a una zona de cizalla frágil-dúctil, donde está mezclado con rocas del Complejo Lemaire (colores oscuros) integrando una *broken formation* (ver ESTRUCTURA). b) Fotomicrografía de la misma roca donde puede observarse la deformación milonítica, con foliación orientada del NO al SE de la foto. Note el porfiroclasto grande de muscovita en el centro, además de biotitas (Bt) deformadas y alteradas y porfiroclastos de cuarzo y feldespatos estirados. c) Detalle de un porfiroclasto de feldespato potásico (Fk) con *microboudinage*, con cuellos (n) donde crece sericita y clorita. El porfiroclasto de feldespato tiene incluidos cristales de biotita y cuarzo (Qz). d) Porfiroclastos de feldespato potásico y cuarzo estirados, este último con intenso *microboudinage* (flecha) donde se desarrolla recristalización dinámica por *bulging*. Note cristales de muscovita (M) parcialmente incluidos en los porfiroclastos de feldespato. e) Porfiroclasto de cuarzo (en extinción) con cristales de biotita euhedrales incluidos. f) Porfiroclasto de biotita completamente alterada a clorita (Cl) y epidoto (Ep), este último crece a favor del estiramiento en los planos de clivaje cristalino. Note la matriz milonítica formada por sericita, cuarzo y feldespato muy finos (comparar con el tamaño de los porfiroclastos de muscovita como el de la foto b). Todas las fotomicrografías son con XP.

El espesor de estas rocas no pudo ser determinado en virtud de su intenso plegamiento. El contacto de la Formación Beauvoir con el Complejo Lemaire y la unidad milonítica de la punta Jalón es una zona de falla con cinemática de corrimiento expuesta en la punta Jalón, que apoya a las unidades más antiguas sobre pizarras grises, y que se describe con más detalle en la sección ESTRUCTURA.

La Formación Beauvoir se caracteriza esencialmente por una monótona sucesión de pizarras grises, de brillo sedoso, formadas por metapelitas con intercalaciones de tobas blancuecinas de hasta 10 cm de espesor (Fig. 8a-c). Se observan por sectores abundantes tubos de *Ophiomorpha rudis* con paredes con pellets, además de *Chondrites* cf. *intricatus* (Fig. 8d-f). La foliación está muy bien desarrollada en toda la Formación Beauvoir, con variaciones de espaciado entre metapelitas y metapsamitas. Esta foliación está asociada a pliegues de gran tamaño, y está a su vez afectada por plegamiento superpuesto (ver sección ESTRUCTURA). El grado metamórfico en la Formación Beauvoir es muy bajo, indicado por el crecimiento de sericita y clorita muy finas, y escasas prehnita y pumpellyita, como se describe a continuación.

Al microscopio las pizarras desarrollan una foliación continua en los niveles pelíticos, formada por la orientación de sericita y arcillas muy finas, con planos de disolución anastomosados separados menos de 10 μm . Donde hay clastos más gruesos (hasta 20 μm) este espaciado puede aumentar, dado que la disolución se concentra en los bordes de grano formando *strain caps*. Los niveles tobáceos intercalados están muy mal seleccionados, con tamaños de grano que superan los 100 μm , y están compuestos de cristaloclastos angulosos de cuarzo y plagioclasa o feldespato potásico, con una matriz tamaño ceniza completamente alterada a clorita, salvo en niveles con dominancia de material epiclástico donde la alteración es a sericita, arcillas y clorita subordinada. Se observa una tenue gradación en estos niveles tobáceos (Fig. 8g-h).

En un solo sector (punto PE18, Fig. 2) se halló una inyectita de arenisca, en parte concordante con la estratificación, de hasta 40 a 50 cm de espesor. Al microscopio es una arenisca con clastos de más de 1 mm de diámetro, angulosos y subangulosos, en una matriz abundante (24 %) tamaño arena muy fina a limolita. Los clastos son predominantemente de dacita (52 %), con texturas porfíricas de pasta felsítica, fenocristales euhedrales de plagioclasa con zonación, y mafitos que incluyen biotita, hornblenda y piroxeno, o con pastas traquíticas o pilotácicas con abundantes microlitos de plagioclasa y cuarzo anhedral muy fino. Menos dominantes son clastos de plagioclasa algo sericitizada (43 %) y subordinadamente clastos de vidrio volcánico, pómez, cribas de vidrio, cuarzo y piroxenos,

anfíbol y biotita alterados a clorita. Se identifican escasos clastos de textura granuda fina y otros formados por intercrecimientos de cuarzo y feldespato, posiblemente procedentes de rocas ígneas faneríticas. Esta arenisca feldespato-lítica desarrolla una típica foliación disyuntiva marcada por dominios de clivaje donde se ha concentrado material residual de disolución. Los minerales metamórficos son sericita y clorita finas; se observan también algunos clastos con crecimiento de cristales prismáticos de pumpellyita, en general en agregados asociados con clorita y prehnita.

ESTRUCTURA

A partir del estudio de las relaciones de corte entre las estructuras del área y las condiciones de formación distintivas de estructuras dúctiles y frágiles, hemos reconocido dos deformaciones superpuestas. La generación más antigua comprende estructuras dúctiles que incluyen pliegues en capas metasedimentarias; una foliación aproximadamente paralela a la superficie axial de esos pliegues, desarrollada tanto en metasedimentitas como en rocas de protolito volcánico y piroclástico; y al menos una zona de cizalla dúctil. Estas estructuras dúctiles están afectadas por una generación más joven de estructuras que incluyen zonas de cizalla frágil-dúctil y pliegues que modifican la orientación de las estructuras dúctiles, con la escala mesoscópica a microscópica formada por una crenulación de la foliación antigua. Estas dos generaciones de estructuras se describen con mayor detalle a continuación.

Primera generación de estructuras (D1)

Pliegues. Los pliegues de la primera generación de estructuras (F1) se distinguen particularmente en las tobas y calizas del Complejo Lemaire en la punta Pique, al sur de la cueva de Gardiner (Fig. 2). Como puede verse en la figura 9, la variación de orientación de la estratificación en escasos metros previene de plotearla en la figura 2, por motivos de escala. Sin embargo, la orientación de los pliegues F1 se mantiene de manera uniforme como se describe a continuación, siendo representativa de la estructura del área. Se reconocen al menos tres órdenes de plegamiento en estas facies bien estratificadas. El primer orden, de escala de afloramiento (Fig. 9a), está formado por multicapas que alternan capas de clase 1C (cf. clasificación de Ramsay 1967) intercaladas con capas menos competentes de clase 3, que forman pliegues recumbentes de charnelas NO-SE, subhorizontales a ligeramente inclinadas (Fig. 2a). Los ángulos interlimbo definen pliegues cerrados a isoclinales, con charnelas angulares o tipo chevron. Se reconocen numerosas estructuras de acomodación

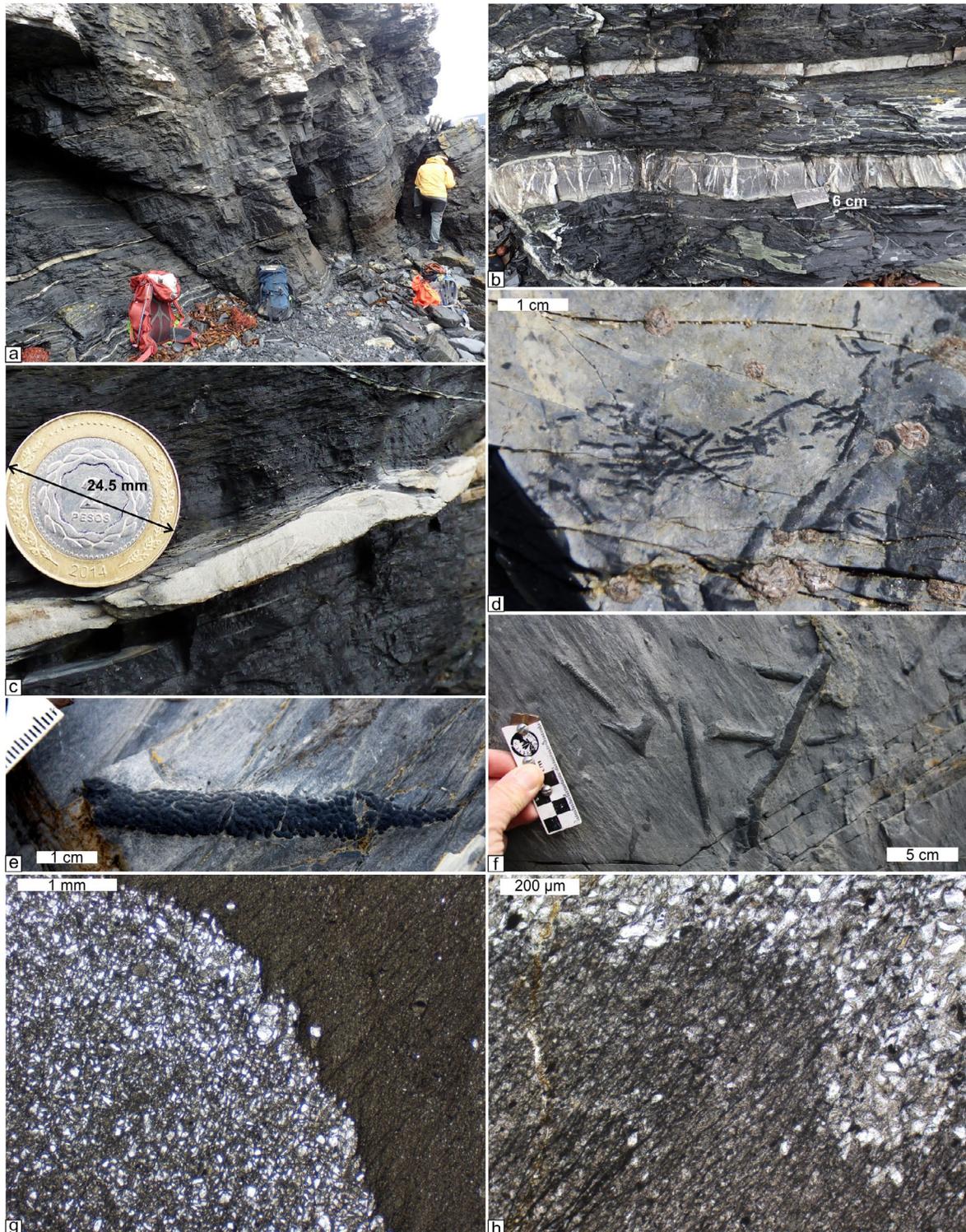


Figura 8. Aspectos macroscópicos y microscópicos de la Formación Beauvoir. a) Afloramiento de pizarras con intercalaciones de tobas de ceniza. b-c) Detalle de delgados bancos de toba intercalados con metapelitas. d) *Chondrites* cf. *intricatus*. e-f) Tubos de *Ophiomorpha rudis*. Las fotos d-f son en planos de foliación. g-h) Fotomicrografías (PP) de la interfase entre metapelita y toba. Las tobas están formadas por cristaloclastos en una matriz cloritizada, las metapelitas tienen crecimiento de sericita metamórfica con orientación preferencial de forma de grano. Note los dominios de clivaje de la foliación disyuntiva (del NE al SO de las fotos), formados por planos de disolución y concentración de opacos y material insoluble.

asociadas a este plegamiento, como colapsos de charnela y fallas de limbo (Fig. 9a-c), y numerosas fallas (Fig. 9d). Las superficies y zonas de daño de las fallas fueron inyectadas

por una notable mineralización de cuarzo y otros silicatos, con posterioridad a la deformación (se inyectan también en la foliación axial a los pliegues). El segundo orden de plegamiento

es de algunas decenas de centímetros de longitud de onda (Fig. 9e), y el tercer orden, menos desarrollado, son pliegues de algunos milímetros de longitud de onda en las zonas más deformadas, como zonas de charnela en la interfase entre

capas de distinta competencia (Fig. 9f).

En las pizarras de la Formación Beauvoir, especialmente en la costa norte de Puerto Español, los pliegues F1 se reconocen a escala de afloramiento, siendo los pliegues más

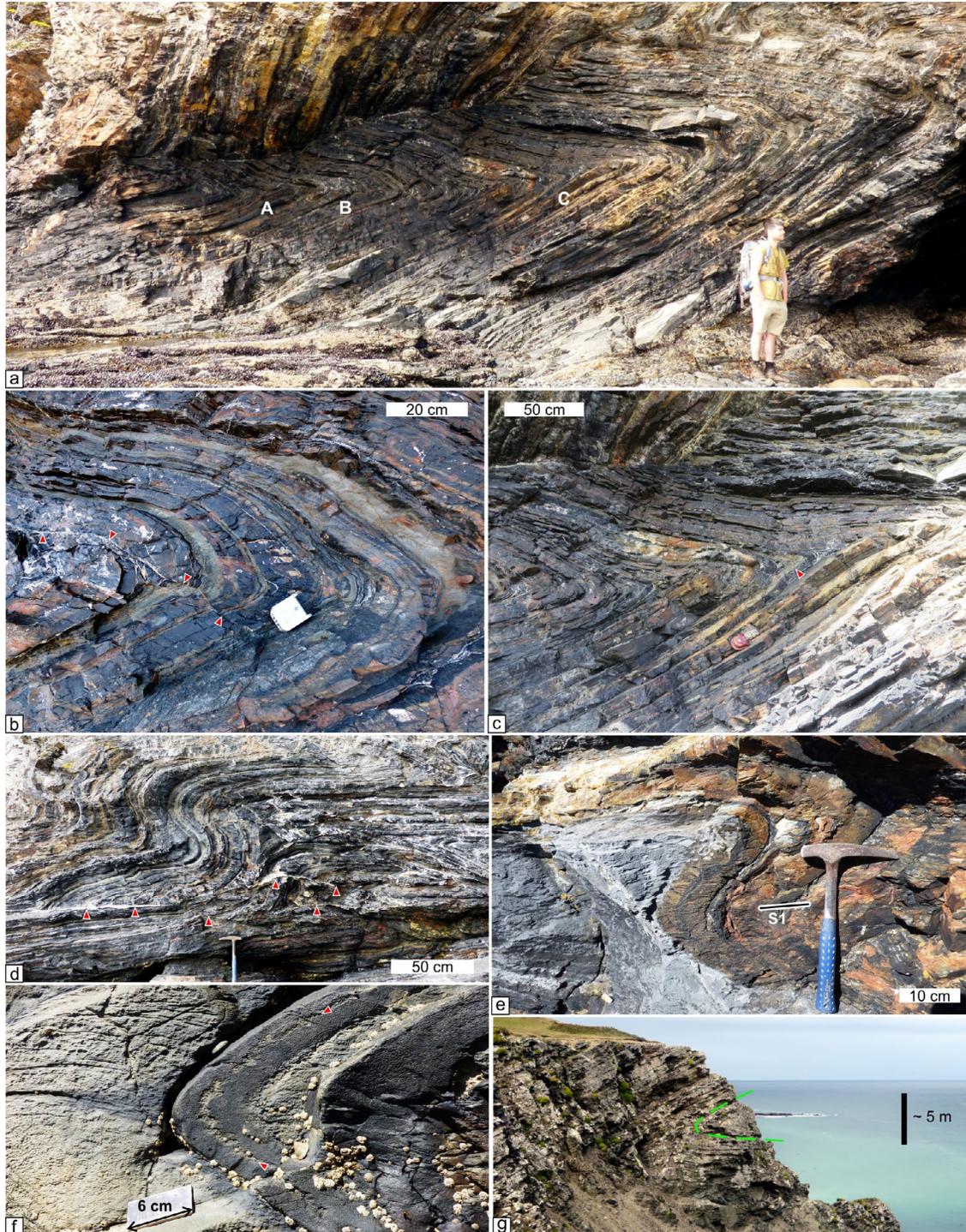


Figura 9. a-f) Pliegues F1 en las tobas y calizas del Complejo Lemaire. a) Aspecto de afloramiento de los pliegues de primer orden. Note numerosas estructuras de colapso de charnela (A, C) y fallas de limbo (B). b) Falla de limbo (marcas) en charnela de la posición B mostrada en la imagen a. c) Colapso parcial de charnela. Parte del espacio generado entre capas competentes es acomodado por flujo de una capa menos competente (marca). La foto corresponde a la posición C de la imagen a. d) Numerosas fallas acomodan el plegamiento (marcas). e) Pliegue de segundo orden, note la foliación S1 paralela a la traza de la superficie axial. f) Delgada capa (marcas) con pliegues de tercer orden. g) Pliegue de primer orden (línea de guiones) en pizarras de la Formación Beauvoir.

grandes que se pueden distinguir a partir de exposiciones incompletas. En general se observan solamente los limbos largos replegados por pliegues de segunda generación que se describen más abajo (F2), por tal motivo es difícil reconstruir la geometría original de los pliegues F1. Sin embargo, en fotografías reportadas por Radoszta et al. (1985) de afloramientos equivalentes hacia el este de nuestra zona de estudio, sobre la costa norte de la bahía Aguirre, se distinguen pliegues apretados e isoclinales, de charnelas tipo chevron y recumbentes. No hemos estudiado esos afloramientos, y en nuestra zona de estudio solo hemos observado una charnela de un pliegue posiblemente de primer orden, con superficie axial casi recumbente (Fig. 9g).

Los pliegues desarrollados en las pizarras del Complejo Lemaire muestran un notable aplastamiento a partir del cual se pueden extraer datos de acortamiento utilizando la técnica de pliegues paralelos aplastados (Material Suplementario A). Los acortamientos determinados son heterogéneos; sin embargo, a partir del análisis de 35 pliegues o limbos de pliegues se obtuvo un acortamiento promedio del 39 ± 0.05 % (margen de error 95 %), ocasionado por aplastamiento en direcciones casi perpendiculares a los planos axiales ($89^\circ \pm 2^\circ$). En dos pliegues que pudimos reconstruir de manera completa, el acortamiento total sumando plegamiento por *buckling* (calculado por longitud de líneas constante) y aplastamiento es de aproximadamente un 40 %. Dado que esta reconstrucción requiere la premisa de área constante durante la deformación, lo cual es irreal considerando el desarrollo de foliaciones por disolución (ver más abajo), consideramos que esa magnitud corresponde a un acortamiento mínimo asociado al desarrollo de los pliegues, perpendicular a la superficie axial actual.

Foliación. El plegamiento de primera generación está acompañado por el desarrollo de una foliación subparalela a las superficies axiales de los pliegues F1, denominada aquí S1 (Figs. 9e, 10a), que muestra refracción entre capas de distinta competencia (Figs. 6g y 10b). La orientación de S1 es sumamente variable (Fig. 2a) debido a la superposición del plegamiento F2 (descrito más abajo). En sectores donde la deformación fue más intensa, la estratificación está transpuesta y se reconoce por charnelas aisladas correspondientes a pliegues F1 desenraizados y tipo gancho (*rootless folds* y *hook folds*), en los cuales los limbos se disolvieron y desmembraron completamente, acompañadas por un intenso *boudinage* que denota estiramiento paralelo al buzamiento de la foliación (Fig. 10c-e). Particularmente en las pizarras de la Formación Beauvoir, esta foliación corta con bajo ángulo a la estratificación en los limbos dorsales de los pliegues F1 (Fig. 10f).

Al microscopio la foliación en las metasedimentitas de gra-

no fino se distingue como una foliación continua (Figs. 8g, h) formada por sericita, clorita y calcita con orientación preferencial de forma de grano en algunas calizas con microesparita del Complejo Lemaire. En las fracciones con granulometría de tamaño limo o mayor la foliación se hace disyuntiva, formada por microlitones con orientación completa de sus componentes, y dominios de clivaje formados por superficies de disolución de tipo anastomosado, con notables *strain caps* en granos individuales (Figs. 6d, g, m y 8g, h). En rocas más competentes, como las riolitas de la punta Kinnaird, la foliación es disyuntiva y se distingue al microscopio como planos de disolución por presión de aspecto plano o estilolítico (Fig. 3b, d).

Zona de cizalla dúctil. La unidad milonítica de la punta Jalón ya ha sido descrita en la sección ESTRATIGRAFÍA, se detallan aquí aspectos estructurales adicionales. La foliación milonítica está formada por sericita y escasos cuarzo y feldespatos muy finos orientados, y por la orientación de porfiroclastos de cuarzo aplastados, feldespatos con *microboudinage* estirados, muscovitas y biotitas plegadas y rotadas paralelas a la foliación (Fig. 7b-f). Como ya se mencionó, las texturas de recristalización dinámica por *bulging* en cuarzo y la intensa fracturación de los feldespatos, así como la paragénesis metamórfica, indican que las milonitas/protomilonitas son de bajo grado. Estas rocas están intensamente deformadas por la superposición de una zona de cizalla frágil-dúctil de la generación más joven (Fig. 7a, ver apartado siguiente), lo cual no nos permite precisar la orientación original de la zona de cizalla dúctil y su foliación milonítica a escala de afloramiento.

Segunda generación de estructuras (D2)

Las estructuras que comprenden la segunda generación se superponen (deforman) a las estructuras D1, y si bien aquí se las describe en dos apartados por motivos de orden, tanto las zonas de cizalla como el plegamiento de la generación D2 se encuentran espacial y genéticamente relacionados.

Zonas de cizalla frágil-dúctil. Se reconocen al menos dos zonas de cizalla en la costa entre la punta Lobos y el sector hacia el norte de la punta Jalón (Fig. 2). Ambas están asociadas a una intensa deformación distribuida en zonas de pocos metros a decenas de metros de espesor, donde las estructuras presentes dependen del protolito original y del grado de desarrollo de una fábrica tectónica preexistente (D1). Por ejemplo, en la zona de cizalla de la ensenada de la Peste (Fig. 11a) la deformación en la zona de cizalla produjo un intenso plegamiento de la foliación de transposición S1 preexistente (Fig. 10c-e). Ese plegamiento se manifiesta como pliegues de crenulación en los planos S1 y en los pliegues desenraizados asociados a S1. Los pliegues de crenulación, denominados

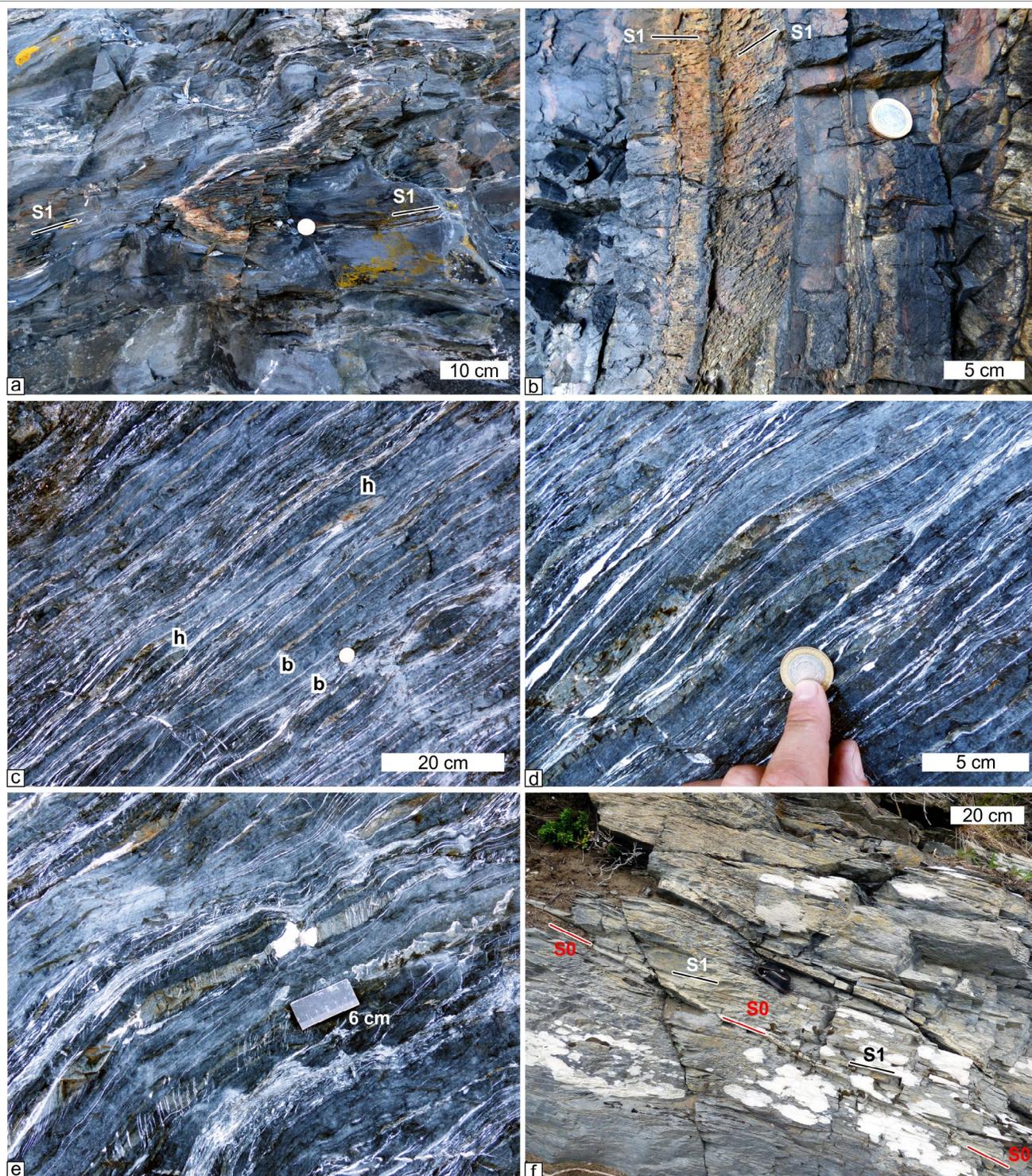


Figura 10. a-e) Foliación S1 en las tobas y calizas del Complejo Lemaire. a) Foliación bien desarrollada, paralela a la superficie axial de los pliegues (subhorizontal). b) Foliación refractada (marcas) en estratificación vertical. c) Foliación de transposición subparalela a la estratificación (inclinadas del NE al SO de la foto) en la que se desarrollan pliegues tipo gancho (*hook*, h) y *boudinage* (b). d) Detalle de un pliegue tipo gancho de la foto anterior. e) Detalle de *boudinage* de la foto c. Note cuellos mineralizados. f) Foliación S1 a bajo ángulo con la estratificación (S0) en la Formación Beauvoir.

F2, tienen asimetría que indica cinemática de techo hacia el norte en la zona de cizalla (Fig. 11b). Estos pliegues F2 son de algunos centímetros de longitud de onda y están vinculados a un clivaje de crenulación de muy buen desarrollo (S2), que forma una lineación de crenulación (L2) en las superfi-

cies de foliación S1 (Figs. 2a, 11b-d). Los pliegues F2 son subhorizontales y tienen una orientación ONO-ESE (Fig. 2a). La foliación S2 buza fuertemente al SSO (Fig. 11b, c), y tiene un rumbo similar a F2. Solamente se observa la traza de esta foliación en la superficie de afloramiento, por lo tanto, no es

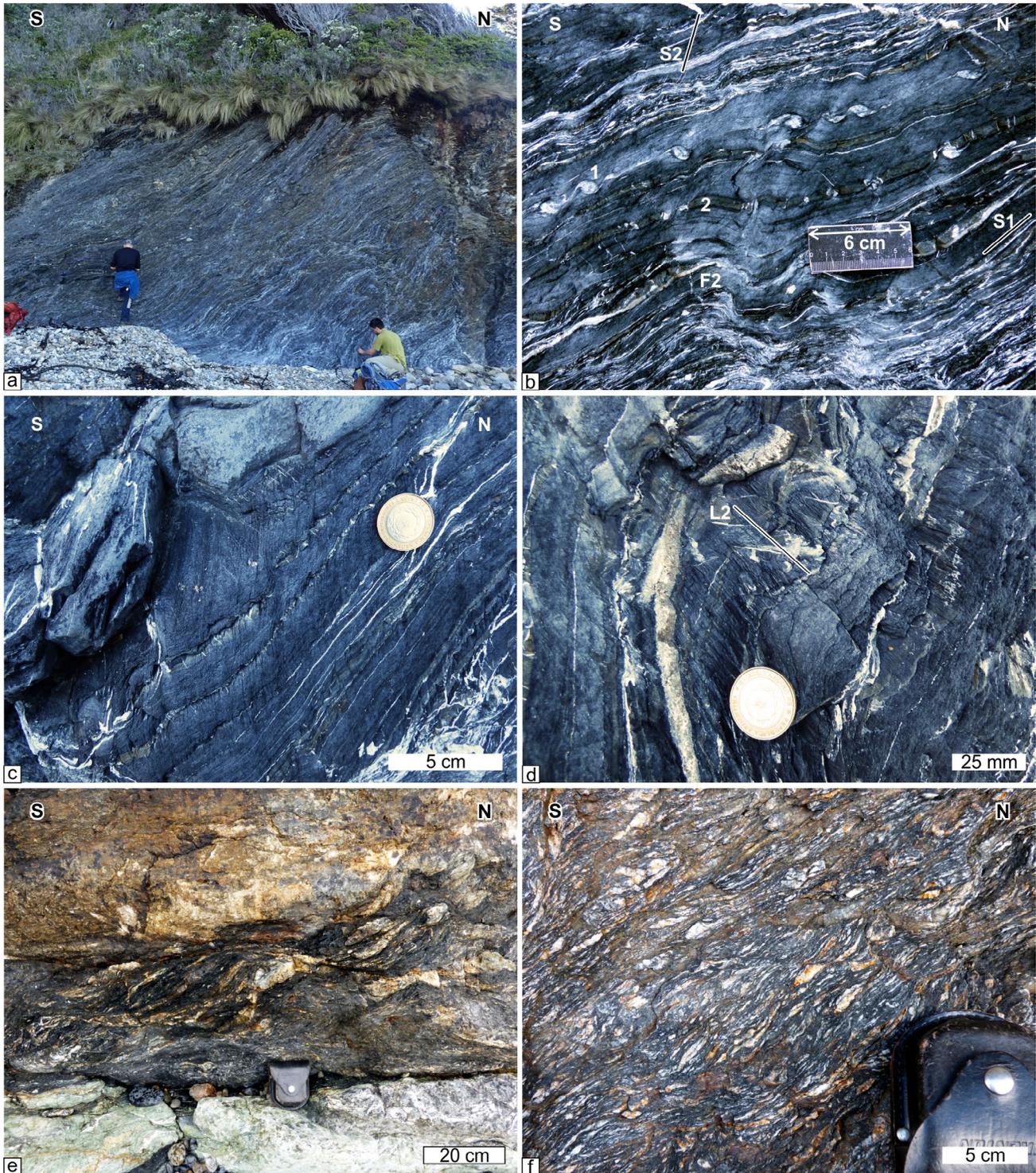


Figura 11. Zonas de cizalla frágil-dúctil (D2) afectando al Complejo Lemaire. a-d) Zona de cizalla de la ensenada de la Peste. a) Aspecto de afloramiento. b) Foliación de transposición S1 afectada por pliegues asimétricos F2 vergentes al N y foliación de crenulación S2 (subvertical), que rota capas con boudinage en bloques (2) y en fragmentos acuñados (1) con una componente de rotación de techo al norte. c) Detalle de la foliación de crenulación subvertical. d) La crenulación de la foliación S1 genera una lineación de crenulación L2 formada por las charnelas de pliegues microscópicos. e-f) Zona de cizalla de la punta Jalón. Se observan estructuras de “mezcla” de facies piroclásticas (tobas e ignimbritas). Note las estructuras “tipo S-C” con componente de cizalla con techo al norte.

posible medir con precisión los planos.

La zona de cizalla de la punta Jalón, en cambio, se desarrolla en un protolito heterogéneo formado por facies piroclás-

ticas del Complejo Lemaire intercaladas con la unidad milonítica de la punta Jalón (Fig. 7). En este protolito con contraste reológico, la zona de cizalla constituye una *broken formation*

(Festa et al. 2010, 2019, Ogata et al. 2021) en la que se observan distintos grados de fragmentación, desde niveles que conservan cierta coherencia estratigráfica, hasta otros totalmente desmembrados caracterizados por una fábrica tipo *block-in-matrix* (Figs. 7a, 11e-f). Los niveles más competentes forman bloques aislados de diversos tamaños con geometrías sigmoidales, inmersos en una matriz de grano muy fino, completamente triturada. Tanto la foliación preexistente (S1) como la seudoestratificación están plegadas por arrastre sobre superficies de cizalla, definiendo una intensa fábrica "tipo S-C" con una cinemática de techo hacia el norte (Fig. 11e-f). Las bandas de cizalla que forman esta fábrica tienen una orientación aproximada E-O y buzamientos moderados a muy bajos con dirección variable. Dado que solamente exponen la traza sobre la superficie de afloramiento, no es posible medirlos con precisión. Las fracturas de cizalla más frágiles forman una red muy compleja con orientaciones muy variables. El corrimiento así definido pone en contacto a las facies piroclásticas del Complejo Lemaire y a la unidad milonítica de punta Jalón, ambas incorporadas a la zona cataclástica de la falla, sobre las pizarras de la Formación Beauvoir que afloran al norte de la punta Jalón (Fig. 2). Estas últimas están deformadas en el bloque de piso del corrimiento por pliegues F2 en la foliación, orientados E-O con inclinación al este (Fig. 2), y revelan una intensa inyección de venillas de cuarzo.

Pliegues y crenulaciones. Se reconocen pliegues F2 de diferentes órdenes afectando a las estructuras D1, que son especialmente notorios cuando pliegan las superficies de foliación S1 en pizarras, particularmente en la costa norte de la bahía Aguirre. En este último caso los pliegues de órdenes menores son de escala de afloramiento (Fig. 12a), mientras que se observan pliegues más pequeños, de decímetros a centímetros de longitud de onda, asociados a zonas de charnela o a angostas zonas de cizalla dúctil con fisuras rellenas de material cuarzoso (*gashes*), (Fig. 12a-e). Finalmente, los pliegues de menor tamaño se desarrollan como una crenulación zonal identificada al microscopio y como una lineación de crenulación (L2) en superficies S1 (Fig. 12f). Esta última corresponde a las líneas de charnela de la crenulación zonal (F2=L2), y es idéntica a la observada en la zona de cizalla de la ensenada de la Peste (Fig. 11d).

El plegamiento de mayor tamaño, en cambio, corresponde a pliegues que se reconocen solamente por el cambio de orientación de las estructuras D1, que ha generado posiciones recumbentes en los pliegues F1 (Fig. 9), y cambios de orientación de la foliación S1 a escalas de decenas o cientos de metros, que pueden ser reconocidas en el mapa (Fig. 2a, por ejemplo a ambos lados de la zona de cizalla de la punta Jalón). Es de destacar que los pliegues de mayor orden están

íntimamente asociados al desarrollo de las zonas de cizalla frágil-dúctil descritas arriba (Fig. 11), característica que se conoce en corrimientos del cinturón central y la faja corrida y plegada interna de los Andes Fueguinos (Torres Carbonell et al. 2017, Mosqueira González et al. 2021, Cao et al. 2023). En muchas zonas de daño en zonas de cizalla frágil-dúctil, el aumento de la magnitud de deformación produce la modificación progresiva de los pliegues de crenulación hasta transformarlos en una fábrica "tipo S-C" típica de dichas zonas (Fig. 11e, f, Cao 2019, Mosqueira González 2023).

DISCUSIÓN

Interpretación estratigráfica de las facies sedimentarias y piroclásticas del Complejo Lemaire. Modelo depositacional

Las tobas y calizas estratificadas, y las tobas e ignimbritas expuestas entre la ensenada de la Peste y la punta Jalón fueron asignadas a la Formación Yahgan en trabajos previos (Caminos et al. 1981, Radoszta et al. 1985, Acevedo 1988) y posteriormente al Complejo Lemaire (en aquel entonces Formación Lemaire) en mapas regionales (Olivero y Malumián 2008). La asignación a la Formación Yahgan fue propuesta por Caminos et al. (1981), quienes siguieron aproximadamente la definición original de esa unidad por Kranck (1932) agrupando bajo esa denominación a casi todas las "lutitas y grauvacas pizarreñas" a ambos lados del canal Beagle y su continuación hacia el este hasta Península Mitre. Salvo por menciones de niveles volcanoclásticos intercalados en fangolitas de la Formación Yahgan en la zona sur de los montes Lucio López, al oeste de la bahía Aguirre (Caminos et al. 1981), en los trabajos previos no se describieron las facies piroclásticas en torno a la punta Jalón reportadas en este trabajo. Asimismo, las tobas y calizas mejor expuestas cerca de la cueva de Gardiner fueron descritas como "pelitas carbonosas negras" y "esquistos psamíticos grises claros y oscuros" por Radoszta et al. (1985, p. 52), quienes no hicieron distinción de las facies calcáreas con microfósiles ni de la abundancia de fitoclastos en esta sucesión. Por otra parte, la unidad milonítica de la punta Jalón descrita en este trabajo fue indicada como una "roca híbrida" asociada a inyecciones de venas cuarzosas o pegmatíticas en la Formación Yahgan (Radoszta et al. 1985).

Radoszta et al. (1985) y Acevedo (1988) argumentaron una relación intrusiva entre las riolitas del Complejo Lemaire expuestas al sur de la punta Lobos y las facies metasedimentarias por ellos asignadas a la Formación Yahgan, aunque dicho contacto no fue visitado por esos autores ni descrip-

to en detalle. Es de destacar que esa interpretación implicó que se determinara una edad pre-jurásica para la Formación Yahgan (Radoszta et al. 1985, Acevedo 1988). Trabajos más

recientes confirmaron que la Formación Yahgan pertenece al Cretácico Inferior, y que la roca de caja de los intrusivos reconocidos extensivamente en el Complejo Lemaire compren-



Figura 12. Estructuras D2 en la Formación Beauvoir. a) Pliegue F2 del mayor tamaño reconocido en afloramiento por cambios de buzamiento de la estratificación (S0). Se observa una sinforma apretada que muestra pliegues de mayor orden (indicados por flechas) en los limbos y especialmente en la zona de charnela. La foliación no se distingue a la escala de la foto. b) Detalle de una charnela que muestra el plegamiento de la estratificación y la foliación (S1), note el bajo ángulo entre ambas y los pliegues de mayor orden en las charnelas (flechas). c-d) Pliegues desarrollados en zonas de cizalla, con desarrollo de *gashes* rotados. En la imagen d) note el bajo ángulo entre S0 y S1. e) Pliegues F2 con lineación de crenulación paralela a las líneas de charnela (aproximadamente horizontal en la foto). f) Detalle de la lineación de crenulación (subvertical) formada por charnelas de micropliegues F2 y por la intersección entre S1 y la foliación de crenulación. El plano de la foto es una superficie S1.

de facies sedimentarias submarinas del Jurásico (Hanson y Wilson 1991, Olivero y Martinioni 1996a, b, 2001, González Guillot et al. 2016, Cao et al. 2025).

Por otra parte, todas las rocas que rodean la bahía Aguirre fueron incluidas en el Complejo Lemaire en el mapa regional de Olivero y Malumián (2008). Esta interpretación se basó en criterios establecidos para el reordenamiento de la estratigrafía de los Andes Fueguinos, durante los primeros trabajos sistemáticos realizados en el sector occidental del cinturón central por Olivero y Martinioni (1996a, 2001). En tal sentido, esos trabajos permitieron reasignar facies de pizarras previamente integradas en la Formación Alvear, expuestas en la sierra epónima, a las facies sedimentarias del Complejo Lemaire, siguiendo análisis previos de esa última unidad (Quartino et al. 1989, Hanson y Wilson 1991). Las escasas descripciones de las metasedimentitas de la bahía Aguirre y su supuesta vinculación con facies riolíticas, por lo tanto, derivó en su asignación a los términos sedimentarios del Complejo Lemaire en el citado mapa de Olivero y Malumián (2008).

Las nuevas descripciones aportadas en este trabajo permiten corroborar la asignación al Complejo Lemaire de las facies de riolitas, tobas e ignimbritas, conglomerados y areniscas, y tobas y calizas que afloran entre el cabo San Gonzalo y la punta Jalón. La mayoría de estas rocas forman parte de las facies ya conocidas para el mencionado complejo volcánico-sedimentario (Caminos et al. 1981, Hanson y Wilson 1991, Olivero y Martinioni 1996a, González Guillot et al. 2016, Cao et al. 2025).

Las biomicritas y bioesparitas intercaladas con tobas delgadas en la punta Pique, por otra parte, son descritas aquí por primera vez en el Complejo Lemaire. La alternancia de niveles calcáreos dominados por abundantes microfósiles con niveles sutilmente gradados de tobas finas sugiere sedimentación en un ambiente marino dominado por caída de ceniza volcánica, con episodios de densa acumulación pelágica de organismos calcáreos. La asociación con los depósitos piroclásticos y volcánicos del Complejo Lemaire sugiere caída de cenizas y lapilli de plumas volcánicas subaéreas, posiblemente algo más alejadas de los focos volcánicos que las facies de ignimbritas y tobas. El notable aporte de fitoclastos sustenta la existencia de áreas emergidas. La concentración de fitoclastos y materia orgánica amorfa en los contactos entre capas de toba o de caliza indica intervalos de pausa en la sedimentación piroclástica y pelágica, y acumulación de material vegetal suspendido en la columna de agua. La sedimentación predominantemente suspensiva y la aparente ausencia de estructuras tractivas y de fragmentos epiclásticos sugiere ambientes distales de baja energía.

Los microfósiles reconocidos en estos niveles tienen marcada similitud con las calciesferas y los radiolarios descritos en facies tobáceas de la Formación Ameghino, de edad equivalente al Complejo Lemaire (Scasso 2001, Kietzmann y Scasso 2020). Por otra parte, la presencia de fitoclastos fue recientemente reportada para facies palustres y lacustres de la Serie Tobífera (equivalente al Complejo Lemaire) en testigos de pozos del norte de la Provincia de Tierra del Fuego,

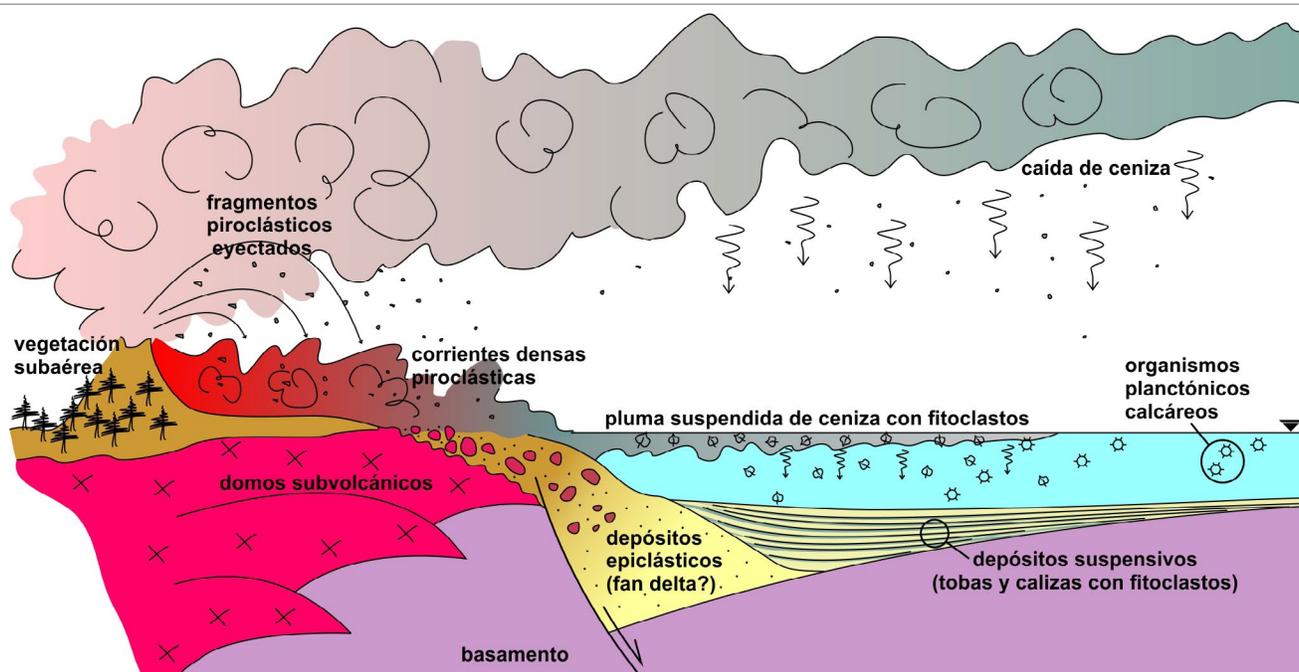


Figura 13. Esquema idealizado del modelo de ambientes y procesos interpretados para las facies reconocidas en el Complejo Lemaire, en el margen de un graben o hemigraben de *rift* Jurásico-Berriasiano con volcanismo subaéreo asociado. Sin escala.

junto con fósiles de escarabajos y conchostracos continentales (De la Cal et al. 2024).

En conjunto, las facies sedimentarias descritas en este trabajo (conglomerados, areniscas y ritmitas de tobas y calizas), aparentemente interdigitadas con facies piroclásticas y subvolcánicas, son consistentes con el contexto tectonoestratigráfico del Complejo Lemaire (e.g. Hanson y Wilson 1991, González Guillot et al. 2016). En tal sentido interpretamos un conjunto de facies consistentes con depositación a partir de procesos sedimentarios y piroclásticos en un margen de graben o hemigraben del *riff* volcano-tectónico, vinculados a volcanismo subaéreo (Fig. 13). Los conglomerados monomícticos con clastos de riolita y las areniscas cuarzosas sugieren aporte de cuerpos volcánicos ácidos erosionados en los flancos del depocentro, durante su desarrollo tectónico. La presencia de pellets acrecionales de ceniza y abundantes fitoclastos indican exposición subaérea en el área de aporte, con desarrollo de vegetación y formación de nubes de ceniza. Las facies de tobas y calizas (posibles pelagitas) asociadas con sedimentación suspensiva podrían reflejar un ambiente relativamente distal en el depocentro, alejado de la influencia directa de corrientes piroclásticas densas y corrientes subacuáticas.

Interpretación estratigráfica de las facies metasedimentarias de la Formación Beauvoir

Las facies de pizarras expuestas en la costa norte de la bahía Aguirre fueron anteriormente asignadas a la Formación Yahgan (Caminos et al. 1981, Radoszta et al. 1985, Acevedo 1988) y al Complejo Lemaire (Olivero y Malumián 2008). En el primer caso esto se debió a que se las identificó con las metasedimentitas expuestas en torno a la punta Pique, asignadas a aquella Formación, y en el segundo caso a la asignación de esas metasedimentitas al Complejo Lemaire como se explica en la sección precedente. En otros mapas más recientes se las interpretó también como Formación Beauvoir (e.g. Torres Carbonell et al. 2020), aunque esos afloramientos no fueron estudiados *in situ* desde los mencionados trabajos de la década del '80 hasta los trabajos que han resultado en esta contribución.

La diferenciación en terreno entre las facies de pizarras del Complejo Lemaire y de la Formación Beauvoir es en general problemática, ya que se trata de distinguir litologías muy similares, en ambos casos con influencia de aporte piroclástico. En el flanco norte de la sierra Alvear, por ejemplo, donde el contacto está expuesto, la base de la Formación Beauvoir expone metapelitas con intercalaciones de tobas de algunos centímetros de espesor, que caracterizan un bandeo notable. Hacia el techo, la Formación Beauvoir se compone de

pizarras de brillo sedoso, con delgados niveles de toba de color claro que permiten distinguir el plano de estratificación original (Martinioni et al. 2013, Cao 2019, Torres Carbonell et al. 2020, Mosqueira González 2023).

En nuestra zona de trabajo, las pizarras de la costa norte de la bahía Aguirre tienen las características litológicas de estas últimas facies, con el agregado de trazas fósiles de *Ophiomorpha rudis* y *Chondrites* cf. *intricatus* (Fig. 8d, e). Las mismas facies se exponen en la costa oriental de Península Mitre desde el morro sur de la bahía Buen Suceso hasta la ensenada Patagones, donde el Complejo Lemaire está montado mediante un corrimiento sobre la Formación Beauvoir (Fig. 1, Torres Carbonell et al. 2017). En nuestra zona de estudio también hemos reconocido un corrimiento que en su zona de falla integra al Complejo Lemaire y a la unidad milonítica de la punta Jalón, y los monta sobre las pizarras expuestas al norte de la punta Jalón. La similitud de facies y características estructurales entre el perfil expuesto en la costa oriental de Península Mitre y el estudiado en este trabajo, nos permite interpretar que esas pizarras son parte de la Formación Beauvoir. De manera análoga interpretamos a las pizarras expuestas a lo largo de toda la costa norte de la bahía Aguirre (Fig. 2a).

Correlación estructural en el cinturón central de los Andes Fueguinos

El desarrollo de estructuras en el sector estudiado de la bahía Aguirre es notablemente similar al del resto del cinturón central de los Andes Fueguinos, especialmente en el relleno jurásico-cretácico de la cuenca Rocas Verdes (Bruhn 1979, Torres Carbonell et al. 2017, Cao et al. 2018, Torres Carbonell et al. 2020, Cao et al. 2023). Algunos de estos rasgos estructurales solo se habían reportado de manera general en trabajos previos, que identificaron las orientaciones y características más notables como el plegamiento de las pizarras de la punta Pique y de la Formación Beauvoir, y el desarrollo de foliaciones y su crenulación en algunos sectores (Caminos et al. 1981, Radoszta et al. 1985, Acevedo 1988). Sin embargo, las observaciones más detalladas realizadas en este trabajo y el conocimiento adquirido en los últimos años sobre la evolución estructural de los Andes Fueguinos, permiten hacer análisis más profundos respecto al significado de estas estructuras.

La deformación más antigua registrada en las rocas alrededor de Puerto Español (D1) comprende una foliación tectónica con desarrollo variable dependiendo de la competencia del protolito, escaso en riolitas coherentes (Fig. 3) y más intenso en protolitos sedimentarios y piroclásticos. En estos últimos la foliación disyuntiva está desarrollada por orientación preferencial de forma de grano de sericita y clorita fina en los

microlitones, y dominios de clivaje formados por disolución (Figs. 4c, 6 y 8g, h), que son característicos de la deformación de bajo grado metamórfico de los Andes Fueguinos (Bruhn 1979, Torres Carbonell et al. 2017, Cao et al. 2018). Esta foliación es subparalela a las superficies axiales en las charnelas de pliegues en las tobos y calizas del Complejo Lemaire (Figs. 9e, f y 10b), mientras que en los limbos largos de la Formación Beauvoir se observan relaciones de bajo ángulo (Figs. 10f y 12b, d). Este último caso fue reportado en la sierra Beauvoir (Fig. 1), en la misma Formación, asociada a los limbos dorsales de pliegues asimétricos (Mosqueira González et al. 2021, Mosqueira González 2023).

El acortamiento mínimo reportado para los pliegues del Complejo Lemaire constituye la primera estimación cuantitativa de esta naturaleza para el cinturón central de los Andes Fueguinos. Por otra parte, la deformación más intensa con desarrollo de foliaciones de transposición en metasedimentitas (Fig. 10c-e) y de una unidad milonítica de protolito granítico (Fig. 7b-f), es equivalente a las zonas de mayor deformación reportadas en el cinturón central en el Complejo Lemaire, donde el acortamiento por cizalla simple regional durante la deformación $D1_{CB}$ se concentra en zonas miloníticas o de intensa deformación (Klepeis et al. 2010, Torres Carbonell et al. 2017, Cao et al. 2018, Torres Carbonell et al. 2020, Torres Carbonell y Cao 2022). La heterogeneidad en la intensidad de deformación dependiendo del protolito (foliaciones de transposición en pizarras vs. foliaciones espaciadas en metapsamitas y riolitas competentes) también es consistente con lo observado en el resto del cinturón central (Bruhn 1979, Cao 2019, Torres Carbonell et al. 2020).

Estos rasgos de deformación acompañan el desarrollo de un metamorfismo regional de muy bajo grado, que en trabajos previos ha sido asignado a las facies de prehnita-pumpellyita (Caminos et al. 1981). Esas observaciones previas son consistentes con las realizadas en este trabajo, donde se reconoce una paragénesis de sericita, clorita, cuarzo, feldespato, \pm epidoto, \pm stilpnomelano, \pm albita, \pm calcita, \pm prehnita, \pm pumpellyita. Las similitudes de estructuras y grado metamórfico sugieren que esta deformación más antigua en la zona de estudio corresponde a la $D1_{CB}$ de Torres Carbonell et al. (2020), asociada a la etapa de cierre de la cuenca Rocas Verdes bajo una intensa cizalla simple regional (ver Marco geológico regional).

La deformación que se sobrepone a la $D1_{CB}$ comprende el notable plegamiento de los planos de foliación S1 y de los pliegues F1, desarrollándose pliegues (F2) que incluyen desde una crenulación en los planos de foliación S1 (Figs. 11d y 12f) hasta pliegues que exceden la escala de afloramiento y se distinguen por los cambios de buzamiento de esa foliación

a lo largo de los afloramientos (Figs. 2a y 12a). Esta escala de plegamiento mayor se ha reconocido en el extremo oriental de Península Mitre, donde está asociada a la yuxtaposición del Complejo Lemaire sobre la Formación Beauvoir (Torres Carbonell et al. 2017).

El plegamiento F2 está directamente vinculado a zonas de falla frágil-dúctil, dentro de las que se observan indicadores de movimiento con una componente dominante de techo al norte (Fig. 11), lo cual permite interpretarlas como corrimientos. En los Andes Fueguinos estas estructuras son muy características de la deformación $D2_{CB}$, que es la que provoca el plegamiento superpuesto en las estructuras más antiguas. De la misma manera interpretamos a la deformación de segunda generación en nuestra zona de estudio. En particular, de manera similar a lo que se ha interpretado para el oriente de Península Mitre, en la punta Jalón el contacto entre la Formación Beauvoir y el Complejo Lemaire (parcialmente integrado con la unidad milonítica de la punta Jalón) está asociado a uno de estos corrimientos (Fig. 2a).

Tanto las estructuras $D1_{CB}$ como $D2_{CB}$ tienen una orientación aproximada este-oeste (Fig. 2a), paralela al grano tectónico del sector. La deformación $D2_{CB}$ ha sido interpretada como parte de la etapa de desarrollo de corrimientos en los Andes Fueguinos, que comienza con posterioridad al Campaniano, posiblemente durante el Paleoceno, y continúa hasta el Mioceno temprano formando el sistema de la faja corrida y plegada Fueguina (ver Marco geológico regional). Los corrimientos como los observados en la punta Jalón y ensenada de la Peste son equivalentes a los corrimientos más internos de la faja corrida y plegada, que se vincularían mediante despegues con los observados en niveles más someros expuestos en el antepaís (Cao et al. 2023).

CONCLUSIONES

El estudio detallado en campo y bajo microscopio petrográfico de las facies y estructuras expuestas en la costa occidental de la bahía Aguirre nos permite rectificar imprecisiones en la cartografía geológica previa de ese sector. Hemos distinguido cuatro facies de origen volcánico, volcanoclástico y sedimentario en el Complejo Lemaire (Jurásico Medio-Berriasiense), y metasedimentitas de la Formación Beauvoir (Cretácico Inferior). El Complejo Lemaire comprende riolitas, tobos e ignimbritas, conglomerados y areniscas, y tobos y calizas estratificadas expuestas entre el cabo San Gonzalo y la punta Jalón. Las rocas calcáreas son reportadas por primera vez para esta unidad en los Andes Fueguinos. La Formación Beauvoir incluye pizarras con intercalaciones de tobos delga-

das, y al menos una inyectita formada por arenisca feldespato-lítica compuesta predominantemente de líticos volcánicos. Se identificó además una unidad milonítica de protolito granítico, cuya asignación al Complejo Lemaire o a unidades más antiguas (basamento paleozoico) es dudosa debido a la falta de relaciones de contacto bien expuestas.

Nuestro trabajo permite rectificar la asignación a la Formación Yahgan de las facies metasedimentarias del sector de la bahía Aguirre. En tal sentido, las sedimentitas expuestas al sur de la punta Jalón están interestratificadas con rocas volcánicas y piroclásticas ácidas y corresponden a facies sedimentarias del Complejo Lemaire. Por otra parte, las pizarras grises, con intercalaciones de tobas y bioturbación de *Ophiomorpha* y *Chondrites*, expuestas al norte de la punta Jalón y en la costa norte de la bahía Aguirre, son muy similares a las facies reconocidas en la Formación Beauvoir en el resto de los Andes Fueguinos, y se asignan a esa Formación.

Ambas unidades están afectadas por el primer episodio de deformación registrado en el cinturón central de los Andes Fueguinos (D1_{CB}), vinculado al cierre de la cuenca Rocas Verdes durante el Cretácico Tardío. Esta deformación comprende un intenso plegamiento, desarrollo de foliaciones en general paralelas a la superficie axial de esos pliegues, formación de una zona de cizalla dúctil con generación de rocas miloníticas en un protolito granítico, y es simultánea con un metamorfismo de muy bajo grado en los niveles estructurales expuestos. A esa deformación se superpone una segunda generación de estructuras algo más frágiles, que incluyen zonas de falla frágil-dúctil y plegamiento asociado, que modifica notablemente la orientación de las estructuras previas. Estas zonas de falla tienen cinemática de corrimiento, destacándose el expuesto en la punta Jalón que apoya al Complejo Lemaire y la unidad milonítica de la punta Jalón sobre la Formación Beauvoir. Los corrimientos están asociados a la deformación D2_{CB} reconocida en el cinturón central, que corresponde al desarrollo más profundo de la faja corrida y plegada Fueguina desde el Paleoceno hasta el Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

Financiado por ANPCyT-FONCyT PICT 2019 1541, Convenio de Asistencia Técnica YPF S.A.-CONICET y por un subsidio de la Fundación Williams. Agradecemos la invaluable hospitalidad de Sergio Anselmino durante las tareas de campo, y la discusión de características de algunas muestras con N. Fortunatti (UNS) y A. Savoretti (UNTDF). Todas las láminas delgadas estudiadas fueron realizadas por Leandro Remón (CADIC-CONICET). Agradecemos las revisiones de

Fernando Hongn, Roberto Martino y la editora Alina Tibaldi, así como sugerencias del editor Ricardo Astini, que han mejorado la redacción original.

REFERENCIAS

- Acevedo, R.D. 1988. Estudios geológicos areales y petroestructurales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 247 p., Buenos Aires.
- Betka, P., Mosher, S. y Klepeis, K. 2022. Progressive Development of a Distributed Ductile Shear Zone beneath the Patagonian Retroarc Fold-Thrust Belt, Chile. *Lithosphere* 2022(1).
- Brown, R.J., Bonadonna, C. y Durant, A.J. 2012. A review of volcanic ash aggregation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 45-46: 65-78.
- Bruhn, R.L. 1979. Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego. *Geological Society of America Bulletin* 90(11): 998-1012.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R. y de Wit, M.J. 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters* 41(1): 32-46.
- Camacho, H.H. 1948. Geología de la cuenca del Lago Fagnano o Cami. Tesis PhD, Universidad de Buenos Aires (inédita), 543 p., Buenos Aires.
- Caminos, R., Haller, M.J., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R. y Ramos, V. 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. *Actas VIII Congreso Geológico Argentino* 3: 759-786, San Luis.
- Cao, S.J. 2019. Estructura y estratigrafía del Jurásico Superior-Cretácico entre el Canal Beagle y el Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 313 p., Bahía Blanca.
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J. y Dimieri, L.V. 2018. Structural and petrographic constraints on the stratigraphy of the Lapataia Formation, with implications for the tectonic evolution of the Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 84: 223-241.
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J., Bordese, S. y Lovecchio, J.P. 2022. Early rifting during marginal basin development: Petrography, microstructure, and detrital zircon U-Pb geochronology of the Lapataia Formation, Argentine Fuegian Andes. *Basin Research* 34(4): 1400-1420.
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J., Sánchez, N.P., Bordese, S. y Dimieri, L.V. 2023. Thrust tectonics in the Fuegian Andes central belt: A detailed geometric-kinematic analysis and new thermochronological constraints. *Tectonophysics* 862: 229966.
- Cao, S.J., González Guillot, M., Torres Carbonell, P.J., Bordese, S., Lovecchio, J.P. y Dimieri, L.V. 2025. Stratigraphy of the Rocas Verdes basin: Petrography and new U-Pb ages from the Argentine Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 152: 105315.

- Cunningham, W.D. 1994. Uplifted ophiolitic rocks on Isla Gordon, southernmost Chile: implications for the closure history of the Rocas Verdes marginal basin and the tectonic evolution of the Beagle Channel region. *Journal of South American Earth Sciences* 7(2): 135-147.
- Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* 300(1454): 319-335.
- Dalziel, I.W.D., Caminos, R., Palmer, K.F., Nullo, F. y Casanova, R. 1974. South Extremity of Andes: Geology of Isla de los Estados, Argentine Tierra del Fuego. *AAPG Bulletin* 58(12): 2502-2512.
- De la Cal, H.G., Villar, H.J., Páez, G.N., Gallego, O.F., Monferran, M.D. y Yan, E.V. 2024. El registro lacustre del Jurásico en el subsuelo de la Cuenca Austral-Magallanes y su potencial como roca madre de hidrocarburos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 81(3): 363-385.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. En: Ham, W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks—A Symposium 1*. American Association of Petroleum Geologists: 108-121, Tulsa.
- Festa, A., Pini, G.A., Dilek, Y. y Codegone, G. 2010. Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review* 52(10-12): 1040-1105.
- Festa, A., Pini, G.A., Ogata, K. y Dilek, Y. 2019. Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric mélanges in orogenic belts and exhumed subduction-accretion complexes. *Gondwana Research* 74: 7-30.
- Folk, R.L. 1959. *Practical Petrographic Classification of Limestones*. AAPG Bulletin 43(1): 1-38.
- Furque, G. 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21(1): 61-66.
- Garzanti, E. 2019. Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews* 192: 545-563.
- González Guillot, M., Urza, I., Acevedo, R.D. y Escayola, M. 2016. Magmatismo básico jurásico-cretácico en los Andes Fueguinos y su relación con la Cuenca Marginal Rocas Verdes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73(1): 1-22.
- Hanson, B. y Wilson, T. 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin, southern Andes, Chile and Argentina. En: Harmon, R. y Rapela, C. (eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*, Geological Society of America Special Paper 265. Geological Society of America: 13-27, Boulder.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderón, M. y Thomson, S.N. 2010. Detrital zircon SHRIMP U–Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex of Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 167(3): 555-568.
- Kietzmann, D.A. y Scasso, R.A. 2020. Jurassic to Cretaceous (upper Kimmeridgian–?lower Berriasian) 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: 109419.
- Klepeis, K.A., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. y Thomson, S. 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29(3): TC3014.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M. y Dalziel, I.W.D. 1995. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 13(2): 251-270.
- Kranck, E.H. 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica Societas Geographica Fenniae* 4: 1-231.
- Llambías, E.J. 2003. *Geología de los cuerpos ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Instituto Superior de Correlación Geológica, 182 p., Buenos Aires.
- Lobo, C., González Guillot, M., Torres Carbonell, P.J., Rodríguez, C., Escayola, M., Aragón, E., Martín, G. y Garrido, C.J., 2024. Hallazgo de posible basamento de la cuenca Rocas Verdes en el sector Argentino de la Cordillera Fueguina. *Actas XXII Congreso Geológico Argentino*: 365-366, San Luis.
- Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A., Fanning, C.M. y Wang, W. 2011. Crustal growth during back-arc closure: Cretaceous exhumation history of Cordillera Darwin, southern Patagonia. *Journal of Metamorphic Geology* 29(6): 649-672.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B., Medina, F.A. y Palamarczuk, S.C. 2013. Cretaceous stratigraphy of Sierra de Beauvoir, Fuegian Andes (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(1): 70-95.
- Mosqueira González, V. 2023. Geometría, cinemática y cuantificación de la deformación en la porción interna de la faja plegada y corrida Fueguina al norte del lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur (inédita), 314 p., Bahía Blanca.
- Mosqueira González, V., Torres Carbonell, P.J. y Turienzo, M.M. 2021. Structural overprinting and style of deformation at sierra Beauvoir and sierra de Apen: A geometric and kinematic model for the evolution of the internal thrust-fold belt, Fuegian Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 112: 103575.
- Mukasa, S.B. y Dalziel, I.W.D. 1996. Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U–Pb and muscovite ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on tectonic evolution of Southwestern Gondwanaland. *Journal of South American Earth Sciences* 9(5–6): 349-365.
- Murcia, H.F., Borrero, C.A., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M. y Scollamacchia, T. 2013. Depósitos volcanoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central* 48: 15-39.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D. y Milnes, A.G. 1980. Structural geology of the

- Cordillera Darwin - Collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 73: 727-751.
- Ogata, K., Festa, A., Pini, G.A. y Pogacnik, Z. 2021. Mélanges in flysch-type formations: Reviewing geological constraints for a better understanding of complex formations with block-in-matrix fabric. *Engineering Geology* 293: 106289.
- Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 1996a. Sedimentología de las Formaciones Lemaire y Yahgan (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. *Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos* 2: 45-59.
- Olivero, E.B. y Malumián, N. 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6(1): 5-18.
- Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 1996b. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous Marginal Basin. *Journal of Paleontology* 70(2): 272-274.
- Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14(2): 175-188.
- Olivero, E.B. y Medina, F.A. 2001. Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los Andes Fueguinos, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(3): 344-352.
- Olivero, E.B., Medina, F.A. y López Cabrera, M.I. 2009. The stratigraphy of cretaceous mudstones in the eastern Fuegian Andes: new data from body and trace fossils. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 60-69.
- Olivero, E.B., Torres Carbonell, P.J., Bedoya Agudelo, E.L., Gutiérrez, C.I., Mosqueira González, V. 2025. Estratigrafía del Cretácico Superior-Cenozoico de las cuencas Austral-Malvinas en los Andes Fueguinos: actualización y síntesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 82(1): 3-39.
- Palotti, P., Menichetti, M., Cerrado, M.E. y Tassone, A. 2012. A new U-Pb zircon age determination for the Lemaire Formation of Fuegian Andes, Tierra del Fuego, Argentina. *Rendiconti Online Della Società Geologica Italiana* 22: 170-173.
- Petersen, C. 1949. Informe sobre los trabajos de relevamiento geológico efectuados en Tierra del Fuego entre 1945 y 1948. Dirección General de Industria y Minería p., Buenos Aires.
- Quartino, B.J., Acevedo, R.D. y Scalabrini Ortíz, J. 1989. Rocas eruptivas volcánicas entre Monte Olivia y Paso Garibaldi, Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4): 328-335.
- Radoszta, A.P., Acevedo, R.D. y Giordanengo, G.A. 1985. Observaciones geológicas entre las bahías Aguirre y Valentín. CIRGEO y Museo Territorial de Ushuaia, Inédito, 93 p., Ushuaia.
- Ramsay, J.G. 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill 568 p., New York
- 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(1): 101-106.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, 1:1.000.000.
- Snoke, A.W., Tullis, J. y Todd, V.R. 1998. Fault-related rocks: a photographic atlas. Princeton University Press, 617 p., Princeton.
- Srivastava, D.C. y Shah, J. 2008. The "isogon rosette" method for rapid estimation of strain in flattened folds. *Journal of Structural Geology* 30(4): 444-450.
- Tanner, P.W.G. y Macdonald, D.I.M. 1982. Models for the deposition and simple shear deformation of a turbidite sequence in the South Georgia portion of the southern Andes back-arc basin. *Journal of the Geological Society* 139(6): 739-754.
- Torres Carbonell, P.J. y Cao, S.J. 2022. Cuantificación de la deformación por cizalla simple vs. cizalla pura en milonitas de los Andes Fueguinos. En: Foix, N. (ed.), *Actas del XXI Congreso Geológico Argentino*. Asociación Geológica Argentina: 141-142, Puerto Madryn.
- Torres Carbonell, P.J., Cao, S.J. y Dimieri, L.V. 2017. Spatial and temporal characterization of progressive deformation during orogenic growth: Example from the Fuegian Andes, southern Argentina. *Journal of Structural Geology* 99: 1-19.
- Torres Carbonell, P.J., Cao, S.J., González Guillot, M., Mosqueira González, V., Dimieri, L.V., Duval, F. y Scaillet, S. 2020. The Fuegian thrust-fold belt: From arc-continent collision to thrust-related deformation in the southernmost Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 102: 102678.
- Twiss, R. y Moores, E. 2007. *Structural Geology*, 2nd edition. W. H. Freeman and Co., 736 p., New York.
- Wilson, T.J. 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 103: 98-111.