



**UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
TESIS DOCTORAL EN GEOLOGÍA**

**ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO
ENTRE EL CANAL BEAGLE Y EL LAGO FAGNANO
TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA**

Sebastián José Cao

**Director: Luis V. Dimieri
Codirector: Pablo J. Torres Carbonell**

-2019-



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

ESTRUCTURA Y ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO
SUPERIOR-CRETÁCICO ENTRE EL CANAL BEAGLE
Y EL LAGO FAGNANO
TIERRA DEL FUEGO, ARGENTINA

SEBASTIÁN JOSÉ CAO

Director: Luis V. Dimieri
Codirector: Pablo J. Torres Carbonell

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2019

PREFACIO

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado Académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional del Sur, y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos de investigaciones llevadas a cabo en el Laboratorio de Geología Andina del Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET), durante el período comprendido entre el 15 de julio de 2014 y noviembre de 2018, bajo la dirección del Dr. Luis Vicente Dimieri (Departamento de Geología de esta Universidad) y la codirección del Dr. Pablo Juan Torres Carbonell (CADIC).

Sebastián José Cao

3 de diciembre de 2018

Departamento de Geología

Universidad Nacional del Sur



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el / / , mereciendo
la calificación de(.....)

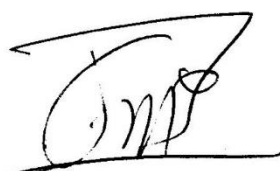
ACTA DE LA DEFENSA ORAL DE TESIS DOCTORAL

-----En la ciudad de Bahía Blanca, a los 21 días del mes de marzo de 2019, siendo las 16.00 hs., en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, se reúne el jurado designado por la Secretaría de Estudios de Postgrado y Educación Continua, para dictaminar sobre la defensa oral del trabajo de Tesis Doctoral realizado por el Licenciado en Ciencias Geológicas Sebastián Cao, bajo la dirección de los Dres. Luis V. Dimieri y Pablo Torres Carbonell sobre el tema "Estructura y estratigrafía del Jurásico superior-Cretácico de los Andes Fueguinos entre el Canal de Beagle y el lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina."-----

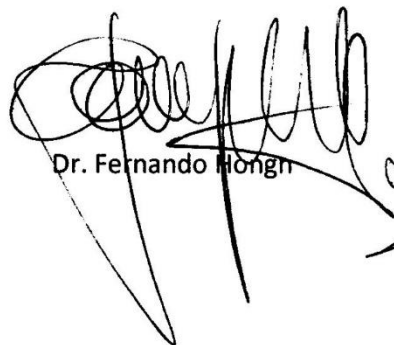
----El jurado integrado por los Dres. Juan Franzese, Fernando Hongn y Daniel Gregori considera que la tesis presentada constituye un aporte de excelencia académica y que la exposición y defensa mantuvo el alto nivel del escrito, que fue evaluado individualmente por los miembros del jurado.-----

-----Por estas razones, los miembros del jurado coinciden en calificar a este trabajo de Tesis Doctoral como 10 (SOBRESALIENTE) recomendando a la Secretaría de Estudios de Postgrado y Educación Continua se expida el título académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional del Sur, al Lic. Sebastián Cao (DNI: 33.107.549); se recomienda la publicación de los resultados de esta tesis. -----

-----Siendo las 17:20 hs. se da por finalizada la labor del jurado.-----



Dr. Juan Franzese



Dr. Fernando Hongn



Dr. Daniel Gregori

AGRADECIMIENTOS

El primer lugar en estos agradecimientos es para aquellas personas sin cuya iniciativa y voluntad nunca hubiera arribado a Tierra del Fuego a realizar una tesis doctoral. Me refiero, por supuesto, a mis directores: Luis Dimieri y Pablo Torres Carbonell. Luis me ofreció la posibilidad de migrar desde Bahía Blanca para trabajar en los Andes Fueguinos en momentos donde aún cursaba el último año de la licenciatura en ciencias geológicas en la Universidad Nacional del Sur. Un año más tarde llegué al Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC) de Ushuaia, y desde entonces Luis me ha apoyado en todo, siempre con una mirada crítica y la palabra justa. La dirección de Pablo ha logrado armonizar entre un indudable virtuosismo y una paciencia inconmensurable, combinación que ha sido fundamental para mí a lo largo de estos años. El trabajo de campo, tan arduo como maravilloso, contó desde un principio con su tutela. A él le debo, además de la posibilidad de realizar una tesis doctoral, las enseñanzas de geología estructural y el conocimiento de los Andes Fueguinos, acaso más valiosos aún.

Puedo decir con alegría que al momento de escribir estas líneas ya he defendido esta tesis. Esto me retrotrae al principio, y me lleva a sentirme profundamente agradecido al CONICET, que me otorgó una beca para iniciarla en el año 2014. La querida Universidad Nacional del Sur (UNS) me permitió estudiar y aprender geología (una de mis grandes pasiones desde pequeño), para luego aceptarme como estudiante de doctorado, y cinco años más tarde ponerme frente a un tribunal de excelencia académica al optar por el título de doctor en geología. Los revisores y jurados de la tesis, Dres. Fernando Hongn, Juan Franzese y Daniel Gregori, aportaron críticas constructivas y contribuyeron a una mejoría que se refleja en esta versión definitiva. La investigación llevada a cabo durante el doctorado contó con un esencial apoyo financiero que fue percibido a través de proyectos otorgados por diversas instituciones. Estos se indican en forma detallada en la sección I.1.6 de la tesis.

En el transcurso de estos años he tenido la suerte de recibir la ayuda de excelentes personas y grandísimos profesionales, que de un modo u otro aportaron a este trabajo. El Laboratorio de Geología Andina (LGA) del CADIC me recibió con los brazos abiertos desde un principio. Acá he encontrado siempre palabras (y acciones) de apoyo. Agradezco a Eduardo, Marisa, Dani, Eri, Euge y Vicky por su constante compañerismo. Una mención especial es para Miguel Barbagallo, artífice (y artesano) de todas las láminas delgadas que estudié durante mi doctorado. La ayuda y las enseñanzas por parte de Mauricio González Guillot (Mauri) fueron de gran importancia en este trabajo. Con él hemos compartido incontables horas de campo, en medio de discusiones que han enriquecido mi visión geológica de los Andes Fueguinos. Su aporte petrográfico, desde la camioneta al microscopio, es más que agradecido. Muchos otros colegas y compañeros del CADIC han expresado siempre su apoyo y colaboración. Entre ellos, va mi agradecimiento para Alicia Nizovoy, Nacho Magneres, Romi Onorato, Diego Quiroga, Luis Santamaría y Luis Díaz Balocchi. En la Universidad Nacional de Tierra del Fuego (UNTDF), por su parte, he tenido la oportunidad de conocer, compartir y aprender de muy buenos compañeros de trabajo como Nilda Menegatti, Mauricio Giambastiani y Raúl Seggiaro.

Algunos kilómetros hacia el Norte, el excelente grupo humano que “habita” la UNS me recibió siempre de la mejor manera en mis viajes a Bahía Blanca. Le agradezco en especial a Cristina Frisicale (Cris) su paciencia al enseñar y el apoyo constante durante estos años. Gracias también al grupo de geología estructural del Departamento de Geología (Sergio, Martín, Nati, Fer y compañía), de quienes he recibido siempre buenos consejos y palabras de aliento. Seba Riat y Marina Gantzer me han ayudado constantemente respondiendo un sinnúmero de consultas a la distancia.

Durante una breve estadía en el exterior, contribuyeron a mi formación geológica algunas personas a quienes también quiero agradecerles. A Nemesio Heredia Carballo (Neme), quien con su entusiasmo característico me “paseó” por la cordillera cantábrica, mostrándome

con gran pasión y lujo de detalle algunos de los secretos de las orogenias varisca y alpina. A Fernando Bohoyo, quien me dio la oportunidad de realizar la pasantía, y a Jesús Galindo-Zaldívar, por recibirme en la Universidad de Granada y ocupar parte de su valioso tiempo en lecciones de campo y de gabinete que han sido un gran aprendizaje para mí.

El trabajo de campo revistió una especial importancia en esta tesis. Para poder llevarlo a cabo, he contado con la ayuda adicional de muchas personas, además de algunas de las que ya mencioné. Agradezco la participación en las campañas de los estudiantes de geología de la UNTDF: Iñaki Gómez Vereda, Fede Zuck, Coni Lobo, Fede Sitjar, Paula Bottone y Viole Compan. He tenido el agrado, además, de salir al campo con dos grandes amigos: Maxi Lanche y Pau Montero Estaña; y por supuesto, con Luciana Mestre (Lu), compañera y sostén invaluable para poder lograr este objetivo. Un agradecimiento especial es para los propios Andes Fueguinos, que me han permitido al menos el intento de desentrañar algo de todo lo que saben, y estar acá para contarlo.

Son, por su parte, fundamentales para mí tantas personas que me han acompañado al transitar el camino que me trajo a este momento y lugar. Amigos “agricultores” de siempre: Tibu, Nacho, Tete, Germi, Nano, Nico, Maria. Amigos y compañeros de geología: Maxi, Lu, Aile, Jime, Quity, Paco y el negro, entre muchos otros. La experiencia de vivir en Ushuaia me regaló, también, valiosas amistades. Algunos de ellos, que sin duda tienen mucho que ver con el cierre de esta etapa son Pau, Gastón, Isa y Cristóbal. Las interminables charlas de fogón con Pau han sido, vistas desde hoy, algunas de las enseñanzas más preciadas que me llevo de este tiempo.

Quiero agradecer, también, a aquellas personas que han sido esenciales y determinantes en muchas de las decisiones que he tomado. Dina ha contribuido a despertar mi interés por la paleontología desde muy chico, uno de los factores que me inclinó muchos años después a

estudiar geología. Ella y toda la familia Martínez-Martínez estuvieron, además, en los momentos más difíciles. Mi madrina Susana y familia me han acompañado también desde muy chico y hasta el día de hoy.

Finalmente, y desde siempre, gracias a los sostenes más importantes de mi vida: mis hermanos Igna y Javi, acompañantes y cómplices de todas las aventuras que elijo vivir. A Mamá, mi primera maestra de ciencias naturales. No sería quien soy sin la sana libertad que siempre me diste. Y las últimas palabras, las más difíciles, son para papá. Gracias por despertarme desde chico la curiosidad por lo desconocido. Este trabajo va dedicado a ellos cuatro.

Sebi

RESUMEN

Los Andes Fueguinos ubicados entre el canal Beagle y el lago Fagnano, en el sector argentino de la Isla Grande Tierra del Fuego, exponen rocas metamórficas de muy bajo a bajo grado cuyos protolitos corresponden a sedimentitas, volcaniclastitas y volcanitas del Jurásico y el Cretácico Inferior de la cuenca de retroarco Rocas Verdes. La apertura de la Cuenca Rocas Verdes se remonta a tiempos jurásicos, asociada a un evento extensional (*rift*) ligado a la fragmentación de Gondwana. Durante el Cretácico Temprano, la Cuenca Rocas Verdes estaba limitada hacia el Sur-Sudoeste por un arco volcánico desarrollado sobre corteza continental, y hacia el Norte-Noreste por el margen sudoccidental de Gondwana (coordenadas actuales).

Hacia el Cretácico “medio”, inició el cierre e inversión de la cuenca, producto de la colisión del arco magmático y la obducción de la corteza oceánica sobre el margen cratónico de Gondwana (Sudamérica). La estructura del núcleo orogénico o cinturón central de deformación de los Andes Fueguinos (zona de tesis) se caracteriza por una primera fase de deformación en condiciones dúctiles y metamorfismo regional (ca. 100 Ma), seguida por una fase (ca. 80-40 Ma) de naturaleza frágil/dúctil vinculada a fallamiento, levantamiento y la exhumación del orógeno.

Este estudio se enfocó, por un lado, en mejorar el estado de conocimiento de la estratigrafía de la Cuenca Rocas Verdes de este sector del orógeno, reconociendo grados y tipos de metamorfismo, y la naturaleza de los protolitos de las rocas afectadas durante la deformación; y por otro, en la caracterización de las estructuras correspondientes a las dos fases principales, a fin de reconstruir la historia orogénica.

Sobre la base de una hipótesis de trabajo previa, se corroboró la existencia de zonas de cizalla frágiles/dúctiles, posteriores a las estructuras de primera fase, que corresponden a superficies de despegue y corrimientos que funcionaron como un sistema de dúplex con

apilamiento antiforme durante la segunda fase de deformación, transmitiendo acortamiento hacia el antepaís.

ABSTRACT

The Fuegian Andes located between the Beagle channel and lake Fagnano, on the Argentine side of the Main Island of Tierra del Fuego, expose very-low to low grade metamorphic rocks, whose protoliths correspond to Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary, volcanoclastic and volcanic rocks of the Rocas Verdes back-arc basin. The opening of the Rocas Verdes basin initiated during Jurassic times, as part of a rifting stage related to widespread regional extension due to the break-up of Gondwanaland. During the Early Cretaceous, the Rocas Verdes Basin was rimmed at its south-southwestern end by a volcanic arc founded on continental crust, and to the North-Northeast by the southwestern margin of Gondwana (present coordinates).

By the “middle” Cretaceous, the closure and inversion of the basin started, as a result of the collision of the magmatic arc and the obduction of the oceanic crust toward the cratonic margin of Gondwana (South America). The structure of the Fuegian Andes orogenic core, or central belt of deformation (study area) is characterized by a first phase of ductile deformation and regional metamorphism (ca. 100 Ma), followed by a brittle-ductile thrusting phase, related to the uplift and exhumation of the orogen.

This study focused, on one hand, on improving the present stratigraphic knowledge of the Rocas Verdes basin in this sector of the mountain range, by recognizing metamorphic types and grades and the nature of the protoliths involved. On the other hand, the orogenic history through the closure of the Rocas Verdes basin is treated, by characterizing the geological structures related to the two main phases of deformation.

Based on a previous hypothesis, this study verifies the existence of fragile/ductile shear zones, posterior to first phase structures, and related to detachment surfaces and thrusts which

acted as part of a duplex system with antiformal stacking during the second deformation phase, transferring shortening to the foreland.

Índice

CAPÍTULO I: Introducción al marco espacial y teórico, objetivos y metodología de investigación	
I.1 INTRODUCCIÓN	2
I.1.1 Hipótesis de trabajo y antecedentes directos	2
I.1.2 Objetivos	7
I.1.3 Ubicación y generalidades de la zona de estudio	9
I.1.4 Metodología	13
I.1.4.a Análisis de la deformación interna <i>-strain-</i>: Método R_f / ϕ	16
I.1.5 Criterios descriptivos y clasificadores	18
I.1.5.a Petrografía	18
I.1.5.b Estructura	20
I.1.6 Financiamiento	21
I.2 MARCO GEOTECTÓNICO	23
I.2.1 Antecedentes geológicos de los Andes Fueguinos	23
I.2.2 Características morfoestructurales generales de los Andes Fueguinos	25
I.2.3 Complejos metamórficos del Paleozoico – Mesozoico del margen gondwánico sudoccidental	28
I.2.4 Etapa de rift y desarrollo de la Cuenca de retroarco Rocas Verdes	31
I.2.5 Obducción y cierre de la Cuenca Rocas Verdes: comienzo de la orogenia andina en Tierra del Fuego	34
I.2.6 Desarrollo de la Cuenca de antepaís Austral y evolución de la Faja Corrida y Plegada Fueguina	39
I.2.7 Fallamiento de rumbo neógeno: el Sistema Transformante Magallanes – Fagnano	41

CAPÍTULO II: Estratigrafía de la zona de tesis

II.1 INTRODUCCIÓN	43
II.2 BASAMENTO PRE-JURÁSICO DE LA CUENCA ROCAS VERDES Y METAMORFITAS JURÁSICAS DE CORDILLERA DARWIN	46
II.2.1 Complejo Metamórfico Cordillera Darwin	48
II.2.1.a Unidad de Basamento del Complejo Metamórfico de Cordillera Darwin (Paleozoico inferior)	50
II.2.1.b Formación Tobífera (Jurásico Superior)	52
II.3 FORMACIÓN LAPATAIA (Paleozoico Superior - Jurásico Medio? / Jurásico Superior?)	54
II.4 FORMACIÓN LEMAIRE (Jurásico Superior)	57
II.5 FORMACIÓN YAHGÁN (Jurásico Superior? - Cretácico Inferior)	61
II.6 FORMACIÓN BEAUVOIR (Cretácico Inferior)	65
II.7 MAGMATISMO INTRUSIVO DE ARCO Y RETROARCO	68

CAPÍTULO III: Geología del sector Sur del Parque Nacional Tierra del Fuego (bahía Lapataia-ensenada Zaratiegui-bahía Cucharita-cerro Guanaco)

III.1 INTRODUCCIÓN	73
III.2 ANTECEDENTES	74
III.3 ESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR SUR DEL PARQUE NACIONAL TIERRA DEL FUEGO	75
III.3.1 Formación Lapataia	78
III.3.1.a Esquistos verdes cuarzo-cloríticos (meta-volcanoclastitas ácidas)	78
III.3.1.b Esquistos y rocas verdes actinolíticos (meta-basitas)	80
III.3.1.c Pizarras y cuarcitas con mica blanca y clorita (meta-sedimentitas)	82
III.3.2 Formación Lemaire	85
III.3.2.a Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas)	85
III.3.2.b Filitas (meta-volcanoclastitas ácidas)	87

III.3.2.c Meta-brechas foliadas	87
III.3.3 Formación Yahgán	89
III.3.3.a Meta-conglomerados	89
III.3.3.b Pizarras y meta-grauvacas foliadas	89
III.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO	93
III.4.1 Primera fase de deformación (D ₁)	95
III.4.1.a Lineaciones de estiramiento, texturas de recristalización dinámica e indicadores cinemáticos de metamorfismo dinámico	97
III.4.2 Segunda fase de deformación (D ₂)	102
III.4.2.a Zonas de cizalla frágiles/dúctiles asociadas a D ₂	102
III.4.3 Tercera fase de deformación (D ₃)	107
III.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES	108
III.5.1 Estratigrafía de la Formación Lapataia	108
III.5.2 Evolución tectónica del CCAF en el sector Sur del Parque Nacional Tierra del Fuego	113
 CAPÍTULO IV: Geología del sector Cañadón Bianchi – Laguna del Caminante	
IV.1 INTRODUCCIÓN	119
IV.2 ANTECEDENTES	120
IV.3 ESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR LAGUNA DEL CAMINANTE – CAÑADÓN BIANCHI	121
IV.3.1 Formación Lemaire	121
IV.3.1.a Esquistos verdes con clorita y epidoto (meta-basitas)	123
IV.3.1.b Esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita (meta-sedimentitas)	125
IV.3.1.c Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas)	127
IV.3.1.d Filitas (meta-volcanoclastitas ácidas)	130

IV.3.1.e Meta-conglomerados foliados	134
IV.3.2 Formación Yahgán	136
IV.3.2.a Meta-conglomerados	136
IV.3.2.b Pizarras y meta-grauvacas foliadas	140
IV.3.2.c Niveles volcanoclásticos	142
IV.3.3 Gabro Puente Quemado (GPQ)	144
IV.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO	147
IV.4.1 Primera fase de deformación (D ₁)	147
IV.4.1.a Texturas de recristalización dinámica e indicadores cinemáticos de metamorfismo dinámico.	156
IV.4.2 Segunda fase de deformación (D ₂)	161
IV.4.2.a Zonas de cizalla frágiles/dúctiles asociadas a D ₂	164
IV.4.3 Tercera fase de deformación (D ₃)	176
IV.4.4 Análisis de la deformación interna (<i>strain</i>)	177
IV.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES	181
 CAPÍTULO V: Geología del sector Monte Olivia – Cerro Cinco Hermanos	
V.1 INTRODUCCIÓN	189
V.2 ANTECEDENTES	189
V.3 ESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR MONTE OLIVIA – CERRO CINCO HERMANOS	191
V.3.1 Formación Lemaire	192
V.3.1.a Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas)	192
V.3.1.b Filitas (meta-volcanoclastitas finas ácidas)	195
V.3.1.c Meta-brechas volcanoclásticas foliadas	199
V.3.1.d Esquistos y rocas verdes con clorita, actinolita, prehnita y epidoto (meta-basitas)	201

V.3.2 Formación Yahgán	205
V.3.2.a Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas)	206
V.3.2.b Meta-conglomerados	208
V.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO	211
V.4.1 Primera fase de deformación (D₁)	212
V.4.1.a Lineaciones de estiramiento, texturas de recristalización dinámica e indicadores cinemáticos de metamorfismo dinámico	216
V.4.2 Segunda fase de deformación (D₂)	223
V.4.2.a Zona de despegue asociada a D₂	225
V.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES	231
 CAPÍTULO VI: Geología del sector cerro Alvear – lagunas Trinidad	
VI.1 INTRODUCCIÓN	239
VI.2 ANTECEDENTES	240
VI.3 ESTRATIGRAFÍA	242
VI.3.1 Formación Lemaire	242
VI.3.1.a Esquistos y rocas verdes con clorita y epidoto	242
VI.3.1.b Filitas (meta-volcanoclastitas ácidas)	246
VI.3.1.c Pórfido riódacítico	249
VI.3.1.d Pizarras y meta-grauvacas foliadas	251
VI.3.2 Formación Beauvoir (pizarras y meta-grauvacas foliadas)	253
VI.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO	254
VI.4.1 Primera fase de deformación (D₁)	256
VI.4.1.a Lineaciones de estiramiento y texturas de recristalización dinámica asociadas a D₁	264
VI.4.2 Segunda fase de deformación (D₂)	266
VI.4.2.a Zonas de cizalla asociadas a D₂	266

VI.4.3 Tercera fase de deformación (D_3)	271
VI.4.4 Análisis de la deformación interna (<i>strain</i>)	271
VI.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES	276
CAPÍTULO VII: Geología estructural y evolución tectónica del cinturón central de los Andes Fueguinos entre el canal Beagle y el lago Fagnano	
VII.1 INTRODUCCIÓN	283
VII.2 DEFORMACIÓN Y METAMORFISMO ASOCIADOS A LA PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN	283
VII.3 DEFORMACIÓN ASOCIADA A FALLAMIENTO FRÁGIL/DÚCTIL DURANTE LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN	289
VII.4 ESTRUCTURAS FRÁGILES ASOCIADAS A LA TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN	292
VII.5 MODELO TECTÓNICO DEL CIERRE DE LA CUENCA ROCAS VERDES	293
VII.6 DEFORMACIÓN PROGRESIVA Y FASES DE DEFORMACIÓN EN EL CINTURÓN CENTRAL DE LOS ANDES FUEGUINOS	298
CONCLUSIONES	300
BIBLIOGRAFÍA	303

Capítulo I

Introducción al marco espacial y teórico,
objetivos y metodología de investigación



I.1 INTRODUCCIÓN

I.1.1 Hipótesis de trabajo y antecedentes directos

En esta tesis se presentan y discuten datos novedosos que aportan a la comprensión de la estratigrafía y la geometría y evolución tectónica del Cinturón Central de los Andes Fueguinos (CCAF), así como la relación estructural que guarda el levantamiento del orógeno en este ámbito con el desarrollo de la Faja Corrida y Plegada Fueguina (FCPF) hacia el antepaís. Entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano se desarrolló una cuenca de retroarco (Cuenca Rocas Verdes, CRV) en el margen sudoccidental de Gondwana, limitada al Sur – Sudoeste por un arco volcánico que evolucionó sobre fragmentos de corteza continental; y por el cratón sudamericano hacia el Norte - Noreste -coordenadas actuales- (Figura I.1). Los Andes Fueguinos son el resultado del cierre de la CRV y la orogénesis asociada. Tradicionalmente, se ha considerado que la mayor parte de la deformación registrada en este orógeno corresponde a la primera fase de deformación andina, iniciada en el Cretácico “medio” (ca. 100 Ma); relacionada a la colisión del arco magmático contra el cratón sudamericano, el cierre y la obducción de la CRV (Bruhn, 1979; Dalziel y Palmer, 1979; Nelson et al., 1980). Sin embargo, más recientemente se ha reconocido una importante deformación compresiva en la FCPF, ocurrida entre el Cretácico Tardío (ca. 80 Ma) y el Mioceno temprano (Álvarez-Marrón, et al., 1993; Ghiglione y Ramos, 2005; Rojas y Mpodosis, 2006; Torres Carbonell et al., 2011, 2013). Existen, además, evidencias de un levantamiento y exhumación del CCAF durante el Cretácico Tardío – Paleógeno, registrado a partir de dataciones isotópicas y estudios termocronológicos (Kohn et al., 1995; Gombosi et al., 2009).

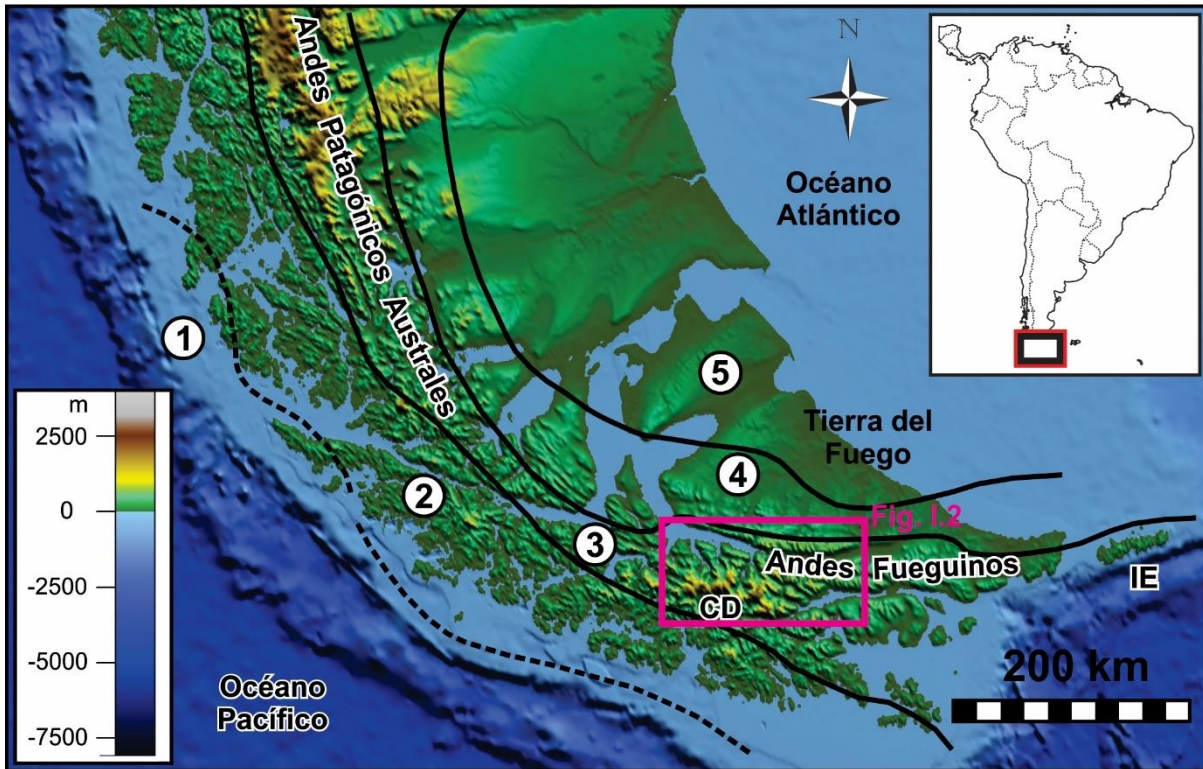


Figura I. 1. Distribución actual de las provincias o regiones geotectónicas del extremo austral de Sudamérica. 1. Complejos de subducción paleozoicos. 2. Batolito patagónico. 3. Cuenca de retroarco Rocas Verdes. 4. Faja Corrida y Plegada. 5. Cuenca de antepaís Austral – Magallanes. La línea que divide los ámbitos 4 y 5 constituye el frente de deformación de la faja corrida y plegada. La línea punteada indica que la ubicación del contacto es tentativa. El recuadro magenta indica la ubicación del mapa de la Figura I.2. CD: Cordillera Darwin. IE: Isla de los Estados. Basado en Dalziel et al. (1974), Suárez y Pettigrew (1976), Klepeis et al. (2010) y Torres Carbonell et al. (2016). La base topográfica y batimétrica fue obtenida a partir del Modelo Digital de Elevación ETOPO, de la NOAA (<https://www.ngdc.noaa.gov/>).

Algunos modelos previos que han tratado la conexión estructural entre el núcleo orogénico y la faja corrida y plegada proponen que ambos dominios se deformaron de forma desconectada (Klepeis, 1994; Kley et al., 1999; Kraemer, 2003; Rojas y Mpodozis, 2006). En contraposición, la línea de investigación en la cual se inserta esta tesis propone que la deformación cretácica – paleógena en el antepaís tiene su origen en el levantamiento simultáneo del CCAF (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell et al., 2017a, b).

Este modelo plantea que el levantamiento y exhumación del cinturón central es consecuencia del emplazamiento de un dúplex de gran escala que transfiere acortamiento hacia un despegue de techo, que a su vez constituye la base de la faja corrida y plegada (cf. Pfiffner, 2006; Torres Carbonell y Dimieri, 2013). Este marco hipotético ha sido la base del plan de trabajo de esta tesis.

Además de la necesidad de un modelo que unifique y explique concisamente la deformación en todos los ámbitos del orógeno, esta hipótesis tiene asidero en trabajos previos, fundamentalmente en el sector chileno de Tierra del Fuego. Entre ellos, Klepeis et al. (2010) identificaron al menos tres láminas de corrimiento de primer orden con vergencia NE en Cordillera Darwin, que afectan el basamento pre-Jurásico de la CRV. En el modelo propuesto por Torres Carbonell y Dimieri (2013), estas láminas fueron interpretadas como *horses* del dúplex, y de este modo los corrimientos conectan secuencia arriba con un despegue de techo (Figura I.2) (cf. Boyer y Elliot, 1982; Figura I.3). Este último se encontraría en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire (Jurásico Superior) y Yahgán (Cretácico Inferior). La presencia de una zona de despegue en la base del Cretácico ya había sido reportada en el Norte de Cordillera Darwin (Río Jackson *décollement*; Klepeis, 1994). En Tierra del Fuego argentina, previo al comienzo de esta tesis, esta superficie de cizalla fue descrita sólo en un sector del Parque Nacional Tierra del Fuego (Torres Carbonell y Dimieri, 2013). El reconocimiento de láminas de corrimiento y la confirmación de la presencia de una superficie de despegue regional han sido, por lo tanto, los alcances esperables mínimos y fundamentales al poner a prueba la hipótesis previa propuesta para esta tesis.

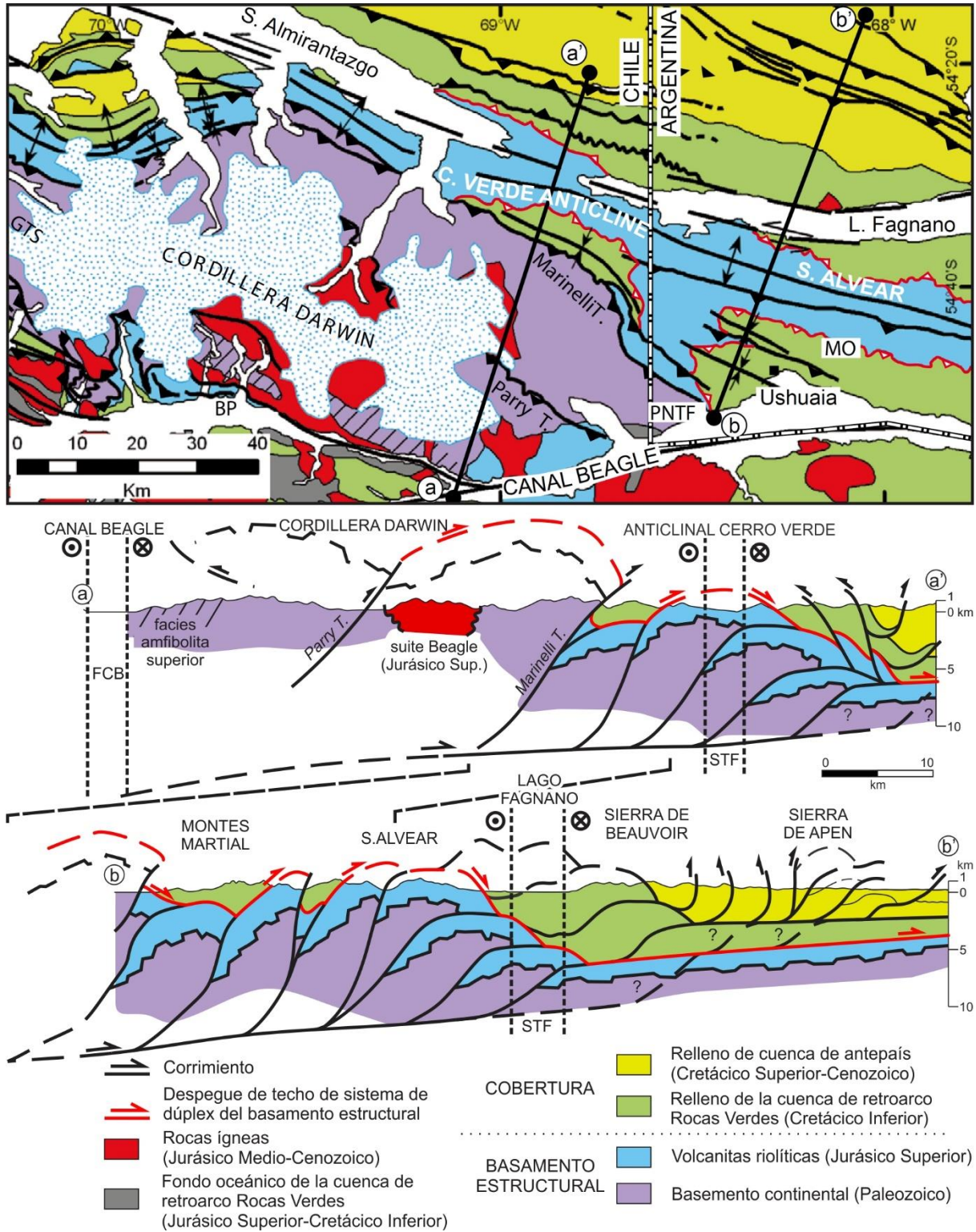


Figura I.2. Interpretación de la estructura del CCAAF y su conexión con el ámbito de la FCPF, propuesta por Torres Carbonell y Dimieri (2013). FCB: Zona de falla del canal Beagle. STF: Sistema Transformante Fagnano.

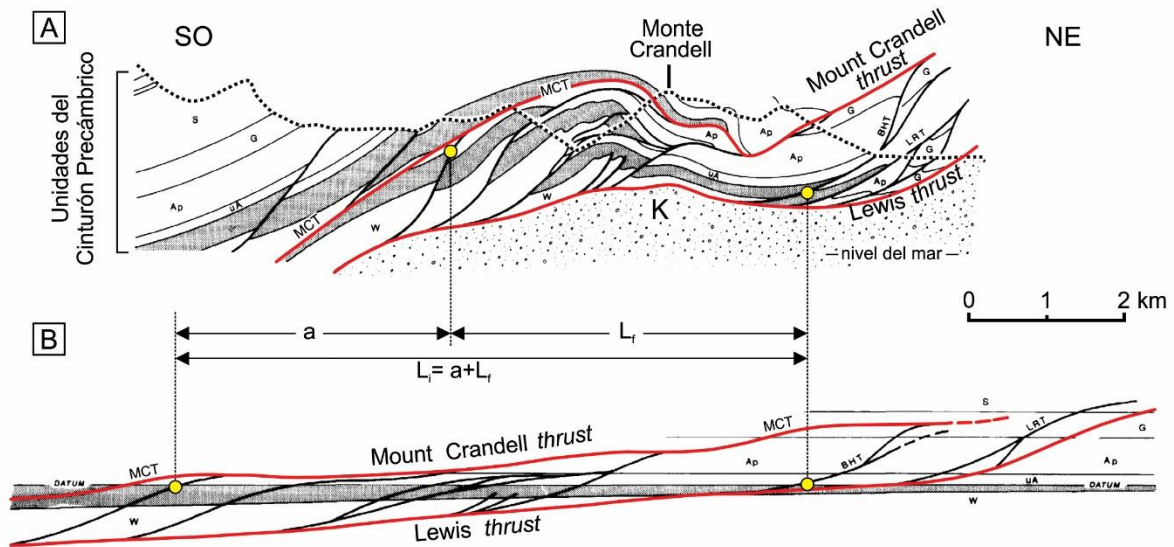


Figura I.3. A. Sección geológica con estructuras de dúplex en las cercanías de Waterton Field, próximo a la frontera entre Canadá y Estados Unidos. La “lámina de corrimiento Lewis” monta una secuencia del Cinturón Precámbrico (unidades W, uA, Ap, G, S) sobre rocas cretácicas (K). El corrimiento Lewis (*Lewis thrust*) constituye el despegue de piso de un sistema de dúplex que imbrica el potente paquete de rocas precámbricas a través de láminas de corrimientos que transfieren acortamiento hacia un despegue de techo (*Mount Crandell thrust*, MCT). La geometría resultante es, por sectores, la de un apilamiento antiformal (*antiformal stacking*). El avance de la deformación hacia el NE pliega con cada lámina de corrimiento que se activa desde el despegue de piso todas aquellas estructuras que ya se encuentran desactivadas en el retropaís (hacia el SO). Nótese la geometría plegada del despegue de techo, producto del apilamiento antiformal de las escamas de corrimiento del sistema de dúplex. La línea punteada representa la superficie topográfica. B. Restitución de la deformación observada en la sección A. Los círculos amarillos son puntos de control. L_i (longitud inicial) es la suma de L_f (longitud final) más el acortamiento (a). Adaptado de Boyer y Elliot, 1982.

Los antecedentes geológicos/estructurales específicos de la zona de estudio incluyen descripciones de la geología estructural del sector con nivel de detalle variable (Kranck, 1932; Bruhn, 1979; Caminos et al., 1981; Acevedo, 1988; Olivero et al., 1997; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; entre otros). Estos incluyen descripciones acertadas de los grupos de estructuras más conspicuos de la zona de tesis, sus relaciones de corte más evidentes, y sus geometrías más comunes. No obstante, la caracterización detallada de las estructuras más

importantes del CCAF, su participación en la evolución tectónica integral del orógeno y un mecanismo que explique la transferencia de acortamientos durante la deformación progresiva hacia el antepaís son tópicos que no han sido tratados aún en detalle, y constituyen parte de los objetivos de esta tesis.

Es consecuencia directa e inmediata a la proposición de un nuevo modelo el desafiar aquellos ya existentes. En este sentido, la premisa de que el levantamiento de los Andes Fueguinos involucra una componente tectónica “puramente” compresiva desde mediados del Cretácico hasta principios del Mioceno contrasta por sí sola de forma sustancial con modelos previos que sugieren un mecanismo transpresivo para explicar gran parte del levantamiento de los Andes Fueguinos desde tiempos pre-neógenos. Según éstos, el levantamiento del orógeno se habría producido fundamentalmente a través de fallas oblicuas relacionadas a fallamiento sinistral de primer orden (Cunningham, 1995; Menichetti et al., 2008; Peroni et al., 2009; Esteban et al., 2011; entre otros). El modelo cinemático de la evolución del CCAF presentado en esta tesis discute estos y otros modelos existentes, teniendo en la obtención de datos de campo -en muchos casos inéditos-, el análisis de láminas delgadas (estudios microtectónicos), y la revisión crítica de la bibliografía preexistente sus mayores argumentos.

I.1.2 Objetivos

El objetivo general de esta tesis es estudiar la geometría y cinemática de la deformación cretácica tardía – cenozoica en este sector del Cinturón Central de los Andes Fueguinos. Se busca caracterizar los mecanismos tectónicos que dieron lugar al levantamiento orogénico en dicho periodo, y cómo afectaron a las distintas unidades estratigráficas involucradas. El mapeo geológico/estructural, realizado a partir de trabajo de campo y asistido por el análisis petrográfico de secciones delgadas también apunta a mejorar

y ajustar el conocimiento de la estratigrafía en este sector de los Andes Fueguinos, caracterizando todos los grupos litológicos reconocidos en cada Formación, y posicionándolos estratigráficamente en el contexto geotectónico de la zona de estudio. Asimismo, al tratarse de un núcleo orogénico con metamorfismo de grado bajo a medio, parcialmente sincrónico con la deformación, se analizaron las condiciones metamórficas de las unidades geológicas involucradas en la orogenia. Para llevar a cabo dichos objetivos, se emplearon técnicas tradicionales de geología de campo, complementadas por análisis de gabinete –explicadas en detalle en el apartado “I.1.4 Metodología”-.

Los objetivos específicos de esta tesis son:

- a) la identificación y caracterización de las principales estructuras presentes en el área (zonas de cizalla dúctil, fallas de primer orden, superficies de despegue regional, órdenes y generaciones sucesivas de plegamiento). Analizar la geometría y cinemática de las estructuras geológicas a distintas escalas de observación (desde fallamiento y plegamiento de primer orden a microestructuras en lámina delgada). Evaluar la información e integrarla en una transecta regional.
- b) determinar las relaciones cronológicas o de corte para estructuras superpuestas. Definir de la manera más detallada posible fases de deformación claramente diferenciables, sus características cinemáticas, naturaleza dúctil, frágil/dúctil o frágil, relacionada a distintos niveles estructurales durante la deformación progresiva, y cómo afectan a grupos litológicos con distintas propiedades reológicas.
- c) analizar las características petrográficas de las unidades mapeadas. Diferenciar grupos litológicos dentro de cada Formación, estableciendo en lo posible tipos litológicos y ambientes de depositación/emplazamiento de los protolitos.
- d) establecer tipos y grados metamórficos, determinando paragénesis de minerales metamórficos e identificando, en lo posible, minerales metamórficos índice.

Reconocer la distribución espacial de los distintos tipos y grados de metamorfismo reconocidos.

- e) volcar la información previamente mencionada en un mapa geológico/estructural de la zona de estudio y su correspondiente transecta geológica regional. Asimismo, a efectos de poder ahondar en el detalle de la información recabada, se realizarán mapas y perfiles de escala más local (capítulos III a VI), subdividiendo la zona de tesis en cuatro sectores estratégicos.
- f) construir un modelo cinemático que explique la evolución tectónica del cinturón central de los Andes Fueguinos en el sector estudiado.

I.1.3 Ubicación y generalidades de la zona de estudio

Los Andes Fueguinos conforman una cadena montañosa de rumbo aproximado ONO-ESE que se extiende desde el extremo sudoccidental de la Isla Grande de Tierra del Fuego (adyacente al Estrecho de Magallanes) hasta el sector más oriental de la Isla de los Estados (Figura I.4). Las máximas elevaciones se erigen por encima de los 2400 msnm en la zona de Cordillera Darwin (Chile), teniendo su máximo exponente en el Monte Shipton (2469 msnm, máxima cumbre del archipiélago de Tierra del Fuego). En este sector, el cordón montañoso se encuentra parcialmente cubierto por vastos campos de hielo, que descargan como lenguas glaciares en un sistema de estrechos fiordos que conectan hacia el Sur con el Canal Beagle, hacia el Norte con el Seno Almirantazgo y hacia el Oeste con el Estrecho de Magallanes. La cadena se extiende hacia el Este a través del sector argentino de Tierra del Fuego e Isla de Los Estados, donde las elevaciones son sensiblemente menores, en promedio 1.000 m por debajo de los picos de Cordillera Darwin (Figura I.1). En el territorio argentino de Tierra del Fuego, los Andes Fueguinos continúan hacia el Norte como sistemas de serranías de

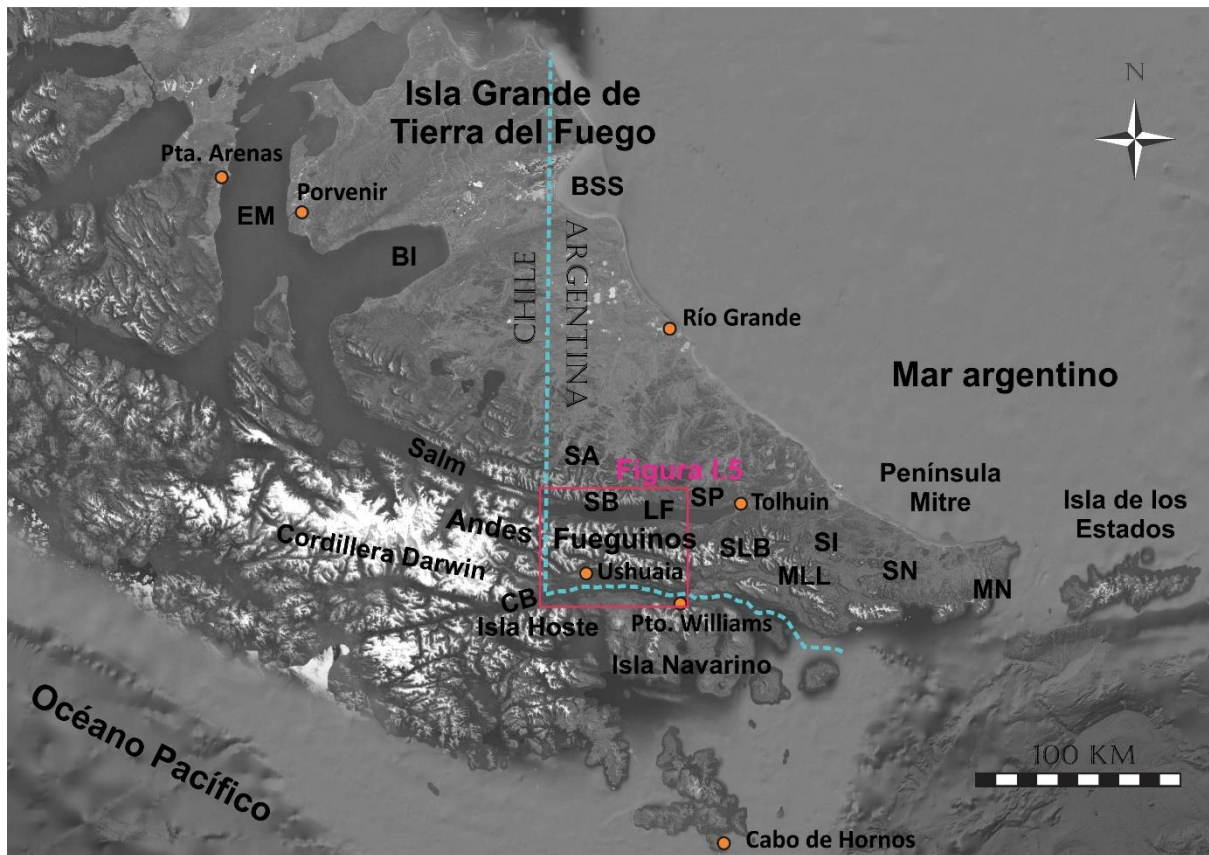


Figura I.4. Situación geográfica regional de los Andes Fueguinos. El recuadro magenta indica los límites del mapa de ubicación de la Figura I.5. EM: Estrecho de Magallanes. BI: Bahía Inútil. BSS: Bahía San Sebastián. Salm: Seno Almirantazgo. SA: Sierra de Apen. SB: Sierra Beauvoir. SP: Sierra de las Pinturas. LF: Lago Fagnano. CB: Canal Beagle. SLB: Sierras de Lucas Bridges. SI: Sierra Irygoyen. MLL: Montes Lucio López. SN: Sierra Noguera. MN: Montes Negros. Imagen satelital obtenida de Google Earth Pro.

progresivamente menor altitud (Sierra de Inju-Gooiyin o Beauvoir, Sierra de Las Pinturas, Sierra de Apen). Hacia el Sur lindan con el Canal Beagle y se continúan en Hoste, Navarino y demás islas del Archipiélago Fueguino (Figura I.4). Este segmento de la Cordillera de los Andes se discontinúa desde Isla de Los Estados hacia el Este a lo largo de la dorsal Norte de la Placa de Scotia. En las Islas Georgias del Sur emergen localmente cordones montañosos equivalentes, al igual que en el sector septentrional de la Península Antártica (Figura I.6).

La zona de estudio (Figura I.5, II.1) se ubica geográficamente en la porción Sudoeste del sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego, perteneciente a la Provincia de Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. El área relevada se encuentra definida hacia el Oeste por el límite político internacional entre Argentina y Chile, el cual en la Isla Grande de Tierra del Fuego está determinado por el meridiano 68° 36' Oeste. Los límites latitudinales son naturales, constituidos por el Lago Fagnano, Kakenchow o Kami hacia el Norte; y el Canal Beagle hacia el Sur. El límite oriental de la zona de tesis fue establecido aproximadamente en el meridiano 67° 57' Oeste. Queda delimitada de esta forma un área aproximadamente rectangular de alrededor de 45 km de extensión latitudinal, y 30 km de cobertura meridional.

La zona presenta un relieve montañoso con un paisaje evidentemente modelado por la acción de glaciares. Las cuencas del Lago Fagnano y el Canal Beagle fueron ocupadas durante el último máximo glacial (aproximadamente 24.000 años AP) por extensos glaciares de descarga con dirección de flujo hacia el Este, provenientes del campo de hielo de Cordillera Darwin -al Oeste de la zona de estudio- (Coronato et al., 2009). Un gran número de glaciares tributarios a los lóbulos del Fagnano y del Beagle labraron valles transversales y longitudinales a los mismos, entre los cuales destacan por su extensión los valles Tierra Mayor – Carbajal – Lasifashaj, el Cañadón del Toro, el Valle de Andorra y el Valle del Río Olivia, entre otros. La paleogeografía del Sur de Tierra del Fuego ha ido variando desde el último máximo glacial, hasta alcanzar una configuración similar a la actual hacia los 9.000 años AP (Borromei et al., 2014). Durante el retroceso paulatino de las masas de hielo, los valles glaciares se convirtieron en amplias planicies de grava y arena, ocupadas por cursos de agua y depresiones que formaban pequeños lagos. Hacia 8.000 años atrás, algunos lagos colonizados por vegetación acuática se transformaron en turberas bajo condiciones más secas y templadas que las actuales (Coronato, 2014). Los densos bosques de *Nothofagus* que

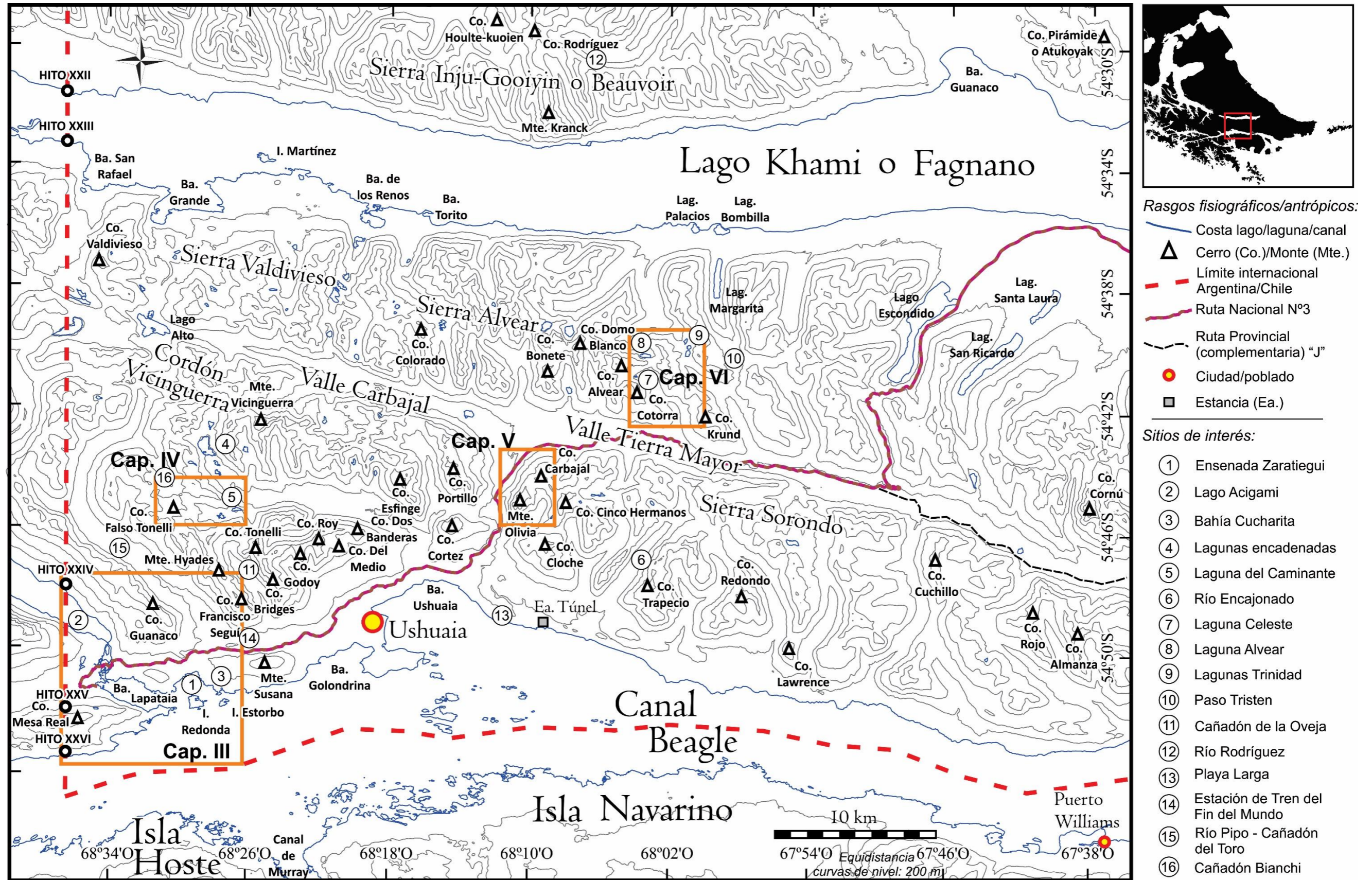


Figura I.5. Mapa de ubicación indicando los sitios de relevancia de la zona de tesis y áreas geográficas aledañas, referidos en el texto. Los recuadros anaranjados señalan los sectores donde se realizaron mapas geológicos/estructurales de detalle, y el capítulo en el que se desarrollan.

caracterizan el paisaje de la zona de estudio habrían alcanzado una extensión y características similares a las actuales desde los últimos 5.000 años, bajo condiciones más húmedas y frías que las antes mencionadas (Borromei et al., 2007).

Los principales cordones montañosos de la zona de estudio, delimitados por los grandes valles son: la Sierra Valdivieso-Alvear (al Norte), el cordón Vinciguerra y los Montes Martial (al Sudoeste) y la Sierra de Sorondo (al Sudeste). La topografía en este sector varía entre el nivel del mar en la costa del Canal Beagle y las cimas de los cerros, las cuales promedian poco más de los 1.000 m de altura, teniendo su máxima expresión en el Monte Vinciguerra (1470 msnm, cumbre más elevada del sector argentino de Tierra del Fuego). La línea de bosque se encuentra en promedio entre los 500 y 600 msnm. Por encima de la misma predominan afloramientos rocosos y zonas de derrubio. La vegetación característica de este ambiente corresponde a pastizales de altura (Roig, 1998). Los ríos más importantes de la zona de estudio corren por antiguos valles glaciales, algunos de los cuales son el Río Pipo (o Ajej), el Arroyo Grande, el Río Chico, el Río Olivia y el Río Lasifashaj.

El clima de la zona de estudio ha sido clasificado como frío húmedo oceánico (Coronato et al., 2008). Los valores de precipitación y temperatura media anuales son variables dentro del área. Para el sector costero adyacente al Canal Beagle comprendido en la zona de tesis, las precipitaciones anuales varían entre 500 y 600 mm. El mes más frío es Julio (1-2 ° C de media) y el más cálido Enero (9-10 ° C de media) (Tuhkanen, 1992).

I.1.4 Metodología

Las actividades llevadas a cabo durante el desarrollo de esta tesis, a fin de cumplir los objetivos planteados y poner a prueba la hipótesis de trabajo previamente establecida, fueron

divididas en tres fases: análisis bibliográfico preliminar, tareas de campo (y logística correspondiente) y tareas de gabinete o laboratorio.

- a) Análisis bibliográfico preliminar: comprendió la recopilación y estudio de bibliografía geológica regional y del área de estudio, tanto de carácter histórico como reciente. Se contó desde el inicio de la tesis con la biblioteca del Laboratorio de Geología Andina del CADIC, la cual cuenta con libros de texto de geología y trabajos científicos diversos y actualizados, además de mapas geológicos, cartas topográficas e imágenes satelitales que fueron de gran utilidad.
- b) Tareas de campo: los trabajos de campo contaron metódicamente con una instancia de gabinete previa, donde se evaluó la logística de transporte y estancia en el terreno (variable para cada sector de la zona de tesis), además de un estudio de fotografías aéreas y/o imágenes satelitales del sitio. Como se mencionó previamente, la zona de estudio presenta una densa cobertura vegetal, la cual suele enmascarar los afloramientos con persistencia desde los pocos msnm hasta la línea de bosque (aproximadamente entre 500 y 600 msnm). A esto se le suma la presencia de grandes turbales en los valles más amplios (como el Valle Tierra Mayor-Carbajal-Lasifashaj), y una significativa cubierta cuaternaria, fundamentalmente de depósitos glaciarios. Por lo tanto, las mejores exposiciones de roca quedan circunscriptas a las costas del Canal Beagle y por encima de la línea de bosque en las montañas, además de afloramientos relativamente más aislados, como ser algunos valles fluviales encajados en sustrato rocoso, y a lo largo de la Ruta Nacional N°3. Para el acceso a los sitios de estudio se emplearon diversos medios de transporte. La mayoría de las campañas fueron realizadas a pie, utilizando camionetas del CADIC y particulares para acceder por ruta, caminos y huellas hasta el comienzo de los senderos pedestres. Para los relevamientos en la costa del Canal Beagle y sectores aledaños se contó

ocasionalmente con transporte marítimo, proporcionado en una oportunidad por la Prefectura Naval Argentina, y en otras por una embarcación semirrígida tipo Zodiac perteneciente al CADIC y un velero de uso particular. Una campaña de 8 días a la zona del Cañadón Bianchi se realizó mediante helicóptero hasta el sitio de acampe. La mayoría de las campañas incluyeron pernocte, estableciendo campamentos en o cerca de los sitios relevados.

El trabajo de campo consistió en un total de 88 días donde se mapearon tipos litológicos y relaciones de contacto de unidades geológicas; además de la descripción y medición de estructuras penetrativas de las rocas, estilos y órdenes de plegamiento e identificación de zonas de falla de distinta magnitud y naturaleza. Las observaciones y mediciones fueron anotadas en libretas de campo y capturadas como registro fotográfico. Cada estación de trabajo se georreferenció con GPS (Garmin e-trex Vista, con error mínimo de posicionamiento de $\pm 3\text{m}$). Los datos estructurales fueron obtenidos con brújulas Brunton de tipo azimutal y estructural. También se usaron lupas para reconocimiento petrográfico expeditivo. Se tomaron muestras orientadas en el campo a fin de realizar láminas delgadas en una o varias orientaciones elegidas. Las muestras fueron orientadas según planos de estratificación, foliación, ejes de pliegue y otras estructuras reconocibles y medibles en el campo.

- c) Tareas de gabinete o laboratorio: la información obtenida durante las campañas fue analizada y volcada en *software* de sistemas de información geográfica (QGIS 2.18), procesadores de datos estructurales (Stereonet, versión 10.1.6, de R. W. Allmendinger), *software* de diseño gráfico (CorelDRAW) y hojas de cálculo y procesadores de texto (Microsoft Office 365). Los datos de GPS fueron transferidos con el programa MapSource – Trip & Waypoint Manager, versión 5.0. Las muestras de mano fueron estudiadas en gabinete con lupa binocular Wild M3. Se estudiaron

165 láminas delgadas, confeccionadas por Miguel Barbagallo, del laboratorio de petrotomía del CADIC. Sobre estas se realizaron análisis petrográficos y microtectónicos de detalle, utilizando microscopios Leica Leitz DMRXP y DM 750P. Los cortes orientados se realizaron de forma perpendicular a planos de estratificación y foliación, y paralelos a lineaciones de estiramiento, respetando las técnicas clásicas empleadas en estudios microtectónicos (Passchier y Trouw, 2005). Las orientaciones sobre las cuales se realizaron las observaciones de cada muestra están debidamente indicadas en las fotomicrografías (obtenidas con cámara MC 120 HD, y software LAS versión 4.8, de Leica) presentadas en los siguientes capítulos de esta tesis.

I.1.4.a Análisis de la deformación interna -*strain*-: Método R_f / ϕ

En los capítulos IV y VI se aplicó el método R_f / ϕ para realizar estimaciones de la magnitud de la deformación interna (*strain*) a partir de clastos deformados (marcadores). Este método se basa en las premisas de que las geometrías originales de los marcadores eran elipsoidales o sub-elipsoidales y que éstos han sido deformados de manera pasiva con el conjunto de la roca, permitiendo obtener las razones axiales y orientaciones de las elipses de deformación finita. Para la aplicación de este método se siguieron los pasos enunciados a continuación, que parten de las ecuaciones de Ramsay (1967) y Lisle (1985). La síntesis de estas ecuaciones y su aplicación, así como una planilla de cálculo empleada para tabular los datos y agilizar la obtención de los parámetros necesarios para el análisis (modificada de Chew, 2003), fueron compiladas y provistas por Torres Carbonell.

La elipticidad final $-R_f-$ y la orientación final $-\phi-$ de un objeto deformado dependen de su elipticidad inicial $-R_i-$, su orientación original $-\Theta-$ (ambas correspondientes al estado no deformado), y de la elipticidad -razón axial- de la elipse de deformación impuesta, R_s . Al

desconocerse las condiciones originales de los marcadores en su estado no deformado, la aplicación del método parte de la medición y tabulación de los valores de la elipticidad final R_f y la orientación final ϕ de los marcadores -respecto a una orientación de referencia- en el plano en el que se analizará la deformación. En los casos de no tratarse de elipses perfectas, se optó por medir la máxima longitud del objeto como eje largo, y la máxima longitud perpendicular a esta última como eje corto. Estas dos variables son ploteadas en gráficos de doble entrada, donde ϕ es la abscisa y R_f la ordenada. Sobre este gráfico se plotean también una serie de curvas que representan valores Θ , cada una de las cuales sigue una trayectoria de valores $R_f - \phi$ (llamadas curvas Θ).

Del análisis de la distribución de la nube de puntos surge en principio la existencia o no de una fábrica previa a la deformación. Para esto se realiza una prueba de simetría, utilizando la media vectorial de ϕ y la media armónica de R_f como ejes vertical y horizontal en el gráfico, obteniéndose cuatro cuadrantes. A partir del conteo de datos por cuadrantes se obtiene un índice de simetría. El valor del índice de simetría debe ser igual o mayor a los tabulados por Lisle (1985), a modo de asegurar una distribución de orientaciones original uniforme y la ausencia de una fábrica previa.

Asumiendo una distribución de orientaciones de elipses originalmente uniforme, todos los ángulos Θ deberían estar representados de manera uniforme en el gráfico. Bajo esta premisa, se puede obtener la relación axial de la elipse de deformación identificando el valor de R_s para el cual las curvas de Θ en $\pm 45^\circ$ separan la mitad de los datos, o buscando los valores de R_s para los cuales mejor ajustan las curvas Θ asociadas.

Realizando este ejercicio sobre dos de los planos principales del elipsoide de deformación, se puede obtener, a partir de la relación: $R_{y-z} = R_{x-z} / R_{x-y}$ las relaciones axiales de las tres elipses contenidas en los planos principales del elipsoide de deformación. A partir

de estos valores se puede calcular el parámetro $k = (R_{x-y} - 1) / (R_{y-z} - 1)$ para la clasificación de elipsoides de deformación finita en el diagrama de Flinn.

I.1.5 Criterios descriptivos y clasificadores

Se indican aquí los criterios empleados en la descripción y clasificación de los rasgos petrográficos y estructurales presentados en esta tesis, así como la organización escogida para la presentación de los datos, especialmente importante en la descripción de estructuras.

I.1.5.a Petrografía. Las descripciones petrográficas realizadas en cada capítulo a escala de observación desde afloramiento a lámina delgada consisten en la caracterización de mineralogías, fábricas y estructuras primarias (propias de los protolitos sedimentarios, volcánicos y volcanoclásticos), y de mineralogía y texturas metamórficas. Los resultados fueron organizados de manera que cada capítulo contiene una descripción detallada de los grupos litológicos presentes, previa al tratamiento de las estructuras que los afectan para cada zona analizada.

En el caso de los rasgos inherentes a los protolitos, la deformación y el metamorfismo involucrados no permiten en la mayoría de los casos una clasificación precisa en términos de rocas sedimentarias o ígneas. Donde es posible distinguir características texturales, granulométricas o composicionales del protolito, su descripción sigue la terminología clásica empleada en rocas sedimentarias e ígneas (e.g. Scasso y Limarino, 1997 -y bibliografía allí incluida-, McPhie et al., 1993; Llambías, 2001; entre otros). Los diagramas de clasificación escogidos -y terminología resultante- son indicados en cada caso.

Los grupos litológicos fueron clasificados utilizando terminologías de rocas metamórficas, dado que, si bien el grado de metamorfismo es variable en distintos sectores de

la zona de tesis, todas las rocas estudiadas exhiben un grado de metamorfismo visible y distinguible, siendo el rasgo más conspicuo el desarrollo generalizado de una foliación tectónica asociada a minerales metamórficos. Para su clasificación se siguieron las recomendaciones de la Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas -SSRM- de la IUGS (Fettes y Desmons, 2007). De acuerdo con estas, las rocas metamórficas de grado muy bajo y bajo (caso de estudio de esta tesis) son recomendablemente clasificables por su estructura (“términos recomendados”, e.g. pizarra, filita, esquisto) y minerales metamórficos índice a modo de prefijo. Algunos “nombres específicos” son aceptados como terminología descriptiva. Por ejemplo, esquistos verdes *-greenschists-* y rocas verdes *-greenstones-*, son términos específicos empleados para metamorfitas cuya coloración verdosa se debe a la presencia de minerales metamórficos como actinolita, clorita o epidoto; con y sin desarrollo de foliación, respectivamente. A modo de ejemplo, una combinación entre terminologías “recomendadas” y “específicas” (sugerida por la SSRM) es “esquistos verdes con clorita, actinolita, prehnita y epidoto”. En caso de que las características mejor observables en la metamorfita (generalmente de bajo grado, caso de estudio de esta tesis) sean heredadas del protolito, la SSRM recomienda la aplicación de un “nombre basado en el protolito”, que consiste en agregar el prefijo “meta-” seguido del nombre del protolito, al cual admite agregarle un rasgo distintivo del metamorfismo -e.g. meta-grauvaca foliada- (“nombres compuestos”). Seguido de la terminología asignada a cada grupo litológico, en cada sección se indica entre paréntesis el tipo de protolito afectado por metamorfismo (e.g. “meta-basitas”).

En el caso de las “rocas de falla” (serie de las brechas, serie de las cataclasitas, serie de las milonitas), la terminología descriptiva (características y nomenclaturas referidas a fábricas, texturas y procesos de deformación -frágiles, frágiles/dúctiles y dúctiles- en zonas de cizalla) sigue los conceptos de Sibson, 1977; Snoke et al., 1998; Passchier y Trouw, 2005;

Twiss y Moores, 2007 y Trouw et al., 2010. Para su clasificación se escogieron las clasificaciones de Scholz (1990), sugerida en Snoke et al. (1998); y Twiss y Moores (2007).

Las abreviaturas de minerales (indicadas en los pies de figura) utilizadas fueron tomadas de Siivola y Schmid (2007), siguiendo las recomendaciones de la SSRM en Fettes y Desmons (2007), y constituye una adaptación de la lista de minerales en Kretz (1983).

I.1.5.b Estructura. Los datos estructurales observados y medidos en el campo, y el resultado de sus correspondientes análisis microtectónicos a partir de láminas delgadas, son presentados en forma ordenada en función de la superposición y relaciones de corte que presentan. De esta manera, se elige un criterio cronológico con fundamento descriptivo que responde a la generación de grupos de estructuras, atribuyéndose cada uno a fases de deformación sucesivas (D_1 , D_2 , D_3). Esta organización de los datos responde a la íntima relación entre distintas estructuras formadas durante una misma fase (e.g. foliaciones asociadas a pliegues), y una naturaleza de la deformación (condiciones de presión y temperatura) evidentemente distinta entre fases de deformación superpuestas. Si bien -como se ha mencionado en la literatura y se discute en el capítulo VII de esta tesis- la deformación asociada al cierre de la CRV podría considerarse progresiva (especialmente entre D_1 y D_2) en función de la orientación de las estructuras involucradas, resulta conveniente a fin de exponer los argumentos que apoyan las conclusiones abarcadas en este trabajo distinguir fases de deformación con estilos contrastantes, y a fines organizativos basar la descripción de las estructuras siguiendo este criterio. De este modo, D_1 agrupa aquellas primeras estructuras en deformar el S_0 de las rocas (S_1 : foliación de plano axial asociada a metamorfismo regional, F_1 : eje de pliegue de primera fase, L_1 : lineación de intersección S_0 - S_1 , L_{1e} : lineación de estiramiento de primera fase, S_{1m} : foliación milonítica de primera fase), D_2 aquellas

estructuras afectando al S_0 y las estructuras D_1 (S_2 : foliación de crenulación, F_2 : eje de pliegue de segunda fase, L_2 : lineación de crenulación), y D_3 aquellas estructuras sobrepuestas a todas las anteriores (F_3 : ejes de pliegues de tercera fase).

Los eventos metamórficos asociados a D_1 se indican como M_1 (metamorfismo dinamo-térmico de desarrollo regional) y M_{1D} (metamorfismo dinámico de desarrollo local).

I.1.6 Financiamiento

Las investigaciones realizadas durante esta tesis iniciaron en el marco de una Beca Interna Doctoral de cinco años de duración otorgada por el CONICET. Además del estipendio recibido a través de esta y de las facilidades logísticas que proporcionaron el Centro Austral De Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET) de la ciudad de Ushuaia, y la Universidad Nacional del Sur (UNS) de Bahía Blanca, los siguientes proyectos de investigación fueron las principales fuentes de financiamiento:

- 2017-2022. 22920160100077CO. “Sinergias y conflictos entre las actividades económicas y los socioecosistemas de Tierra del Fuego: Mantenimiento de la productividad y los servicios ecosistémicos en el largo plazo.” Proyecto de Unidad Ejecutora (PUE). Director del proyecto: Guillermo Martínez Pastur.
- 2016-2019. PICT-2015-2982. “Evolución tectónica y magmática del núcleo orogénico de los Andes Fueguinos: geometría y cinemática de estructuras dúctiles y frágiles asociadas al levantamiento andino y relaciones con el magmatismo contemporáneo.” Director del proyecto: Pablo J. Torres Carbonell.

- 2016-2019. PICT-2015-0419. “Desarrollo estructural de los frentes montañosos andinos: los casos de la Cordillera Principal y la Fueguina.” Director del proyecto: Luis Vicente Dimieri.
- 2016-2019. Subsidio UNS PGI 24/H136. “Diseño geométrico y cinemático del frente montañoso de la cadena Andina: los casos de la Cordillera Principal y la Fueguina.” Director del proyecto: Luis Vicente Dimieri.
- 2015-2017. CTM2014-60451-C2-2-P. “Evolución geodinámica de los pasos oceánicos de Tasmania y Drake: correlación tectónica tierra-mar de los márgenes continentales y las cuencas oceánicas.” Director del proyecto: Fernando Bohoyo (IGME, España). Codirector: Adolfo Maestro.
- 2015-2017. Subsidio CONICET PIP 11220150100583CO. “Diseño geométrico y cinemático del frente montañoso de la cadena Andina: los casos de la Cordillera Principal y la Fueguina.” Director del proyecto: Luis Vicente Dimieri.
- 2012-2015. Subsidio UNS PGI/12-15 (24/H117). “Evolución tectónica del frente montañoso de los Andes, con énfasis en la Cordillera Principal y la Fueguina.” Director del proyecto: Luis Vicente Dimieri.
- 2012-2014. Subsidio CONICET PIP 11220110100390. “Diseño geométrico y cinemático del frente montañoso de la cadena Andina: los casos de la Cordillera Principal y la Fueguina.” Director: Luis Vicente Dimieri.
- Subsidio Agencia PICT-2011-0166. “Desarrollo estructural de los frentes montañosos andinos: los casos de la Cordillera Principal y la Fueguina.” Director del proyecto: Luis Vicente Dimieri.

I.2 MARCO GEOTECTÓNICO

I.2.1 Antecedentes geológicos de los Andes Fueguinos

La historia de la evolución del conocimiento geológico de los Andes Fueguinos se remonta a mediados del siglo XIX, a partir de las “Observaciones geológicas en Sudamérica” de Charles R. Darwin (1844, 1846). Desde entonces y hasta principios del siglo XX, la presencia de científicos a bordo de embarcaciones europeas con objetivos exploratorios, sumada a expediciones encomendadas por los estados argentino y chileno desde la segunda mitad del siglo XIX, impulsaron las primeras investigaciones geológicas en Tierra del Fuego, el archipiélago Fueguino y la porción más austral del continente sudamericano. Estas primeras referencias geológicas, si bien en muchos casos de carácter puntual o espacialmente acotadas, constituyen los cimientos del conocimiento geológico y paleontológico de la zona, como ser aquellas publicadas por Lovisato (1883), Steinmann (1883), Hyades (1887), Nordenskjöld (1905), Steinmann & Wilckens (1908), Halle (1910, 1913), Felsch (1912), Quensel (1913) y Bonarelli (1917); entre otros. La obra de Ernst H. Kranck “*Geological Investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego*” (1932), producto de un exhaustivo relevamiento geológico realizado en el marco de una expedición finlandesa de cinco meses entre los años 1928-29, ha sido reconocida por sucesivos investigadores que estudiaron la geología de Tierra del Fuego como el primer trabajo de detalle a escala regional en el Archipiélago Fueguino. En su trabajo Kranck aborda de manera muy completa (aun utilizando conceptos previos a la teoría unificadora de Tectónica de Placas) la posición estratigráfica relativa de las unidades geológicas fundamentales de los Andes Fueguinos, sus relaciones de contacto y la evolución tectónica del orógeno. El conocimiento geológico de los Andes Fueguinos avanzó desde entonces sobre estas bases, resultando fundamentalmente en el enriquecimiento y ajuste de su estratigrafía, a través de numerosas contribuciones de autores locales y extranjeros, entre quienes pueden citarse a Fester (1938, 1939), Feruglio

(1942), Harrington (1943), Camacho (1948), Petersen (1949), Furque y Camacho (1949), Yrigoyen (1962), Furque (1966), Katz y Watters (1966), Borrello (1969, 1972); entre otros.

Con el advenimiento de la Teoría de Tectónica de Placas aparecieron los primeros trabajos que evaluaron en términos tectónicos “modernos” la estructura y evolución geotectónica de los Andes Fueguinos. La primera mención a la existencia de una cuenca marginal (de retroarco), desarrollada desde el Cretácico Temprano en los Andes australes (idea sugerida previamente por Katz, 1972) la proporcionan Dalziel et al. (1974), denominándola Cuenca Rocas Verdes. La deformación cretácico tardía-paleógena acaecida durante el cierre de esta cuenca, objeto de estudio de esta tesis, ha sido tratada desde entonces por diversos autores, entre quienes se destacan Suárez y Pettigrew (1976), Bruhn (1979), Dalziel y Palmer (1979), Nelson et al. (1980), Caminos et al. (1981), Tanner y Macdonald (1982), Klepeis (1994), Cunningham (1995), Kraemer (2003), Klepeis et al. (2010), Calderón et al. (2012), Torres Carbonell y Dimieri (2013), Betka et al. (2015), Torres Carbonell et al. (2017a); entre otros. Un gran número de producciones científicas realizadas hacia fines del siglo XX y hasta la actualidad constituyen antecedentes modernos relevantes al tratar la geología y en particular la estratigrafía de la Cuenca Rocas Verdes (Halpern y Rex, 1972; Winn, 1978; Suárez, 1979; Wilson, 1991; Hanson y Wilson, 1991; Kohn et al., 1993; Kohn et al., 1995; Olivero y Martinioni, 1996a; Olivero y Martinioni, 1996b; Olivero y Martinioni, 2001; Stern y De Wit, 2003; Fildani y Hessler, 2005; Calderón et al., 2007; Olivero y Malumián, 2008; Hervé et al., 2008; Olivero et al., 2009 Hervé et al., 2010a; González Guillot et al., 2016; entre muchos otros). Sobre la base de esta estratigrafía “moderna” (tratada en detalle en el capítulo II) se desarrolla el análisis estructural geométrico - cinemático de la presente tesis.

Como consecuencia del cierre incipiente de la Cuenca Rocas Verdes y el inicio del levantamiento orogénico de los Andes Fueguinos, se desarrolló en el ámbito del antepaís

(hacia el Norte) una cuenca denominada Cuenca Austral (Cuenca de Magallanes en Chile). La misma presenta una compleja estratigrafía cuyo estado de conocimiento también fue gradual desde los primeros trabajos con fines científicos y de prospección de hidrocarburos hacia y desde mediados del siglo XX (De Ferrariis en Fossa Mancini et al., 1938; Furque y Camacho, 1949; Yrigoyen, 1962; Camacho, 1967; Zambrano y Urien, 1970; Biddle et al., 1986), hasta publicaciones más recientes con una estratigrafía progresivamente más completa y ordenada (Masiuk et al., 1990; Robbiano et al., 1996; Nullo et al., 1999; Olivero y Martinioni, 2001; Malumián y Olivero, 2006; Olivero y Malumián, 2008; Torres Carbonell et al., 2009).

Es de particular interés a los fines de probar la hipótesis de trabajo en la que se enmarca esta tesis, la relación estructural entre el levantamiento del cinturón central de los Andes Fueguinos (zona de tesis), y la deformación cretácica-paleógena en el antepaís. La zona de deformación en este ámbito, conocida en su conjunto como Faja Corrida y Plegada Fueguina (o de Magallanes) ha sido estudiada por diversos autores, entre ellos Álvarez-Marrón et al. (1993); Klepeis (1994); Ghiglione y Ramos (2005); Rojas y Mpodozis (2006); Torres Carbonell et al. (2008a, 2011, 2013, 2017b); Zanella et al. (2014); Betka et al. (2015).

I.2.2 Características morfoestructurales generales de los Andes Fueguinos

Los Andes Fueguinos presentan una serie de particularidades que los distinguen como segmento de la Cordillera de los Andes. Se trata de un orógeno colisional, de tipo alpino, a diferencia de la gran mayoría de los Andes, donde la subducción constituye el mecanismo fundamental en la orogénesis. Morfológicamente exhibe una orientación aproximadamente perpendicular al resto de la cordillera conformando parcialmente la curvatura del segmento andino conocido como Oroclino Patagónico o Curva Orogénica Patagónica (Kraemer, 2003;

Rapallini, 2007; Poblete et al., 2011; Torres Carbonell et al, 2016). Además, en Cordillera Darwin afloran las rocas con el mayor grado metamórfico (asociado a deformación andina) registrado en los Andes al Sur del Ecuador (Kohn et al., 1993; Cunningham, 1995; Hervé et al., 2008; Maloney et al., 2011), producto de una compleja historia de deformación polifásica (Nelson et al., 1980; Cunningham, 1995, Klepeis et al., 2010). Adicionalmente, el cinturón orogénico se encuentra atravesado por el límite entre las placas Sudamericana (al Norte) y Scotia (al Sur), el cual “bisecta” la Isla Grande de Tierra del Fuego de forma aproximadamente latitudinal a lo largo del Seno Almirantazgo y el Lago Fagnano. En este sentido los Andes Fueguinos constituyen el vértice noroccidental del Arco de Scotia, una unidad morfoestructónica de carácter regional que encuentra en esta cadena montañosa y en la Península Antártica la mayor superficie de terreno emergido, si bien la mayoría de su extensión se dispone a través de largas dorsales submarinas, islas volcánicas y bancos con emergencia local bordeando el Mar de Scotia (Bohoyo et al., 2016; Figura I.6).

Esta diversidad de elementos morfoestructurales interactuantes entre sí se interpreta como el resultado de una compleja evolución tectónica que involucra regímenes tectónicos contrastantes desde ca. 165 Ma. (estadio de proto-cuenca marginal; Mukasa y Dalziel, 1996). Estos incluyen extensión y apertura de un rift jurásico que evolucionaría en una cuenca marginal o de retroarco (Cuenca Rocas Verdes, CRV) entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano; contracción desde inicios del Cretácico Tardío y hasta fines del Oligoceno - principios del Mioceno, involucrando el cierre de la CRV, el desarrollo de la cuenca de antepaís Austral-Magallanes y deformación sincrónica a la misma evidenciada en secuencias sinorogénicas de ese ámbito; y fallamiento de rumbo a lo largo del borde transformante entre las placas Sudamericana y de Scotia durante el Neógeno. Diferencias en el estilo de deformación compresiva observado a través de los Andes Fueguinos permiten subdividirlos en dos dominios:

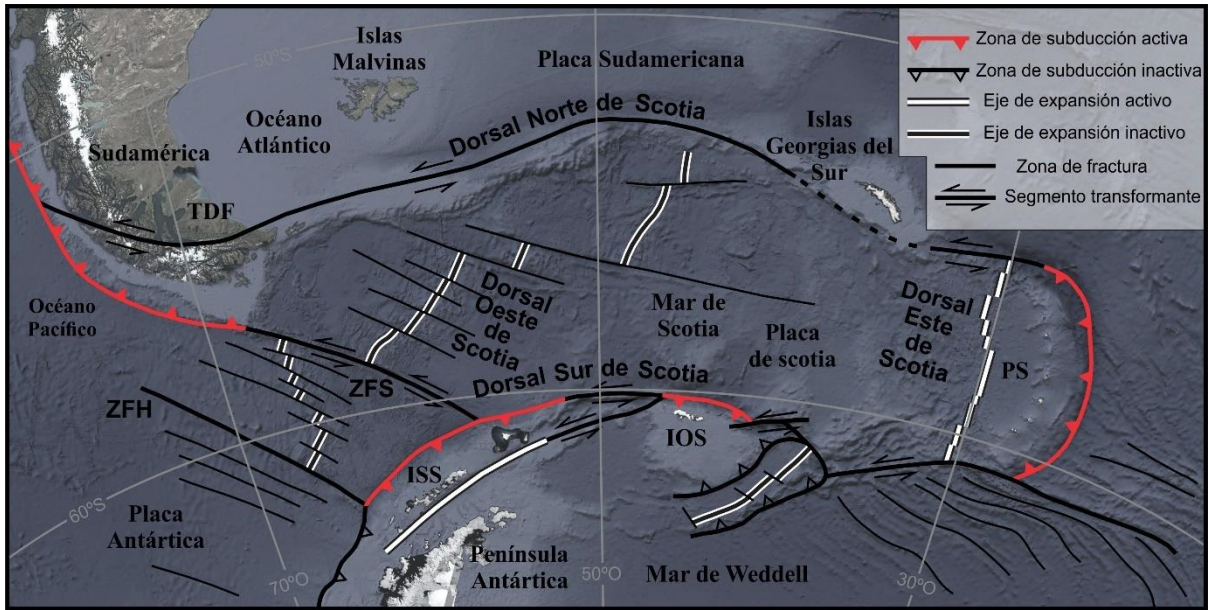


Figura I.6. Contexto geotectónico del arco de Scotia y sus principales rasgos estructurales. TDF: Tierra del Fuego. ISS: Islas Shetland del Sur. IOS: Islas Orcadas del Sur. PS: Placa de Sandwich. ZFS: Zona de Fractura Shackleton. ZFH: Zona de Fractura Hero. Imagen satelital tomada de Google Earth Pro. Estructura basada en Galindo-Zaldívar et al. (2002), Bohoyo et al. (2007), Dalziel et al. (2013) y Bohoyo et al. (2016).

- a) Cinturón central de los Andes Fueguinos (CCAF; Torres Carbonell y Dimieri, 2013): (hacia el retropaís) comprende las zonas internas o núcleo del orógeno. Se caracteriza por una intensa deformación penetrativa con foliaciones de transposición, diversos estilos y órdenes de plegamiento -variables de acuerdo a niveles estructurales y características reológicas de las rocas-, lineaciones de estiramiento, foliaciones miloníticas y zonas de cizalla dúctil; y por comprender grupos de rocas con los mayores grados metamórficos del orógeno. La deformación progresiva acaecida en este ámbito involucra escamas de corrimiento que exhuman rocas de basamento en Cordillera Darwin. La Geología de las Islas Georgias del Sur (Tanner, 1982; Tanner y Macdonald, 1982) ha sido considerada continuación lateral y parte del cinturón central de deformación del orógeno (Dalziel et al., 1975; Tanner y Macdonald, 1982; Torres Carbonell y Dimieri, 2013).

- b) Faja Corrida y Plegada Fueguina (FCPF): (hacia el antepaís) caracterizada por deformación de piel delgada, que incluye una serie de sistemas imbricados y pliegues asociados a corrimientos frágiles, produciendo sedimentación sintectónica y un acortamiento significativo en las rocas de la Cuenca Austral. La depositación sintectónica en este ámbito generó complejas secuencias sedimentarias con fuerte control tectónico en los ambientes depositacionales (Olivero y Malumián, 2008; Torres Carbonell et al, 2009, 2011).

I.2.3 Complejos metamórficos del Paleozoico – Mesozoico del margen gondwánico sudoccidental

Las rocas que componen el basamento de la CRV en los Andes Patagónicos y Fueguinos (Figura I.7) muestran evidencias de una extensa historia geológica pre-jurásica. Debido a que presentan deformación polifásica compleja acompañada de grados metamórficos que llegan a ser elevados (facies de anfibolitas y -localmente- migmatitas), el estudio de la evolución geológica del basamento metamórfico ha encontrado en técnicas modernas de laboratorio como la geocronología (por ejemplo, SHRIMP U-Pb en circones detríticos), análisis de proveniencia geoquímica y la determinación de condiciones metamórficas de P-T su mayor relevancia, en contraposición a estudios estratigráficos convencionales (Hervé et al., 2008). Estos complejos metamórficos, con edades que van desde el Paleozoico al Mesozoico, presentan una amplia distribución a lo largo de los Andes Patagónicos y Fueguinos, y revelan variadas condiciones de grados metamórficos, edades y ambientes geotectónicos de depositación de sus protolitos. En particular, Hervé et al. (2008) realizaron una detallada descripción mineralógica/petrográfica y clasificación de los complejos metamórficos más importantes en este segmento cordillerano (y de la Patagonia

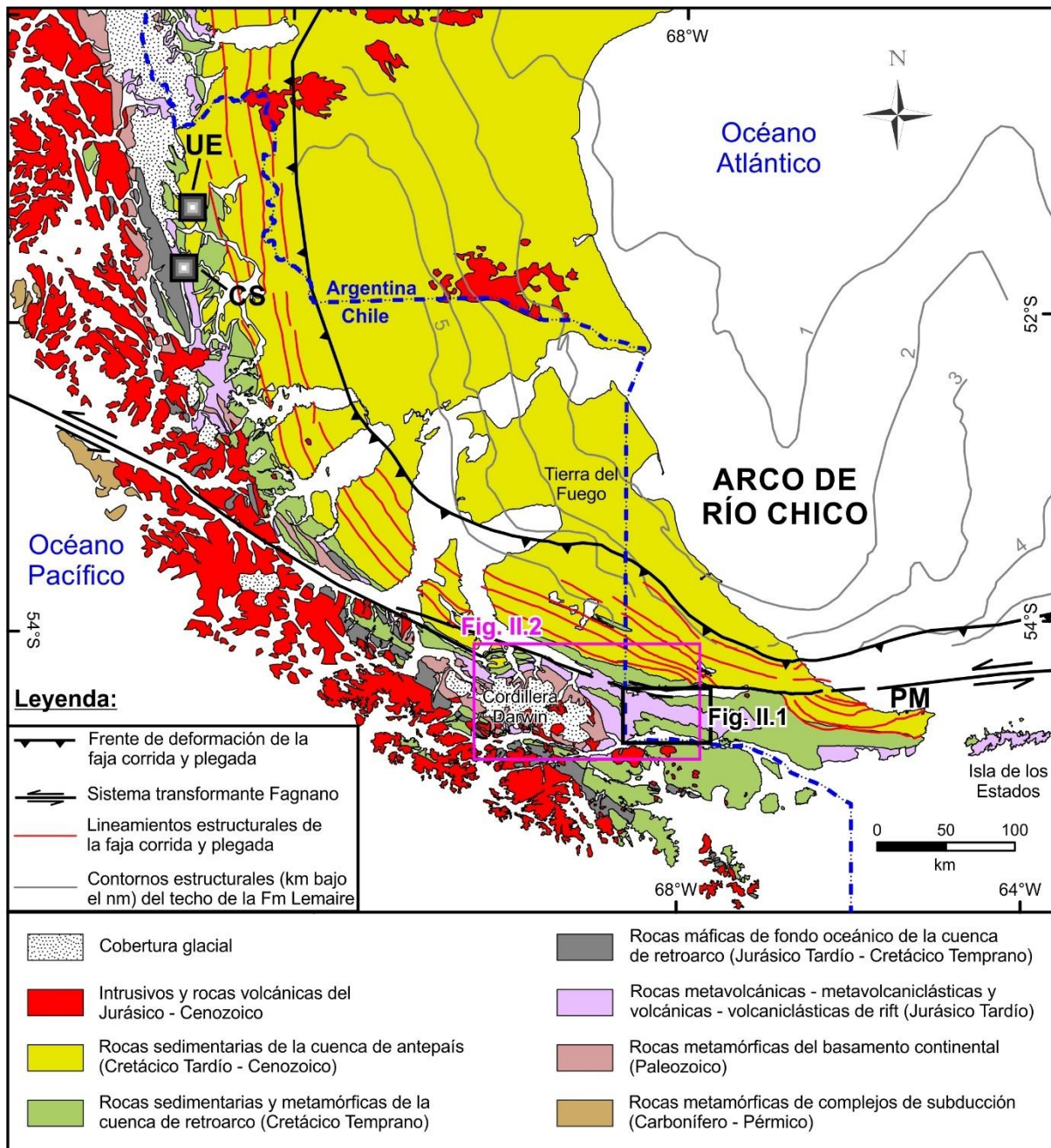


Figura I.7. Mapa geológico regional de los Andes Patagónicos australes y los Andes Fueguinos (ver Figura I.1). El recuadro negro indica la ubicación del mapa geológico de la zona de tesis (Figura II.1), y el recuadro magenta, de la Figura II.2. Adaptado de Torres Carbonell et al. (2016). UE: Afloramientos de las Formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro en la Provincia Última Esperanza, Chile. CS: Cordillera Sarmiento. PM: Península Mítre. Los contornos estructurales del Arco de Río Chico (techo de la Formación Lemaire) están adaptados de Biddle et al., 1986 e Yrigoyen et al., 1989. Geología basada en Panza et al. (2002), SERNAGEOMIN (2003), Olivero y Malumián (2008) y Klepeis et al. (2010).

extra-andina), interpretando además posibles ambientes para la génesis de sus protolitos. Hervé et al. (2010a) aportan una calibración de edades mediante SHRIMP en U-Pb de circones detríticos en el Complejo Metamórfico de Cordillera Darwin, pudiendo distinguir entre rocas claramente pertenecientes a un basamento pre-Jurásico y metamorfitas de alto grado correspondientes a la sucesión de rift jurásico asociadas a la apertura de la CRV. La comprensión estratigráfica de las rocas de basamento expuestas en Cordillera Darwin (aproximadamente 20 km al oeste de la zona de estudio), y su relación con rocas jurásicas y cretácicas del rift y relleno de la CRV es de particular importancia para la discusión abarcada en esta tesis. La presencia de rocas de basamento pre-jurásico aflorando en el sector sudoccidental de la zona de estudio de esta tesis ha sido propuesta por diversos autores, y es discutida a lo largo de la misma, a la luz de los resultados obtenidos.

El marco geotectónico que ha sido propuesto para la depositación del protolito del Complejo Metamórfico de Cordillera Darwin (meta-sedimentario) es el de un margen pasivo desarrollado en el sector sudoccidental de Gondwana, conteniendo circones detríticos del Paleozoico Temprano como sus constituyentes más modernos; y es distinguible del basamento que subyace la Cuenca de Magallanes (Austral), donde se reconoció un basamento meta-ígneo de edad cámbrica. Esto sugiere que ambos sectores se encontraban espacialmente discontinuados durante el Paleozoico Temprano y debieron amalgamarse previo al Jurásico Medio, momento en el cual las rocas volcánicas de la Formación Tobífera (denominación con la cual se conoce a la Fm. Lemaire en Chile), cubrieron discordantemente ambos basamentos (Hervé et al., 2010a).

La estructura de las rocas del basamento de la CRV presenta, como se mencionó, complejidades atribuidas a la superposición de diversas fases deformacionales. En este sentido se destacan las contribuciones de Nelson et al. (1980), quienes mencionan y describen brevemente una fase de deformación en rocas de basamento de Cordillera Darwin (previa al

cierre de la CRV, a la cual denominan D_B), distinguiéndola de la fase de deformación cretácica que afecta regionalmente el conjunto de la columna estratigráfica de la cuenca; y de Klepeis et al. (2010), quienes reportan una foliación tectónica penetrativa en esquistos de basamentos intruidos por diques graníticos de la Suite Darwin sin dicha foliación, obteniendo para estos últimos edades U/Pb de cristalización de $153,12 \pm 0,93$ Ma y estableciendo por ende una edad pre-jurásica tardía para dicha foliación. Cabe destacar que este es el único dato analítico publicado que corrobora la existencia de una deformación anterior a la fase de deformación cretácica principal.

I.2.4 Etapa de rift y desarrollo de la Cuenca de retroarco Rocas Verdes

Durante el Jurásico Medio, la región que actualmente comprende el extremo austral sudamericano experimentó un evento extensional de escala regional asociado a la fragmentación de Gondwana (Bruhn et al., 1978; Dalziel, 1981, Gust et al., 1985). La apertura de la CRV tuvo lugar a lo largo del margen pacífico al Sur del paralelo 50° S, extendiéndose al menos hasta la altura del Cabo de Hornos (coordenadas actuales) (Bruhn, 1979; Dalziel, 1981; Klepeis et al., 2010), e incluiría los afloramientos presentes en las Islas Georgia del Sur (Suárez y Pettigrew, 1976; Tanner y Macdonald, 1982), desplazadas desde su posición original durante la apertura del Pasaje Drake y el posterior fallamiento neógeno a lo largo del borde transformante de la dorsal Norte de la Placa de Scotia (Dalziel et al., 2013).

La constitución de la CRV habría ocurrido hacia fines del Jurásico, iniciando con una etapa de *rifting* acompañada por volcanismo bimodal, es decir, predominantemente ácido (Formación Lemaire, Jurásico Superior) (Bruhn et al., 1978; Dalziel, 1981), pero que incluye también términos de composición básica (Bruhn et al., 1981; Hanson y Wilson, 1991; Calderón et al., 2007; González Guillot et al., 2016). Algunos estudios geocronológicos

indican una edad de entre 152 y 142 Ma para el volcanismo y *rifting* que ocasionaron el inicio de la apertura de la CRV (Calderón et al., 2007). Edades U/Pb en circones de Cordillera Darwin indican actividad magmática “proto-cuenca marginal” en la Suite Darwin (considerada los términos sub-volcánicos de las Formaciones Tobífera y Lemaire) hacia $164,1 \pm 1,7$ Ma (Mukasa y Dalziel, 1996). El *rift* evolucionó entre el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano en una cuenca marginal (Figura I.8 A) con desarrollo sobre una corteza mixta, con bloques de basamento pre-jurásico y volcanitas jurásicas fallados (corteza continental adelgazada), y rocas básicas que evidencian la generación parcial de corteza oceánica (Suárez, 1977; Bruhn et al., 1978; Dalziel, 1981; Cunningham, 1994; Stern y De Wit, 2003; Calderón et al., 2007; Calderón et al., 2012). Se ha sugerido que la sucesión volcanosedimentaria de la Formación Lemaire (Jurásico Superior) habría tenido un ambiente de depositación predominantemente submarino (Hanson y Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 2001; González Guillot et al., 2016).

Los complejos ofiolíticos que constituyen los remanentes del fondo oceánico de la CRV (eg. Complejo Sarmiento, Isla Gordon y Complejo Tortuga), tienen una distribución espacial relativamente acotada y discontinua, además de contar sólo con los miembros superiores de las secuencias ofiolíticas “clásicas” preservados (Suárez, 1977; Bruhn et al., 1978; Stern y De Wit, 2003; Calderón et al., 2007, 2012). No obstante, evidencias basadas en edades U/Pb y características químicas y litoestructurales de estos complejos ofiolíticos permitieron interpretar un posible mecanismo de “*unzipping*” (análogo al funcionamiento de un cierre, cremallera o zíper) para la apertura de la CRV. Este modelo cinemático propone que la apertura habría ocurrido desde el Sur hacia el Norte, habiéndose generado el sector austral de la cuenca con anterioridad, y por ende logrando una mayor extensión que en el Norte (Stern y De Wit, 2003). En contraposición, Klepeis et al., 2010 propusieron que la cuenca se abrió de forma aproximadamente simultánea a lo largo de su extensión en el

Jurásico Tardío, basados en edades de circones detríticos de sedimentos de *sinrift* (Formación Tobífera) del Sur de la cuenca (Cordillera Darwin) con una edad máxima de depositación de ca. 148 Ma, y su coincidencia con las dataciones de la misma Formación en Cordillera Sarmiento, extremo nororiental de la cuenca (ca. 150 Ma, Calderón et al., 2007).

La existencia de un arco magmático activo en el margen sudoccidental de la CRV entre el Jurásico Medio y Tardío ha sido puesta en duda, siendo más aceptada una paleogeografía consistente en una gran provincia volcánica subaérea -relacionada a extensión- en el sector continental de Gondwana, pasando hacia el Sur - Suroeste a una fosa angosta con depósitos volcánicos y volcanoclásticos marinos profundos, sin presencia de un arco propiamente dicho (Wilson, 1991; Hanson y Wilson, 1991). Desde el Cretácico Temprano, la CRV se encontraba limitada al SO por un sistema de islas volcánicas, y hacia el NE por el cratón sudamericano (estadio de cuenca de retroarco). Parte de lo que se conoce como el Batolito Patagónico (extensa y continua cadena de rocas intrusivas que bordea el margen sudoccidental de Chile (Figura I.1) y que tuvo actividad magmática jurásico tardío-cenozoica episódica (Halpern, 1973; Hervé et al., 1984; Hervé et al., 2007) se atribuye a la raíz del arco volcánico (hoy erosionado) que constituía el límite sudoccidental de la CRV (Dalziel et al., 1974; Suárez, 1979).

Sobre una corteza mixta de bloques de basamento fallados y corteza oceánica con desarrollo parcial, y sobreyaciendo el potente paquete de rocas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Lemaire; se depositaron las secuencias eminentemente clásticas del Cretácico Inferior (y posiblemente desde el Thitoniano; Suárez et al., 1985; Olivero y Martinioni, 1996a). En el sector argentino de Tierra del Fuego, las unidades de superficie formales atribuidas a este estadio de la CRV son las Formaciones Yahgán (depósitos marinos profundos de tipo *flysch*, intercalación de turbiditas y tobas con componentes volcánicos andesíticos) y Beauvoir (lutitas negras de plataforma y talud).

Ambas están constituidas por sedimentitas marinas correspondientes a ambientes de depositación correlacionables lateralmente (Olivero y Martinioni, 2001). Las facies marinas profundas del Cretácico Inferior son conocidas en Tierra del Fuego chilena y parte de Chile continental como Formaciones Zapata (o Erezcano) y La Paciencia (parcialmente equivalentes a las Formaciones Yahgán y Beauvoir, respectivamente; Figura II.4), entre otras. En el sector argentino del Norte de Tierra del Fuego y Sur de Santa Cruz, las sedimentitas marinas del Cretácico Inferior constituyen rocas generadoras y reservorios petroleros de la Cuenca Austral, algunas de las cuales se conocen como Formaciones Springhill, Inoceramus Inferior, Pampa Rincón, Nueva Argentina y equivalentes (Olivero y Martinioni, 2001). En Isla Hoste (al Sur del Canal Beagle) afloran los Estratos de Tekenika (Halle, 1913; Dott et al., 1977), los cuales comprenden conglomerados y turbiditas que han sido correlacionados lateralmente con la Formación Yahgán, atribuyéndolos a depositación en sectores de la cuenca más próximos al arco volcánico. Al Sur del Canal Beagle, la Formación Hardy (Suárez y Pettigrew, 1976) es también considerada lateral a la Formación Yahgán (según estos autores, además, los Estratos de Tekenika están incluidos en esta unidad). Está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas derivadas del arco magmático, las cuales han brindado fósiles de bivalvos y belemnoides del Tithoniano-Valanginiano (Suárez et al., 1985). Otras unidades del Cretácico Inferior que constituyen parte del relleno de la CRV en el sector Norte de Cordillera Darwin son las Formaciones Río Jackson (ubicada estratigráficamente en la base del Cretácico) y Vicuña (Chile) – Hito XIX (Argentina) (Figura II.4).

I.2.5 Obducción y cierre de la Cuenca Rocas Verdes: comienzo de la orogenia andina en Tierra del Fuego

El cierre de la Cuenca Rocas Verdes comprendió una larga y compleja historia de tectónica contraccional, que comenzó aproximadamente hacia 100 Ma (Figura I.8 B). Ha sido propuesto que el cambio de régimen de extensional a compresivo que ocasionó la inversión de la cuenca y el inicio de la orogénesis respondió a cambios en la cinemática de placas a nivel global, asociados a la aceleración de las tasas de expansión del Océano Atlántico a lo largo de la dorsal centro-Atlántica (Dalziel, 1986; Calderón et al., 2007; Klepeis et al., 2010). En los Andes Fueguinos, dos fases de deformación han sido atribuidas al cierre de la CRV, ambas posteriores a la “D_B” de Nelson et al. (1980), mencionada en el capítulo I.2.1 como una fase previa a la apertura de la CRV que produjo estructuras sólo observadas en rocas del basamento. La primera fase (D₁), a la cual se refiere usualmente como “fase principal de deformación” inició hace ca. 100 Ma. La cronología de esta primera fase de deformación está calibrada por la edad más reciente del relleno de la cuenca marginal que presenta deformación, provista por inocerámidos del Albiano tardío (Olivero y Martinioni, 1996b) y apoyada por resultados similares de geocronología U/Pb en circones detríticos, que otorgan una edad máxima de depositación albiana para la Formación Yahgán en las cercanías de Ushuaia y Puerto Remolino (Barbeau et al., 2009). Asimismo, granitos de la Suite Beagle con edades de cristalización del Cretácico Tardío (U/Pb en circones) intruyen rocas con estructuras de D₁ en Cordillera Darwin (Kohn et al., 1995; Klepeis et al., 2010). Granitoides de esta suite con edades entre 86 y 74 Ma se encuentran, a su vez, afectados por estructuras de la segunda fase de deformación (D₂), restringiendo la máxima edad de esta última a ca. 80 Ma. Edades de exhumación obtenidas a partir de estudios termocronológicos en rocas metamórficas de Cordillera Darwin revelan un primer evento de rápido enfriamiento entre 90 y 70 Ma luego de alcanzado el pico metamórfico (asociado a D₁); seguido por un episodio de enfriamiento relativamente lento, estimado entre 60 y 40 Ma, con un pico de enfriamiento en 50 Ma (Nelson, 1982; Kohn et al., 1995).

Durante D_1 se produjo la obducción del fondo oceánico y del relleno volcánico/volcanoclástico de la cuenca, dirigida hacia el Norte y Noreste, y subducción (*underthrusting*) del margen cratónico sudamericano hacia el Sur y Sudoeste (Klepeis et al., 2010) (Figura I.8 C). D_1 se caracteriza por haber generado en el cinturón central de los Andes Fueguinos estructuras penetrativas que evidencian intensa deformación progresiva no coaxial (cizalla simple) heterogéneamente distribuida, con deformación dúctil y metamorfismo asociado (Bruhn, 1979; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell et al., 2017a). Algunas de estas estructuras, bien documentadas en los Andes Fueguinos, constituyen foliaciones tectónicas -desde clivaje pizarreño a bandeo gnéissico- regionales, subparalelas a las superficies axiales de los pliegues de primera fase, foliaciones de transposición en niveles estructurales bajos, y foliaciones miloníticas y lineaciones de estiramiento asociadas a zonas de cizalla dúctil generadas durante o poco después de la primera fase de deformación (Bruhn, 1979; Nelson et al., 1980; Klepeis, 1994; Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Cao et al., 2015, 2018; Torres Carbonell et al., 2017a). La vergencia generalizada de las estructuras es hacia el Norte y Noreste. El grado metamórfico alcanzado durante D_1 es variable a lo largo del orógeno, teniendo su máxima expresión en los complejos metamórficos de Cordillera Darwin, donde alcanza facies de anfibolitas y -localmente- migmatitas (Nelson et al., 1980; Kohn et al., 1993; Maloney et al., 2011), tanto en rocas de basamento como en depósitos de rift del Jurásico Superior (Hervé et al., 2010a). En el sector argentino del cinturón central de los Andes Fueguinos, los grados metamórficos observados son sensiblemente menores. Entre el lago Fagnano y el canal Beagle, las rocas de la Formaciones Lemaire, Yahgán y Beauvoir alcanzan grados de prehnita-pumpellyta o subesquistos verdes (Kranck, 1932; Watters, 1965; Bruhn, 1979; Olivero y Martinioni, 1996a). La Formación Lapataia (ubicada al Sudoeste de la zona de estudio de esta tesis, Fig. II.1) tiene el mayor grado metamórfico del sector argentino de Tierra del Fuego, presentando

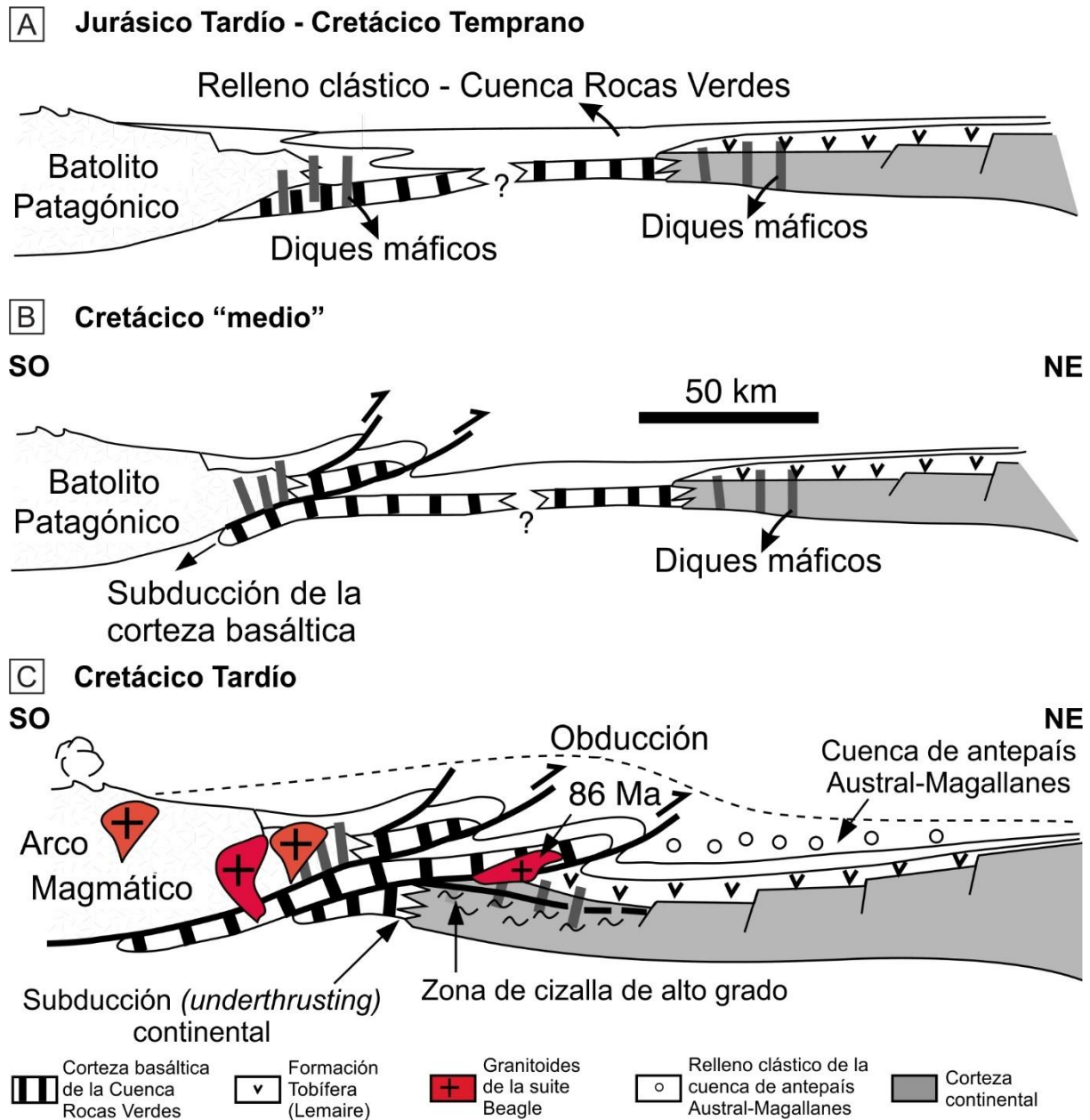


Figura I.8. Evolución tectónica (esquemática) de la Cuenca Rocas Verdes (CRV). A. Estadio de cuenca marginal (retroarco). B. Inicio del cierre de la cuenca, hace ca. 100 Ma. C. Obducción e inversión de la CRV. Inicio de la sedimentación en la cuenca de antepaís Austral-Magallanes. Tomado de Klepeis *et al.* (2010).

asociaciones litológicas con una variedad de protolitos y paragénesis de minerales metamórficos consistentes con un grado de facies de esquistos verdes (Olivero *et al.*, 1997; Cao *et al.*, 2018).

D₂ se caracteriza por la generación de estructuras dúctiles y frágiles/dúctiles, fundamentalmente evidenciadas en corrimientos, antiformas y sinformas de primer orden; además de producir la crenulación y plegamiento localizados de foliaciones y lineaciones formadas durante D₁. La orientación de las estructuras, mayormente vergentes al Norte y Noreste sugieren deformación progresiva no-coaxial, con transporte desde el S-SO hacia el N-NE (Bruhn, 1979; Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell y Dimieri, 2013). El emplazamiento de láminas de corrimiento correspondientes a D₂ produjo el progresivo levantamiento y exhumación que acompañan la retrogresión del metamorfismo (Kohn et al., 1993, 1995). Estructuras de fallamiento y plegamiento relacionadas a esta fase han sido descritas en detalle por Nelson et al. (1980), Álvarez Marrón et al. (1993), Klepeis (1994), Klepeis et al. (2010) y Betka et al. (2015) en Tierra del Fuego chilena y Chile continental; por Dalziel et al. (1974b) y Dalziel y Palmer (1979) en Isla de los Estados; y por Tanner (1982) y Tanner y Macdonald (1982) en las Islas Georgias del Sur, entre otros autores. En el sector argentino del cinturón central de los Andes Fueguinos, posteriormente a las observaciones fundamentales de Kranck (1932), se destaca el trabajo de Bruhn (1979), primer estudio de geología estructural de cierto detalle en la región comprendida entre el lago Fagnano y el canal Beagle (y que además incluye sectores costeros del Archipiélago Fueguino al Sur del canal). Bruhn identificó estructuras correspondientes a dos fases de deformación (“fábricas andinas de fase principal” -D₁- y “fábricas andinas de segunda fase” -D₂-), logrando una detallada descripción de su geometría, distribución espacial, y relaciones de corte. Asimismo, interpretó la generación de estructuras de segunda fase como la continuidad de la deformación no-coaxial progresiva durante el cierre de la CRV. Ya en su momento, Bruhn reconoció un vínculo entre la formación de estructuras D₂ con la presencia de zonas de falla y contactos entre rocas de diferente reología, observación que reviste particular importancia en la creación de modelos subsiguientes de la cinemática del cierre de la CRV, donde la segunda

fase se desarrollaría en el cinturón central principalmente asociada al levantamiento de escamas de corrimiento de primer orden, avanzando progresivamente hacia el antepaís (Klepeis, 1994; Rojas y Mpodozis, 2006; Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell et al., 2017a). Los distintos mecanismos asociados a tectónica de corrimientos sugeridos para el período orogénico comprendido desde ca. 80 Ma, responsables del cierre definitivo de la CRV, levantamiento del orógeno Fueguino y transferencia de deformación hacia el ámbito del antepaís (FCPF) son el principal objeto de estudio de esta tesis.

I.2.6 Desarrollo de la Cuenca de antepaís Austral y evolución de la Faja Corrida y Plegada Fueguina

La Cuenca Austral (en Argentina) o de Magallanes (en Chile) es una cuenca de antepaís originada adyacente al flanco Norte del orógeno fueguino en crecimiento entre el Cretácico Tardío y comienzos del Neógeno (Biddle et al., 1986; Wilson, 1991; Fildani y Hessler, 2005). El engrosamiento cortical producto de la inversión de la CRV al inicio de la orogenia andina ejerció una carga tectónica que ocasionó la flexura de la litósfera en el frente orogénico, donde se depositaron las primeras unidades estratigráficas de la Cuenca Austral-Magallanes (Figura I.8 C). Se ha sugerido que el inicio de la sedimentación en el Noroeste de la cuenca de antepaís (Última Esperanza, Chile; Figura I.7) estaría representado por la Formación Punta Barrosa (Wilson, 1983; Biddle et al., 1986; Wilson, 1991; Fildani et al., 2003), con edad calibrada por circones detríticos en 92 ± 1 Ma (Turoniano) (Fildani et al., 2003). En Tierra del Fuego, en cambio, los primeros depósitos que muestran evidencias claras de proveniencia del material desde el orógeno andino adyacente erosionado -en conglomerados y fracciones clásticas gruesas- tienen una edad campaniana: Formación Cerro

Matrero al Norte de Cordillera Darwin (McAtamney et al., 2011) y Formación Bahía Thetis (Olivero et al., 2003), en Península Mitre (Tierra del Fuego argentina) (Figura I.7). Entre el Cretácico tardío y el Mioceno temprano, la sedimentación en la Cuenca Austral tuvo un importante control tectónico, asociado a la evolución de la FCPF y el avance del frente orogénico hacia el antepaís (secuencias sinorogénicas de la Cuenca Austral; Álvarez Marrón et al., 1993; Ghiglione y Ramos, 2005; Rojas y Mpodozis, 2006; Olivero y Malumián, 2008; Torres Carbonell et al., 2009, 2011).

La FCPF representa la deformación de piel delgada desarrollada al frente del Orogeno Fueguino. De acuerdo a las variaciones en los estilos estructurales que en su conjunto presenta, ha sido subdividida en una Faja Corrida y Plegada Interna, que involucra rocas cretácicas y del Paleoceno y la conexión estructural con el CCAF; y una Faja Corrida y Plegada Externa, mayormente compuesta por rocas cenozoicas afectadas por una serie de sistemas de corrimientos frágiles (Torres Carbonell et al., 2013, 2017b). Se han reconocido al menos siete secuencias sinorogénicas en la FCPF, separadas por discordancias angulares que reflejan seis fases contraccionales (Df1-Df6, Torres Carbonell et al., 2011; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell et al., 2017b).

Estimaciones de acortamientos mínimos en la cobertura paleógena de la FCPF obtenidos a partir de secciones balanceadas de distintos sectores de los Andes Fueguinos revelan valores de hasta 49% en las transectas más completas, abarcando edades de deformación desde el Paleoceno al Mioceno (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell et al., 2017b).

La cronología del cese de la contracción está controlada en la costa atlántica de Tierra del Fuego por la edad de la Formación Desdémona, la cual comprende estratos de crecimiento depositados al frente del sistema imbricado de Punta Gruesa (frente de

deformación de la FCPF) (Ghiglione, 2002; Torres Carbonell et al., 2008a; Ponce, 2009; Torres Carbonell y Dimieri, 2013). La edad más joven de la misma ha sido estimada en el Mioceno temprano, a través de asociaciones de foraminíferos (Malumián y Olivero, 2006). Sin embargo, resultados no publicados basados en estudios de nanofósiles calcáreos indican que la Formación Desdémona tendría su límite superior en el Oligoceno cuspidal (Bedoya Agudelo, en preparación).

I.2.7 Fallamiento de rumbo neógeno: el Sistema Transformante Magallanes – Fagnano

Tras el cese de la deformación contraccional, los Andes Fueguinos estuvieron sujetos a un régimen de fallamiento de rumbo asociado al borde transformante del margen septentrional de la placa de Scotia. Sistema Transformante Magallanes-Fagnano es el nombre con el que se conoce en Tierra del Fuego a un sistema de fallas regionales, de orientación aproximadamente latitudinal y cinemática sinistral, ubicado en el límite entre las placas Sudamericana -al Norte- y de Scotia -al Sur- (Figura I.6). El rechazo de rumbo a lo largo del Sistema Transformante Fagnano en Tierra del Fuego es de aproximadamente 48 km (Torres Carbonell et al., 2008b). De acuerdo con estos valores, y en concordancia con determinaciones geodésicas de tasas de desplazamiento relativo documentadas en el límite de placas (Smalley et al., 2003; Mendoza et al., 2011), se ha sugerido una edad máxima del inicio de la transurrencia entre ca. 7 y 11 Ma (Torres Carbonell et al., 2008b). Esto es consistente con lo establecido en estudios geodinámicos que evalúan la evolución del arco de Scotia (Dalziel et al., 2013).

Capítulo II

Estratigrafía de la
zona de tesis

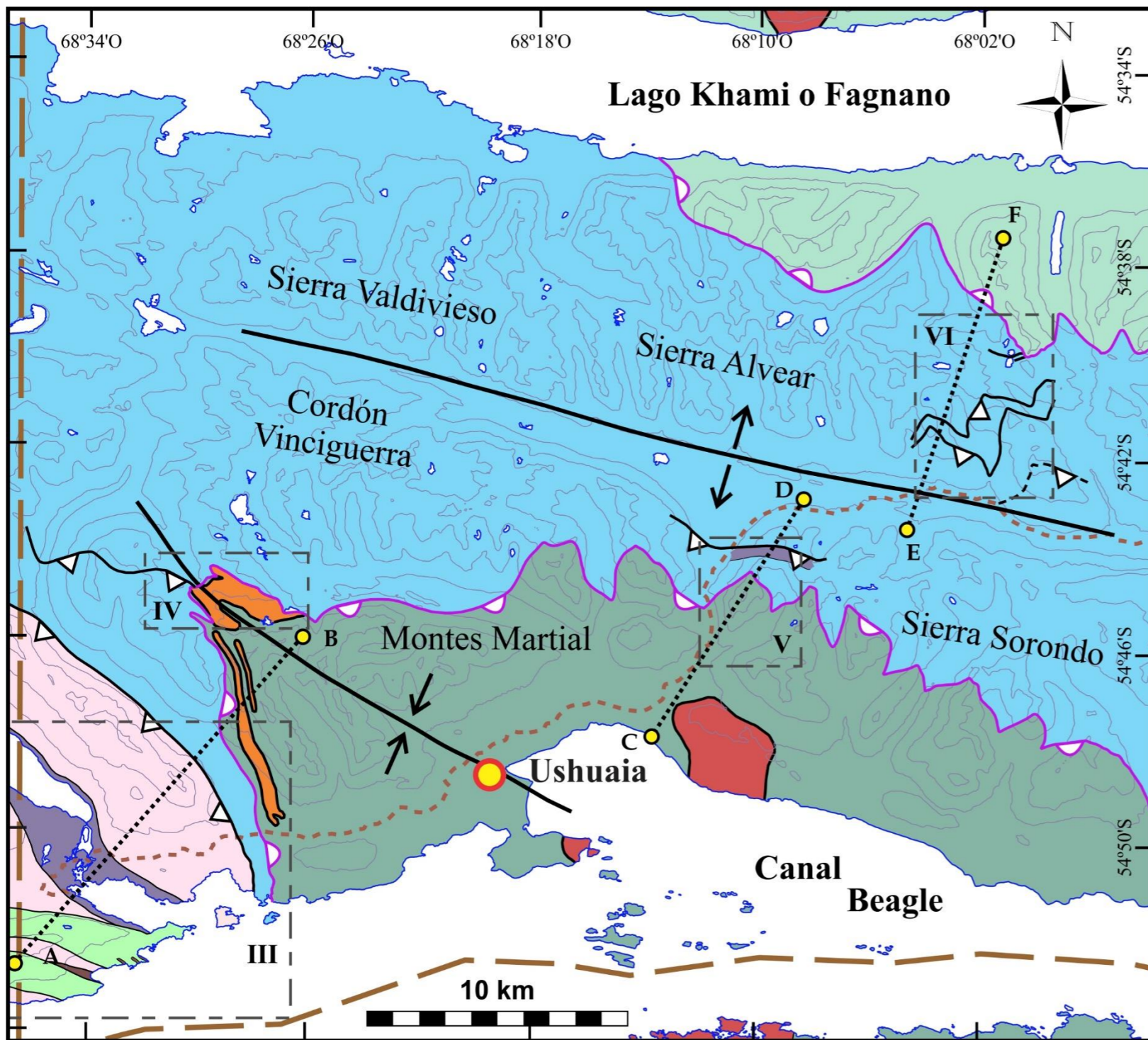


Niveles conglomerádicos
en la Formación Yahgán

II.1 INTRODUCCIÓN

Esta sección compila el estado de conocimiento de la estratigrafía de la zona de tesis en base a la bibliografía existente al momento de su elaboración. Algunos aspectos estratigráficos que atañen específicamente a la zona de estudio serán discutidos a la luz de los resultados presentados en los siguientes capítulos. Entre ellos, el mapeo y las observaciones de campo y lámina delgada aportan detalle a las características petrográficas y la distribución espacial de grupos litológicos de las Formaciones Lapataia, Lemaire, Yahgán y Beauvoir. Asimismo, al combinar estudios petrográficos con el análisis de la deformación, es posible establecer correlaciones litológicas entre Formaciones, además de asignar niveles estructurales a las unidades estratigráficas involucradas en la deformación. El mapa geológico/estructural de la zona de tesis se presenta en la Figura II.1. En los capítulos subsiguientes se tratará en detalle la geología de sectores específicos dentro de la misma. Las posibles implicancias estratigráficas que surgen de este estudio serán tratadas a lo largo de la tesis y discutidas en cada capítulo.

En el resumen del presente capítulo se incluyen unidades correspondientes al basamento pre-jurásico de la CRV que, si bien no afloran en el sector argentino de Tierra del Fuego, se encuentran involucradas en la deformación del CCAF, teniendo expresión cartográfica en la zona de Cordillera Darwin (Figura I.7, II.3). En el cuadro de la Figura II.4 se resume la secuencia cronoestratigráfica de la CRV desde su basamento hasta las unidades superiores del relleno de la cuenca, indicándose sitios de exposición de cada unidad y equivalencias espaciales y temporales.



- Estratigrafía**
- Rocas intrusivas (Jurásico-Cenozoico)
 - Gabro
 - Formación Beauvoir (Cretácico Inferior)
 - Formación Yahgán (Cretácico Inferior)
 - Formación Lemaire (Jurásico Superior)
 - Pizarras y cuarcitas
 - Esquistos y rocas verdes actinolíticos
 - Esquistos verdes cuarzo-cloríticos
- Estructura:**
- Rocas miloníticas en zona de cizalla dútil
 - \updownarrow Antiforma de 1er orden
 - \ast Sinforma de 1er orden
 - Despegue
 - ∇ Corrimiento
- Fisiografía/rasgos antrópicos**
- Costa lago/laguna/canal
 - Límite internacional Argentina/Chile
 - Ruta Nacional N°3
- Equidistancia curvas de nivel: 300 m*

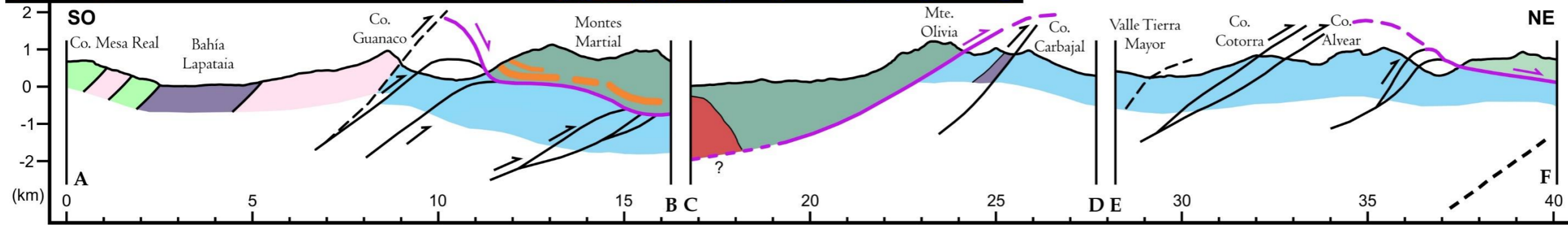
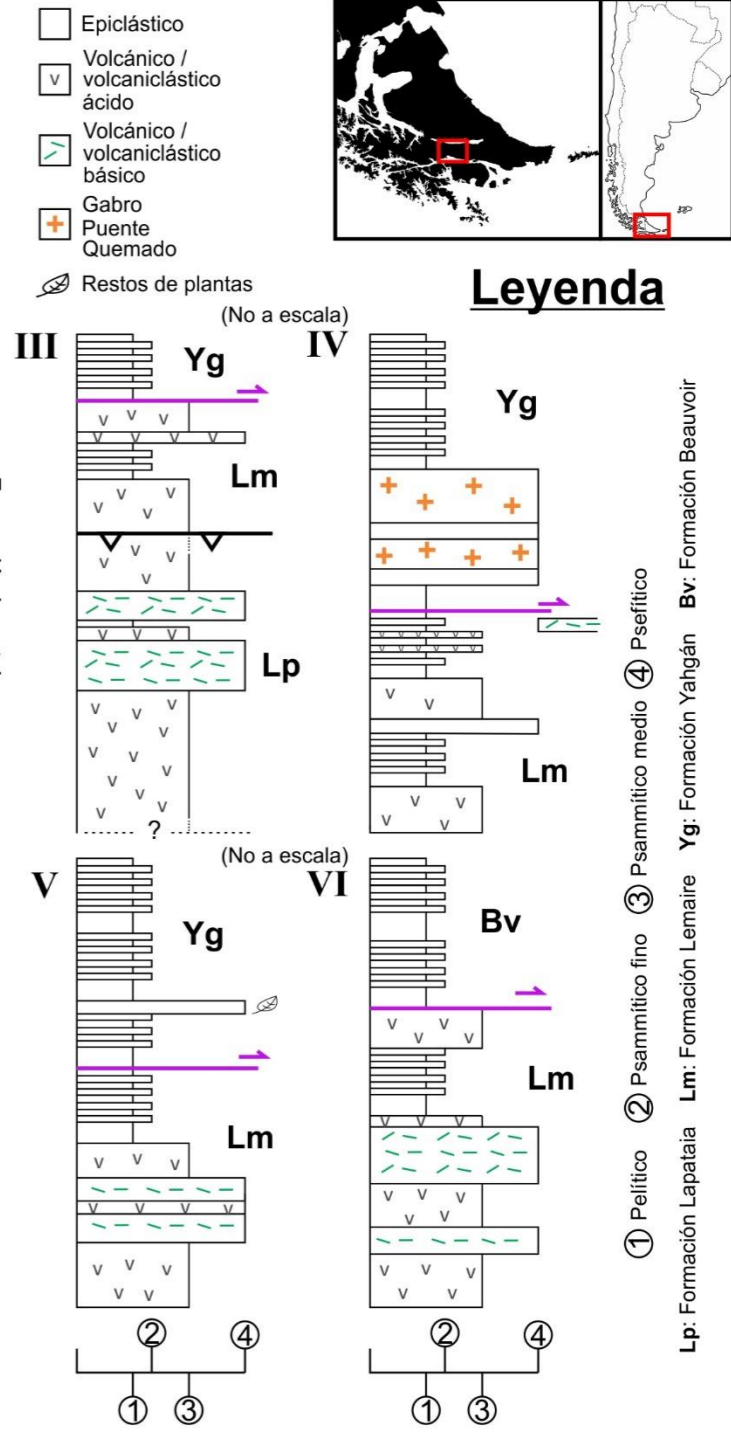
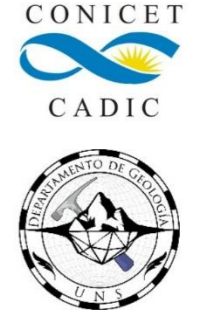


Figura II.1. Mapa geológico/estructural de la zona de tesis.



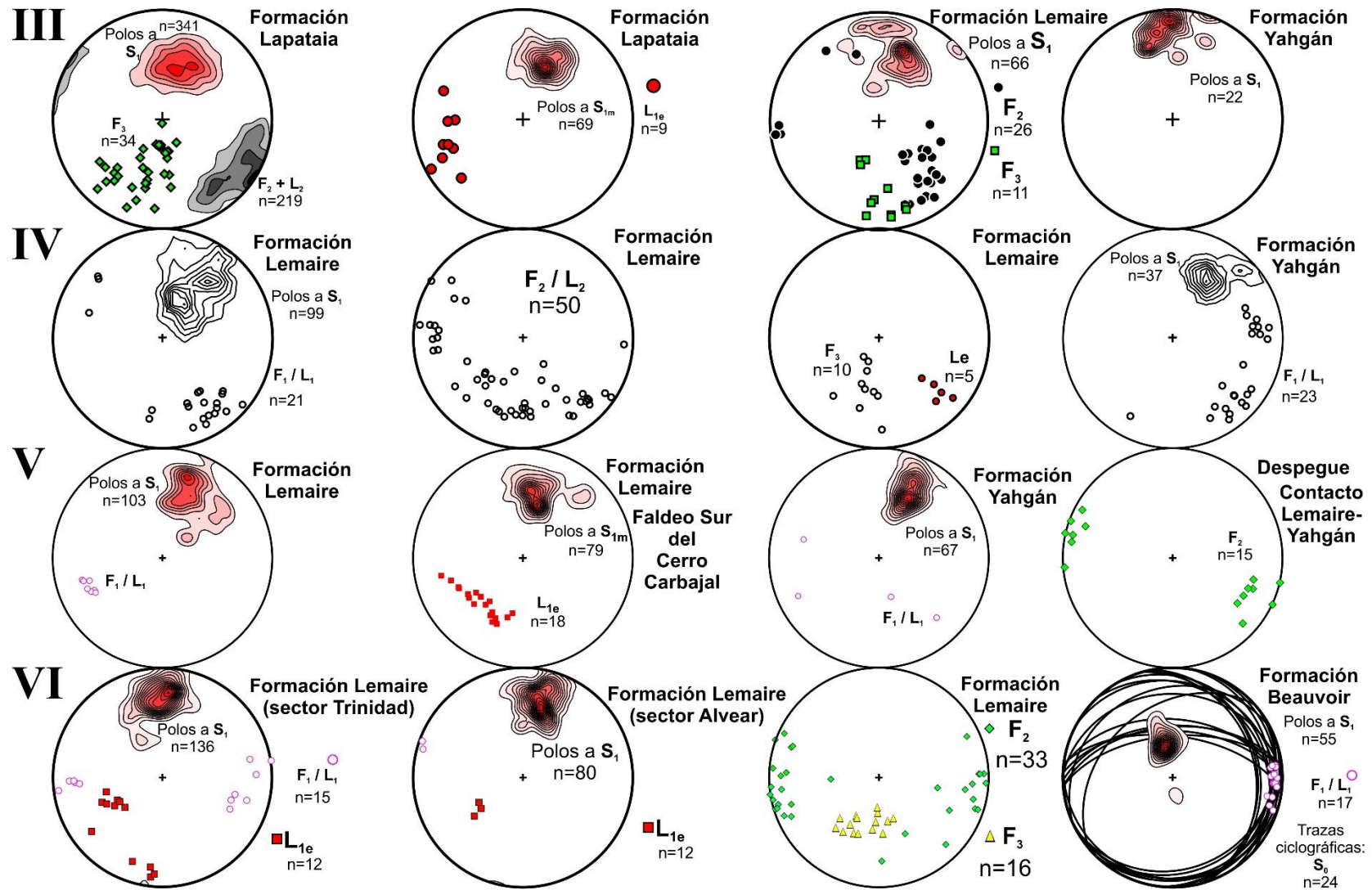


Figura II.1 (continuación). Datos estructurales (proyecciones esféricas, hemisferio inferior) de los sectores tratados en detalle en los capítulos III a VI.

II.2 BASAMENTO PRE-JURÁSICO DE LA CUENCA ROCAS VERDES Y METAMORFITAS JURÁSICAS DE CORDILLERA DARWIN

Al Sur de los 44° de latitud Sur -en el ámbito de los Andes Patagónicos- hasta Cordillera Darwin -en los Andes Fueguinos-, afloran en forma discontinua una serie de complejos metamórficos de diversos grados metamórficos, composiciones y con distintas interpretaciones respecto a su evolución tectónica (Figura II.2). Algunos de ellos muestran evidencias de haber formado parte de un margen gondwánico pasivo durante el Paleozoico tardío - Triásico (Complejo Metamórfico de los Andes Orientales: esquistos verdes, metabasitas y mármoles), otros representan antiguos complejos de subducción con edades mínimas en el límite Triásico-Jurásico (Complejo Metamórfico Chonos -metaturbiditas, metabasitas y metacherts de grado metamórfico variable-). Por otro lado, el Complejo Acrecionario Madre de Dios -calizas de plataforma carbonática del Carbonífero-Pérmico, basaltos con lavas almohadilladas, cherts, y otras litologías afectadas por metamorfismo de bajo grado- representaría la acreción de un terreno alóctono al margen occidental de Gondwana también entre el Triásico y el Jurásico -evento conocido como orogenia “Chónida”- (Hervé et al., 2008). El Complejo Metamórfico Diego de Almagro -micaesquistos, esquistos azules, anfibolitas, rocas ultramáficas y ortogneisses- constituye un prisma de acreción de edad jurásica tardía-cretácica (Hervé y Fanning, 2003), que se habría desarrollado en un ambiente de subducción al Oeste del arco magmático que en ese momento conformaba el límite sudoccidental de la CRV.

En Tierra del Fuego, Hervé et al. (2010a, b) realizaron una distinción entre el basamento de la Cuenca de Antepaís Magallanes, denominado Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego (CIMTF, en el subsuelo del centro-Norte de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Hervé et al., 2010b; Figura II.2) y el del Complejo Metamórfico

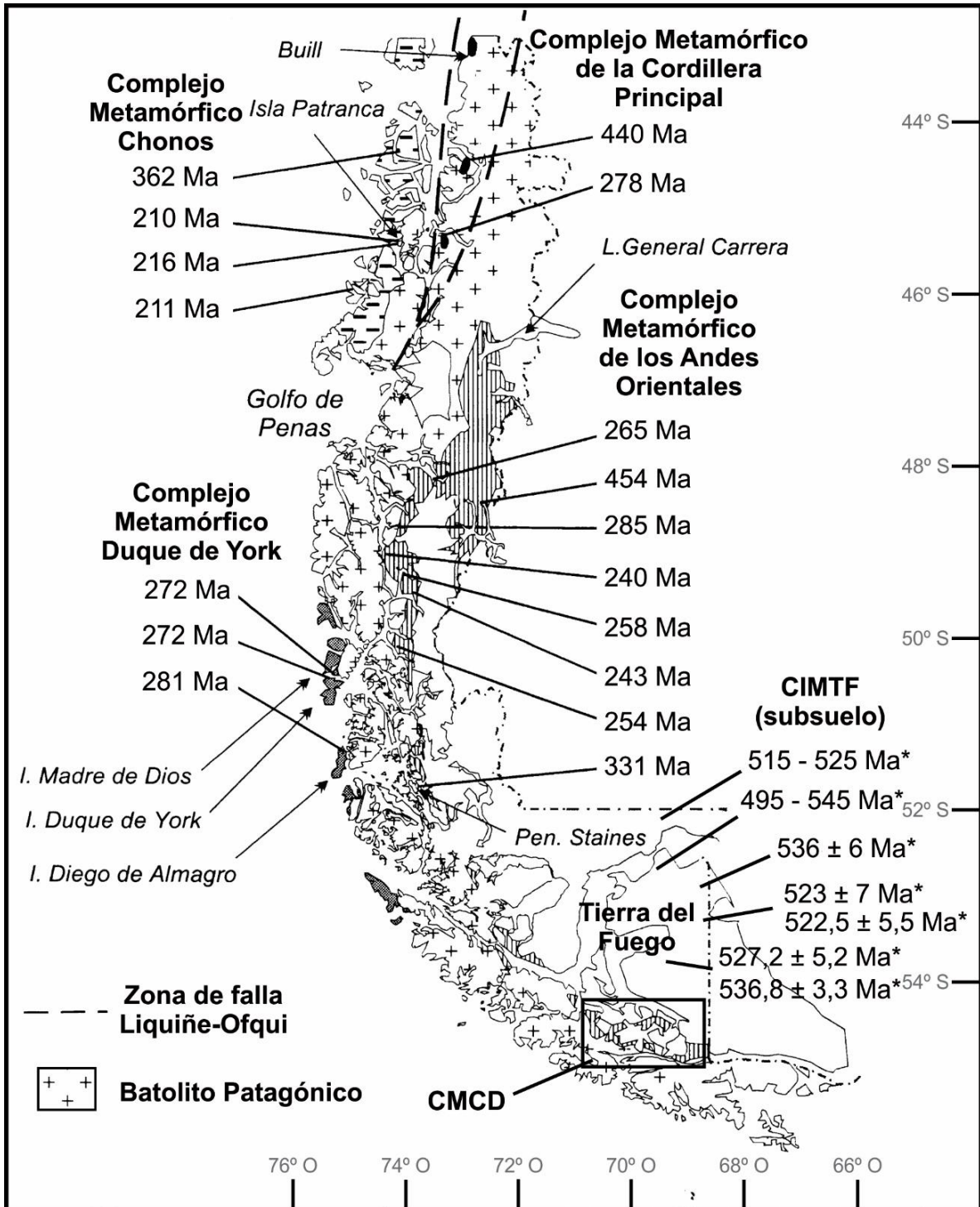


Figura II.2. Mapa de distribución de los complejos metamórficos de los Andes Patagónicos Australes y Fueguinos. Adaptado de Hervé et al. (2003). Se señalan edades SHRIMP U-Pb, obtenidas a partir de circones detríticos, excepto aquellas indicadas con un asterisco (*), que corresponden a edades de cristalización de circones en protolitos ígneos. CIMTF: Complejo Ígneo y Metamórfico de Tierra del Fuego. CMCD: Complejo Metamórfico de Cordillera Darwin. Todas las edades tomadas de Hervé et al. (2003), excepto las del CIMTF, que corresponden a Hervé et al. (2010a, b).

Cordillera Darwin (CMCD), con expresión cartográfica en la cordillera homónima (Figura II.3). En el CIMTF, análisis SHRIMP U/Pb en circones de muestras de gneisses y plutonitas foliadas obtenidas del subsuelo de la Cuenca Magallanes muestran predominancia de picos de edades del Cámbrico Temprano (Fig. 8), interpretadas como edades de cristalización de protolitos ígneos; además de establecer la participación de material Grenvilliano y Brasiliano en circones detríticos de edades precámbricas variables -1.100-950 Ma y 650-560 Ma hallados en gneisses migmatíticos (Hervé et al 2010b). En este ámbito, las rocas del CIMTF subyacen rocas riolíticas y piroclásticas jurásicas de la Formación Tobífera (Söllner et al., 2000; Pankhurst et al., 2003), constituyendo entonces el basamento sobre el cual se desarrollaron las secuencias de rift jurásicas en el centro-Norte de Tierra del Fuego, de forma temporalmente equivalente a la depositación de la Formación Lemaire en la CRV.

II.2.1 Complejo Metamórfico Cordillera Darwin

El CMCD (Figura II.2, II.3) incluye un basamento de edad probable paleozoica, una cobertura volcánico-sedimentaria jurásica, y una suite de granitos jurásicos, metamorfizados conjuntamente en grados que van de esquistos verdes a anfibolitas superior durante el Cretácico (Kohn et al., 1993; Hervé et al., 2010a, Maloney et al., 2011). La diferencia en el grado metamórfico (sensiblemente mayor) que registra el sector de Cordillera Darwin respecto al resto de los Andes Fueguinos y Patagónicos es conocida desde que fuera señalada por Charles Darwin (1844). Kranck (1932) reafirmó estas observaciones y agrupó las rocas metamórficas de alto grado de Cordillera Darwin en una unidad que denominó “Esquistos Centrales de Alto Grado Metamórfico”. Respecto al rango estratigráfico abarcado por las unidades del CMCD, Nelson et al. (1980) sugirieron que parte de las rocas del complejo metamórfico podrían tener una edad jurásica y ser equivalentes de alto grado metamórfico de

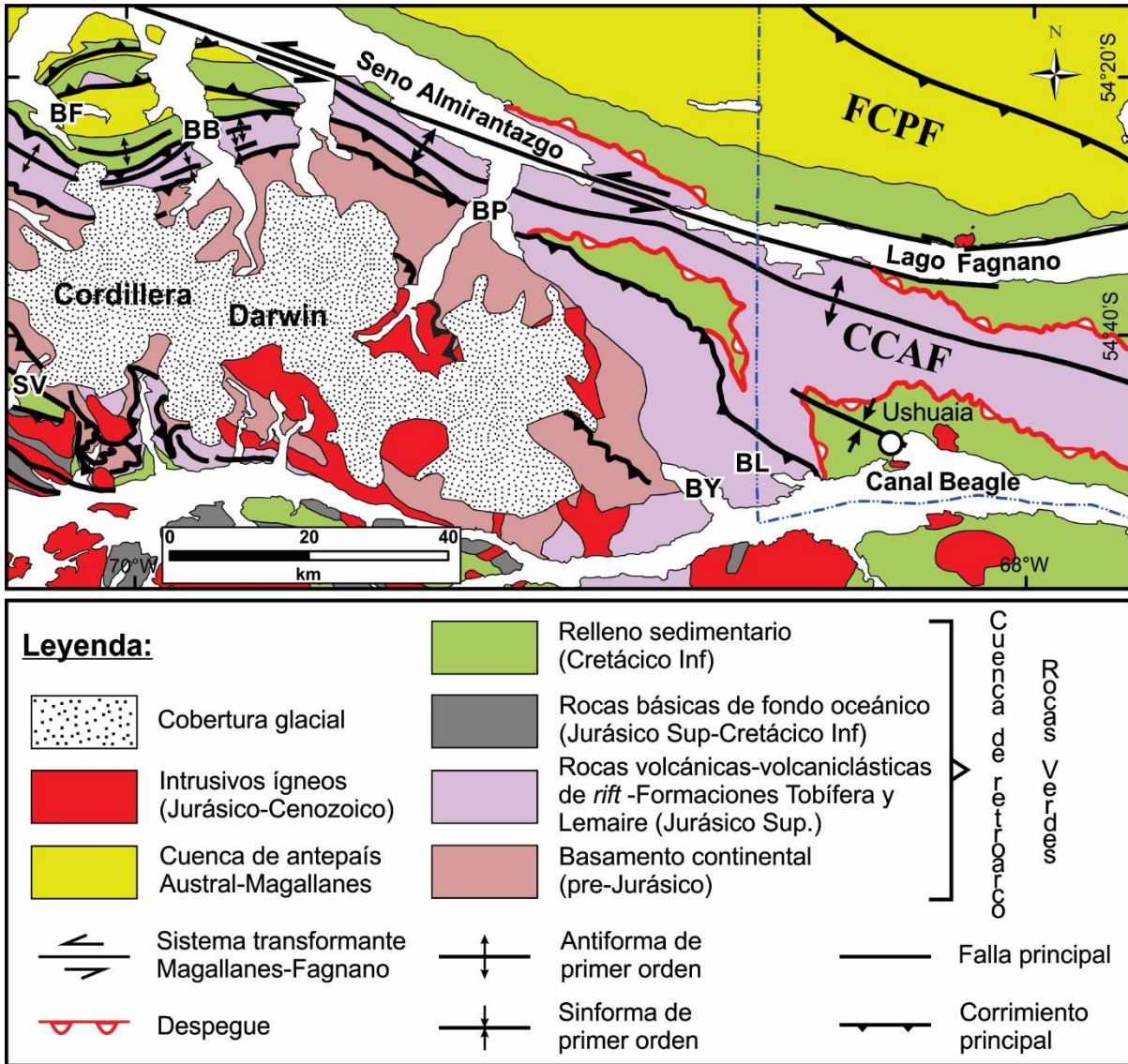


Figura II.3. Mapa geológico de los Andes Fueguinos con foco en el Cinturón Central de deformación. La ubicación está indicada en la Figura I.7. CCAF: Cinturón Central de los Andes Fueguinos. FCPF: Faja Corrida y Plegada Fueguina. BF: Bahía Filton. BB: Bahía Brookes. BP: Bahía Parry. SV: Seno Ventisquero. BY: Bahía Yendegaia. BL: Bahía Lapataia. Modificado de Torres Carbonell y Dimieri (2013). La geología está basada en datos geológicos tomados de Bruhn (1979), Nelson et al. (1980), Klepeis (1994), SERNAGEOMIN (2003), Olivero y Malumián (2008), Hervé et al. (2010a), Klepeis et al. (2010), Torres Carbonell y Dimieri (2013) y Cao et al. (2018).

la Formación Tobífera (Jurásico Superior), y no parte del basamento pre-Jurásico de la CRV. Estudios posteriores, apoyados en mapeo, petrografía y geocronología han confirmado estas apreciaciones (Hervé et al., 1981; Mukasa y Dalziel, 1996; Hervé et al., 2010a; Klepeis et al.,

2010), permitiendo una caracterización cronoestratigráfica del CMCD y acotando espacialmente los afloramientos correspondientes al basamento de la CRV. Hervé et al. (2010a) consideraron que aquellas rocas del CMCD que contienen poblaciones de circones detríticos con edades del Pérmico a más reciente representan parte de la cubierta mesozoica de alto grado metamórfico de la CRV, y aquellas con circones detríticos más antiguos que el Pérmico forman parte del basamento del CMCD. De esta manera, estos autores han reconsiderado algunos aspectos de la cartografía geológica por entonces existente de Cordillera Darwin, incluyendo dentro de la Formación Tobífera rocas previamente mapeadas como basamento de la CRV (algunas de las cuales, por ejemplo, contienen circones detríticos con una edad absoluta de $289,3 \pm 2,7$ Ma; Barbeau et al., 2009b).

II.2.1.a Unidad de Basamento del Complejo Metamórfico de Cordillera Darwin (Paleozoico inferior)

La edad relativa del basamento de Cordillera Darwin ha sido establecida a partir de relaciones estratigráficas de contacto con las unidades de la cobertura mesozoica que le sobreyacen discordantemente (Kranck, 1932; Dalziel y Cortés, 1972; Nelson et al., 1980; Allen, 1982; Johnson, 1990; Hanson y Wilson, 1991). Comprende rocas metasedimentarias y metavolcánicas cuyos protolitos contienen circones detríticos con edades absolutas predominantes del Paleozoico inferior, con posibles edades máximas de depositación entre el Ordovícico y el Devónico (Hervé et al., 2010a). No obstante, estos autores reconocieron la necesidad de lograr obtener edades de cristalización datando unidades ígneas del basamento a fin de calibrar con mayor precisión su posición estratigráfica.

Los esquistos pelíticos considerados parte de la Unidad de Basamento del CMCD contienen cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita, clorita, granate, estauroлита, ilmenita, cianita

y sillimanita. Las metabasitas presentan granate, plagioclasa, hornblenda, biotita, clorita, cuarzo, epidoto, titanita e ilmenita (Hervé et al., 2008). Los esquistos paleozoicos pueden, asimismo, clasificarse según el grado metamórfico que exhiben: metaarenitas y esquistos pelíticos de facies de anfibolita superior; y metaarenitas, filitas y esquistos pelíticos de facies de esquistos verdes. Dentro de las metamorfitas de facies de anfibolita se distinguen, a su vez, esquistos con estaurolita-cianita y esquistos sillimaníticos (Maloney et al., 2011).

En el flanco Norte de Cordillera Darwin (entre Bahía Brookes y Bahía Parry, y desde el Seno Almirantazgo hacia el núcleo del orógeno; Figura II.3), las rocas consideradas parte del basamento pre-Jurásico fueron clasificadas por Ortiz (2007) en dos grupos: a) esquistos y filitas grises y verdes con neominerales de cuarzo, mica blanca, clorita, epidoto y en menor proporción biotita (metamorfismo de bajo grado) y b) esquistos con granate, anfíbol, biotita, mica blanca, zoisita, plagioclasa y cuarzo (metamorfismo de alto grado en facies de anfibolita). El grupo b) registra temperaturas y presiones durante el pico metamórfico de progrado de $550 - 580 \pm 25$ °C y $5 - 5,5 \pm 1,2$ Kbar, (obtenidas a partir de técnicas geotermobarométricas en granate-biotita, ver metodología y citas en Ortiz, 2007). En el flanco Sur de Cordillera Darwin, margen Norte del Canal Beagle (Figura II.3), tanto las rocas de la Unidad de Basamento como la Formación Tobífera del CMCD fueron afectadas por metamorfismo de alto grado que alcanza facies de anfibolitas con cianita, sillimanita y estaurolita (Maloney et al., 2011).

Las rocas de la Unidad de Basamento del CMCD están intruídas por dos suites plutónicas (Kranck, 1932; Nelson et al., 1980): los granitoides (ortogneisses) y diques máficos (anfibolitas) de la Suite Darwin, previa a la orogenia andina (Jurásico Medio a Superior; Hervé et al., 1981, Mukasa y Dalziel, 1996; Klepeis et al., 2010), y la Suite Beagle (Cretácico Superior; Kohn et al., 1995; Mukasa y Dalziel, 1996; Klepeis et al., 2010), cuyo emplazamiento es posterior al pico metamórfico alcanzado hace ca. 100 Ma durante los

primeros estadios del cierre de la CRV. Las relaciones de corte que presentan los intrusivos jurásicos respecto a las estructuras del basamento también han permitido establecer de modo relativo una edad pre-jurásica para la depositación de sus protolitos y la generación de estructuras previas a la orogenia andina (foliación de basamento - S_b - de Nelson et al., 1980; ver también Klepeis et al., 2010; Maloney et al., 2011).

II.2.1.b Formación Tobífera (Jurásico Superior)

La Formación Tobífera (Thomas, 1949; Natland, 1974, Bruhn et al., 1978) sobreyace discordantemente a la Unidad de Basamento de Cordillera Darwin (Kranck, 1932; Nelson et al., 1980, Johnson, 1990). En su base presenta un Complejo Clástico Basal (CCB), el cual aflora en el sector septentrional de Cordillera Darwin -adyacente al Seno Almirantazgo, Figura II.3-, exhibiendo una foliación poco desarrollada y metamorfismo de bajo grado (Nelson et al., 1980; Johnson, 1990). Está compuesto por conglomerados clasto-soportados (con clastos de 1-10 cm de cuarzo y fragmentos de micaesquistos y rocas volcánicas), conglomerados mátrix-soportados (con predominancia de clastos de rocas volcánicas silíceas afaníticas), conglomerados cuarzosos, areniscas conglomerádicas, litarenitas feldespáticas (con clastos de cuarzo, plagioclasa y fragmentos de pizarras, cuarcitas y mármoles) y sub-litarenitas, entre otras litologías fundamentalmente clásticas (Hervé et al., 2010a). Tanto el CCB como la secuencia volcánica/volcaniclástica que le sobreyace presentan intercalaciones de fangolitas negras laminadas, carbonáceas y con fósiles de ammonoideos, belemnoides e inocerámidos (Johnson, 1990; Hanson y Wilson, 1991).

El contacto entre el CCB y las rocas volcánicas/volcaniclásticas de la Formación Tobífera es gradacional, existiendo intercalaciones entre capas de areniscas y conglomerados con volcanitas (Hanson y Wilson, 1991). Por encima del CCB, la Formación Tobífera

presenta protolitos eminentemente volcánicos y volcanoclásticos, los cuales constituyen la mayor proporción del espesor total de la Formación. En el flanco Norte de Cordillera Darwin, Nelson et al. (1980) reportaron la presencia de tobas bien estratificadas, riolitas con bandeo de flujo, riolitas masivas, brechas volcánicas gruesas y flujos escoriáceos, ocasionalmente intercalados con finos niveles clásticos de granulometrías que varían de finas a gruesas. Además de realizar descripciones de esta unidad en el Cerro Zapata -Chile- e Isla de Los Estados -Argentina- (donde se denomina Formación Lemaire, Figura II.4), Hanson y Wilson (1991) reconocieron en el margen septentrional de Cordillera Darwin, entre Bahía Filton y Bahía Parry – Seno Almirantazgo (Figura II.3) lavas almohadilladas riolíticas, tobas lapillíticas, flujos piroclásticos ricos en material pumíceo, flujos de detritos ricos en fragmentos líticos, turbiditas tobáceas, depósitos tobáceos de caída y fangolitas. Intrusiones riolíticas hipabisales cortan toda la secuencia estratificada, produciendo localmente peperitas adyacentes a los cuerpos, indicando que la intrusión ocurrió en sedimentos húmedos e inconsolidados. Al Sur de Cordillera Darwin, Nelson et al. (1980) reconocieron una mayor proporción de rocas volcánicas de composición intermedia (respecto al sector Norte), metamorfozadas a esquistos verdes, las cuales se intercalan con las litologías volcánicas silíceas. Los esquistos verdes de este sector incluyen la presencia de brechas volcánicas y estructuras de lavas almohadilladas.

Las rocas de la Formación Tobífera alcanzan (en Cordillera Darwin) los mayores grados metamórficos en el Sur, los cuales van de facies de esquistos verdes hasta anfibolitas superior (Kohn et al., 1993; Kohn et al., 1995; Maloney et al., 2011), en contraposición con un grado metamórfico bajo a medio en el sector Norte, desde el Seno Almirantazgo hacia el núcleo de la cordillera (Ortiz, 2007).

El espesor de la Formación Tobífera es muy variable. Los cambios abruptos en que presenta regionalmente son en parte el resultado de la erosión y depositación en un terreno de

relieve marcado, debido a fallamiento contemporáneo al volcanismo y la subsidencia (Bruhn et al., 1978).

Hanson y Wilson (1991) describieron e interpretaron a la Formación Tobífera como una secuencia de varios kilómetros de espesor de lavas de composición bimodal -aunque predominantemente riolíticas- y rocas piroclásticas depositadas en un ambiente profundo durante el estadio de *rifting* o proto-cuenca marginal en el Jurásico Tardío, señalando evidencias de *quenching* (rápido enfriamiento), interacciones de magmas con sedimentos húmedos y erupciones freatomagmáticas.

La edad del magmatismo bimodal que representa la Formación Tobífera fue calculado por Calderón et al. (2007) en 152-142 Ma (SHRIMP U-Pb en circones detríticos y edades de cristalización en rocas ígneas). Estas estimaciones incluyen resultados obtenidos a partir de muestras de sitios donde ocurrió depositación en un ambiente de *sinrift* sobre grábenes desarrollados en el basamento paleozoico, en la zona de Cordillera Sarmiento (Figura I.7). Por su parte, Klepeis et al. (2010) dataron la edad de la Formación Tobífera en Cordillera Darwin, obteniendo edades máximas de depositación de ca. 148 Ma (SHRIMP U-Pb en circones detríticos).

II.3 FORMACIÓN LAPATAIA (Paleozoico Superior - Jurásico Medio? / Jurásico Superior?)

Esta Formación aflora en el sector sudoccidental del Parque Nacional Tierra del Fuego, en el sector argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego, desde el límite con Chile hasta unos pocos km al Este de Ensenada Zaratiegui, donde presenta contacto tectónico con la Formación Lemaire (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Cao et al., 2018; II.1). La localidad

tipo se ubica en la Bahía Lapataia, donde se exponen rocas esquistosas con metamorfismo en grado de esquistos verdes que Petersen (1949) denominó “Esquistos de Lapataia”, para luego recibir la denominación de Metamorfita Lapataia (Borrello, 1969, 1972). Posteriormente, Olivero et al. (1999) le otorgaron a esta unidad la denominación de Formación Lapataia.

La Formación Lapataia presenta el mayor grado metamórfico registrado en el sector argentino de Tierra del Fuego, además de evidenciar una intensa deformación penetrativa. Las descripciones de esta unidad son escasas en la literatura. En las inmediaciones de Bahía Lapataia (Figura I.5, II.1), Kranck (1932) describió esquistos gris-verdosos cloríticos y micáceos (cuarzo + albita + clorita + epidoto + sericita + biotita), con evidencias de milonitización y cuarcitas miloníticas (capas delgadas de granos de cuarzo milonitizados intercaladas con capas de calcita + cuarzo + clorita). En cuanto a sus protolitos, este autor mencionó que se trata de areniscas o grauvacas intercaladas con sedimentos arcillosos y ocasionalmente con horizontes conglomerádicos. También en la localidad tipo, Bruhn (1979) identificó pizarras, filitas, esquistos cuarzo-porfiríticos y esquistos verdes, con grado metamórfico en facies de prehnita-pumpellyta a esquistos verdes. Caminos (1980) describió petrográficamente a la Formación Lapataia como filitas grises a verdosas con textura lepidoblástica y bandeamiento composicional muy fino, fuertemente replegadas e inyectadas por abundantes venas de cuarzo. Sus observaciones manifiestan asociaciones mineralógicas variables: cuarzo + albita + muscovita + calcita + epidoto + titanita; cuarzo + albita + muscovita + actinolita + titanita; actinolita + epidoto + clorita + albita (estas últimas presentan textura granoblástica y corresponden a rocas volcánicas básicas metamorfizadas). En las cercanías del Lago Acigami (Figura I.5, II.1), Kranck reportó la presencia de esquistos sericíticos de color gris claro (cuarzo + mica ± calcita ± material carbonoso), esquistos micáceos ricos en biotita, esquistos verdes (zoisita + actinolita + clorita + cuarzo) y esquistos cuarcíticos (plagioclasa + feldespato alcalino + cuarzo). En este sector, Acevedo (1995)

sugirió condiciones de temperatura y presión del metamorfismo de 300 °C y 4 kbar (pico), utilizando clorita como geotermómetro y fengita como geobarómetro. Kranck (1932) mencionó la continuidad de afloramientos con litologías similares hacia el N, en el Valle Desilusión y el Cerro Quensel. Unos 5 km al Este de Bahía Lapataia, en el sector comprendido entre Ensenada Zaratiegui y Bahía Cucharita (Figura I.5, II.1), Olivero et al. (1997) informaron la presencia de “esquistos finos con granate”, en contacto cubierto con las rocas de la Formación Lemaire. Estos fueron descritos como esquistos de color gris verdoso, brillo nacarado, corrugados y compuestos predominantemente por cuarzo y sericita. Al microscopio reflejan una textura lepidoblástica esquistosa, de grano fino a muy fino, compuesta mayormente por cuarzo y sericita-muscovita recristalizados, con relictos de cuarzo anguloso. Algunos niveles contienen pequeños cristales de granate sincinemático entre los planos de clivaje, formando estructuras de tipo *snowball*.

Algunos autores han sugerido que la Formación Lapataia constituye una continuación lateral de la faja de rocas paleozoicas del basamento de la CRV de Cordillera Darwin (Kranck, 1932; Petersen, 1949; Bruhn, 1979; Nelson et al., 1980; Caminos, 1980), sobre las cuales apoyarían discordantemente conglomerados basales de la Formación Lemaire (Jurásico Superior), aflorantes al Norte del Lago Acigami (Kranck, 1932; Bruhn, 1979; Caminos, 1980). Esta apreciación -probablemente basada en el grado metamórfico relativamente mayor de la Formación Lapataia respecto a las unidades mesozoicas del sector argentino de Tierra del Fuego, y la interpretación de las estructuras penetrativas que presentase contraponen a otros autores (Borrello, 1972; Acevedo, 1988; Olivero et al., 1997; Acevedo et al., 2008), quienes han considerado que esta unidad podría representar una facies de mayor metamorfismo de algún intervalo de la cubierta mesozoica. Ante la falta de dataciones radiométricas que precisen la edad de la Formación Lapataia, ambas hipótesis deben ser consideradas. Durante esta tesis se realizó un mapeo intensivo y estudios petro-estructurales

de detalle de la Formación Lapataia y unidades “indudablemente” mesozoicas en contacto con la misma (capítulo III), donde se reconocieron una variedad de grupos litológicos, estructuras y relaciones de contacto (fundamentalmente entre esta unidad y la Formación Lemaire) que permiten retomar la discusión respecto a su posición estratigráfica (capítulo III).

II.4 FORMACIÓN LEMAIRE (Jurásico Superior)

La Formación Lemaire (Borrello, 1969) constituye una sucesión de metamorfitas de bajo grado cuyos protolitos lo integran rocas volcánicas/volcanoclásticas con intercalaciones de niveles epiclásticos; aflorantes en el sector sudoriental de los Andes Fueguinos argentinos y en Isla de los Estados (Figura I.7, II.1). Es correlacionable con el Complejo El Quemado (Feruglio, 1938; Katz, 1963) y la Formación Tobífera (Thomas, 1949) de los Andes Patagónicos Australes y los Andes Fueguinos de Chile (Figura II.4).

En el Parque Nacional Tierra del Fuego, entre Ensenada Zaratiegui y Bahía Cucharita (Figura I.5, II.1) una estrecha faja de orientación NO – SE con exposiciones de la Formación Lemaire está compuesta por meta-brechas volcánicas ácidas, meta-tobas gruesas, esquistos finos tobáceos, pizarras, pórfidos riolíticos, ftanitas y turbiditas tobáceas; asociados a cuerpos subvolcánicos de basaltos espilíticos (Olivero y Martinioni, 1996a; Olivero et al., 1997). En este sector, la Formación Lemaire se encuentra en contacto tectónico con la Formación Lapataia hacia el Oeste, y la Formación Yahgán hacia el Este (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Cao et al., 2018). Desde el pie de la ladera Norte del Monte Susana hasta el sector de las Lagunas Encadenadas (al Norte de la Laguna del Caminante, Figura I.5), González Guillot et al. (2016) describieron en la Formación Lemaire meta-lutitas, meta-areniscas, meta-grauvacas, meta-conglomerados, pórfidos riolíticos y diabasas (de plagioclasa y

piroxeno). Los mismos autores indicaron en un sector que comprende el Cerro Esfinge, el Cerro Portillo y el Monte Olivia -al Norte – Noreste de la ciudad de Ushuaia; Figura I.5- una serie de fajas ONO-ESE de brechas, piroclastitas ácidas, lavas dacíticas, meta-pelitas, meta-grauvacas, brechas volcanoclásticas, flujos de detritos, conglomerados y diabasas (de plagioclasa y de plagioclasa + piroxeno), ocasionalmente con enclaves de pelitas. En ambas localidades mencionadas, la Formación Lemaire se encuentra en contacto tectónico con la Formación Yahgán (Torres Carbonell y Dimieri, 2013). En la ladera Norte del Monte Olivia e inmediaciones del Cerro Carabajal (Figura I.5), Kranck (1932) reportó la presencia de *greenstones* (metabasitas) esquistosas de grano medio y coloración verde grisácea (plagioclasa + piroxeno + clorita + epidoto + actinolita + titanita ± calcita), con amígdalas y disyunción columnar sectorizada; una zona de aproximadamente 3 km de esquistos sericíticos miloníticos (cuyo protolito corresponde a pórfidos cuarcíferos con pirita y calcopirita); y pizarras negras en la base de la zona milonítica (las cuales también aparecen intercaladas desde la base de la ladera Norte del Monte Olivia hasta su cima). En el sector de Arroyo Rojo la Formación Lemaire presenta riolitas, dacitas, tobas félsicas, ignimbritas y flujos (Biel et al., 2011). En Sierra Sorondo, hacia el Este del Río Encajonado (Figura I.5), los protolitos de la Formación Lemaire están representados por lutitas con material carbonoso, flujos andesíticos – basálticos amigdaloides con estructuras de lavas almohadilladas, hialoclastitas y rocas volcánicas félsicas (riolitas masivas, brechas riolíticas y sedimentos volcanoclásticos riolíticos) (Broili et al., 2001). Entre Rancho Hambre y Puerto Harberton (siguiendo el río Lasifashaj desde la conjunción de la Ruta Nacional N° 3 con la Ruta Complementaria “J”, Figura I.5), Caminos et al. (1981) reconocieron areniscas pelíticas silicificadas y finamente bandeadas intercaladas en volcanitas, constituyendo cuerpos tabulares homogéneos, macizos, de color gris blanquecino.

Al Norte del Valle Carabajal – Tierra Mayor, en el cordón cordillerano que comprende las Sierras Valdivieso y Alvear (Figura I.5), Caminos et al. (1981) informaron de modo general la presencia de volcanitas riolítico-dacíticas. Estas litologías, sumadas a otras aflorantes en el mismo sector que previamente fueron definidas como “Formación Alvear” (mayormente volcanitas básicas y sedimentitas; Petersen, 1949; Caminos, 1980) han sido en su conjunto agrupadas dentro de la Formación Lemaire (Caminos et al., 1981; Olivero y Martinioni, 2001). En el Sector del Cerro Alvear (Figura I.5) se han reconocido protolitos fundamentalmente volcánicos, predominantemente rocas piroclásticas silíceas con ocurrencia local de lavas riolíticas de geometría irregular. Flujos de lavas y capas con rocas piroclásticas máficas aparecen intercalados entre las rocas silíceas. En este sector, diques y filones máficos cortan la secuencia de volcanitas y rocas sedimentarias de la Formación Lemaire (Bruhn et al., 1978). Estos autores también identificaron areniscas volcanoclásticas gruesas, conglomerados y diamictitas, con clastos de detritos volcánicos intercalados en las piroclastitas y flujos lávicos; y describieron remanentes de chimeneas volcánicas donde brechas silíceas y máficas -de origen volcánico y sedimentario- presentan clastos de hasta algunos metros de diámetro. González Guillot et al. (2016) mapearon facies sedimentarias y volcánicas de los protolitos de la Formación Lemaire en una región que comprende desde la ladera Este del Cerro Alvear -pared occidental del valle del arroyo Las Cotorras-, hacia el Norte abarcando afloramientos en las inmediaciones de la laguna Celeste y hasta la laguna Alvear; las lagunas Trinidad y el sector del Paso Tristen (Figura I.5), identificando pórfidos riolítico-dacíticos, lavas riolíticas – riodacíticas, depósitos volcanoclásticos ácidos, lutitas, areniscas, paraconglomerados, fangolitas conglomerádicas, diques y filones diabásicos (variedades de plagioclasa y plagioclasa + piroxeno), depósitos piroclásticos y volcanoclásticos básicos y lavas básicas (de plagioclasa y plagioclasa + piroxeno). Estos autores señalan, además, la presencia de hialoclastitas, flujos piroclásticos fríos (flujos de

detritos) y peperitas, posibles indicadores de erupciones explosivas rápidamente mezcladas con agua marina y de emplazamiento en sedimentos inconsolidados. Al Norte de la Laguna Alvear y en el sector de las Lagunas Trinidad, el contacto entre la Formación Lemaire y la Formación Beauvoir inclina hacia el Norte (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; González Guillot et al., 2016).

El grado metamórfico de la Formación Lemaire ha sido descrito en sentido amplio como metamorfismo de bajo grado, estimándose en función de sus paragénesis de minerales metamórficos como variable entre facies de prehnita – pumpellyita y esquistos verdes (Bruhn, 1978; Olivero y Martinioni, 1996a; González Guillot et al., 2016, Torres Carbonell et al., 2017a; Cao et al., 2018). Cabe destacar que las asociaciones metamórficas son fuertemente dependientes del tipo de protolito.

La Formación Lemaire presenta espesores ampliamente variables, debido a su depositación en un terreno de marcado relieve, resultado de la acción de la erosión y fallamiento contemporáneos con el volcanismo y la subsidencia durante el estadio de *rifting*, responsable de la apertura de la CRV (Bruhn, 1978).

La edad de la Formación Lemaire puede estimarse en base a edades isotópicas y evidencia paleontológica a través de su correlación con la Formación Tobífera, dada la falta de información de esta índole en el sector argentino de Tierra del Fuego. De este modo, edades U/Pb en circones detríticos de 152-142 Ma (Calderón et al., 2007) calculadas en la base de la Formación donde se encuentra en contacto con el basamento; y de 148 Ma (Klepeis et al., 2010) como edades máximas de depositación en Cordillera Darwin sugieren ubicar a la Formación Lemaire en el Jurásico Superior. Estos datos están apoyados por la presencia de fósiles del Jurásico Superior hallados en Península Brunswick, Chile

(Fuenzalida y Covacevich, 1988), y en la Formación El Quemado del Lago Argentino, Santa Cruz (Feruglio, 1949 - 1950).

El emplazamiento y la depositación de las rocas de la Formación Lemaire (y de la Formación Tobífera en Cordillera Darwin) han sido interpretados como un complejo volcánico submarino bimodal, de composición y naturaleza diferenciable a la mayoría de los depósitos jurásicos de *rift* de Patagonia, predominantemente silíceos y subaéreos (Bruhn, 1978; Hanson y Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 2001).

II.5 FORMACIÓN YAHGÁN (Jurásico Superior? - Cretácico Inferior)

Las rocas asociadas al complejo sedimentario del Cretácico Inferior de la CRV presentan una distribución regional que abarca desde los Andes Patagónicos Australes y Fueguinos (Figura I.7) hasta las Islas Georgias del Sur (Suárez y Pettigrew, 1976; Tanner y Macdonald, 1982), con distintas denominaciones formacionales (Figura II.4) y características petrológicas – sedimentológicas. Las exposiciones rocosas asignadas a la Formación Yahgán (Kranck, 1932) se ubican en la región cordillerana de la Isla Grande de Tierra del Fuego y el Archipiélago Fueguino al Sur del Canal Beagle (Suárez et al., 1985; Olivero et al., 2007). Esta Formación constituye típicamente una espesa sucesión de rocas epiclásticas y volcanoclásticas marinas, que incluyen conglomerados retrabajados, areniscas masivas, turbiditas arenosas y fangosas, fangolitas, cherts y tobas (Olivero y Martinioni, 1996a).

La distribución de la Formación Yahgán en el área estudiada en esta tesis comprende el límite sudoriental del Parque Nacional Tierra del Fuego, los alrededores de la ciudad de Ushuaia, el cordón de los Montes Martial, el Cerro Cortez, los faldeos Sur del Cerro Esfinge y Portillo; y al Este del río Olivia las laderas Sur del Monte Olivia y del Cerro Cinco

Hermanos, la totalidad del Cerro Cloche, y gran parte de las Sierras de Sorondo (Figura I.5, II.1). En estos sectores, la Formación Yahgán se encuentra en contacto tectónico con la Formación Lemaire (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; González Guillot et al., 2016; Cao et al., 2018).

En el Parque Nacional Tierra del Fuego, al Este de Bahía Cucharita y hacia el faldeo occidental del Monte Susana, la Formación Yahgán presenta pizarras negras finamente bandeadas, con alternancia de delgadas láminas de tobas y areniscas limosas tobáceas; con ocurrencia de bancos de areniscas tobáceas, material ftanítico, areniscas calcáreas, margas y concreciones carbonáticas (Olivero et al., 1997). En los alrededores de Ushuaia y los Montes Martial, Kranck (1932) describió pizarras radiolaríticas y filitas negro – grisáceas con estratificación visible, reconociendo capas arenosas y carbonáticas. En el cordón de los Montes Martial y en el Monte Olivia, Caminos (1980) señaló la predominancia de pizarras bandeadas, con estratificación rítmica, alternando bandas claras -algunas con areniscas gruesas- y oscuras, de arena y limo-arcilla respectivamente. También reconoció brechas intraformacionales con fragmentos angulosos de lutitas envueltos en una matriz arcillo-pizarreña muy fisible, de color negruzco. Como minerales metamórficos describió cuarzo, sericita, epidoto, calcita y prehnita. Olivero y Martinioni (1996a) levantaron columnas sedimentológicas de detalle, describiendo en las cercanías de Ushuaia facies de turbiditas clásicas, asociadas a turbiditas fangosas y areniscas masivas gradadas; y predominancia de fangolitas y turbiditas fangosas, tobas y hemipelagitas en el faldeo occidental del Monte Olivia. En la zona de la Laguna del Caminante y el Cañadón de la Oveja (Figura I.5), las descripciones de la Formación Yahgán son escasas. González Guillot et al. (2016) reportaron una sucesión monótona de pizarras negras intruídas por potentes filones capa de gabro (Gabro Puente Quemado, Villar et al., 2007). En el sector del Cerro Trapecio (Figura I.5), González Guillot et al. (2011) identificaron numerosos diques y filones intruyendo

metaturbiditas de la Formación Yahgán. En este sector, la Formación Yahgán está representada por una alternancia de bancos de grauvacas (con estratificación entrecruzada) y pelitas (con laminación paralela y ocasionales lentes carbonáticos) desde rojizas a gris oscuro, y piroclastitas blanquecinas (con cristaloclastos de plagioclasa), en su conjunto metamorfizados en bajo grado (González Guillot, 2009). El grado metamórfico alcanzado en la zona de tesis ha sido definido en un rango de facies entre prehnita-pumpellyita y esquistos verdes inferior (Watters, 1965; Bruhn et al., 1978; Caminos et al., 1981; Olivero y Martinioni, 1996a).

Desde el límite Sudeste del Parque Nacional Tierra del Fuego en las cercanías de la Estación del Tren del Fin del Mundo hacia el Norte, pasando por el faldeo occidental de los Montes Martial (Cerro Francisco Seguí y Monte Hyades) hasta el sector de la Laguna del Caminante (Figura I.5, II.1) aparecen intruyendo la Formación Yahgán potentes filones capa de gabro (Gabro Puente Quemado; Olivero et al., 1997; Villar et al., 2007; González Guillot et al., 2016). La paragénesis primaria de estas rocas incluye clinopiroxeno, plagioclasa, ilmenita, titanita y hornblenda, sumados a apatito, cuarzo e intercrecimientos vermiculares de cuarzo-albita intersticiales (González Guillot et al., 2016). De acuerdo con sus características petrográfica y químicamente diferenciables de las rocas básicas intercaladas en la Formación Lemaire, y dado que sólo se ha reconocido a esta unidad intruyendo la Formación Yahgán, se presume que el Gabro Puente Quemado representa un evento comparativamente más moderno, aunque debe ser, a su vez, previo a alguna de las fases de la deformación andina, dado que presenta deformación y metamorfismo (González Guillot et al., 2016).

El intenso plegamiento que presenta la Formación Yahgán dificulta estimaciones precisas en cuanto a su espesor, a su vez variable lateralmente de acuerdo con el sector de depositación dentro de la CRV. En las cercanías de Ushuaia, Caminos (1980) estimó un espesor de 1.400 m, mientras que Katz y Watters (1966) establecieron un espesor mínimo de

3 km en Isla Navarino (Chile), al Sur del Canal Beagle. El espesor máximo se encontraría hacia el arco volcánico ubicado al Sur (Olivero y Martinioni, 1996a), donde se han sugerido espesores entre 5 y 6 km (Winn, 1978).

La edad de la Formación Yahgán se conoce fundamentalmente a través de registros fósiles. La presencia de ammonoideos y belemnoides de probable edad tithoniana – cretácica inferior (Winn, 1978; Aguirre Urreta y Suárez, 1985; Suárez et al., 1985) en facies clásticas gruesas del Archipiélago Fueguino sugiere la posibilidad de ubicar la base de la Formación en el Jurásico Superior. Asimismo, los “Estratos de Tekenika” contienen corales y bivalvos del Aptiano – Albiano, indicando posiblemente el techo de la unidad (Suárez et al., 1985). En Tierra del Fuego, cerca del río Moat, Olivero y Martinioni (1996b) describieron una fauna de inocerámidos del Albiano tardío, constituyendo el registro fósil más joven conocido para la Formación Yahgán. Datos analíticos de edades SHRIMP U-Pb en circones detríticos arrojan edades entre 130 y 105 Ma en sitios de muestreo ubicados dentro de la zona de estudio de esta tesis (Barbeau et al., 2009a), apoyando las estimaciones obtenidas a partir del registro fósil, y sugiriendo una edad cretácica temprana para la Formación Yahgán en este sector de la CRV.

La Formación Yahgán constituye parte del relleno epiclástico/volcaniclástico de la CRV, depositado en un ambiente de retroarco durante el Cretácico Temprano (Suárez y Pettigrew, 1976; Bruhn, 1979; Caminos et al., 1981; Olivero y Martinioni, 2001; Torres Carbonell y Dimieri, 2013). Las facies de turbiditas de la Formación Yahgán contienen fragmentos líticos con una composición predominantemente andesítica. Esto, sumado a estudios de paleocorrientes indican un aporte sedimentario proveniente de un arco volcánico andesítico situado al Sur. Adicionalmente, los rasgos sedimentarios de esta unidad indican depositación por corrientes de turbidez (Olivero y Martinioni, 1996a). La Formación Yahgán grada lateralmente siendo reemplazada hacia el Norte por la Formación Beauvoir (Formación

La Paciencia en Chile), la cual representa depósitos marinos de plataforma; y hacia el Sur por la Formación Hardy (Suárez y Pettigrew, 1976). Esta última, con localidad tipo en la península Hardy de isla Hoste (Figura I.7), está compuesta de rocas volcanoclásticas intercaladas con flujos lávicos, de composiciones basálticas a riódacíticas; e incluye los “Estratos de Tekenika” (Halle, 1913) -conglomerados, areniscas y lutitas con detritos volcánicos de composición andesítica-. Los Estratos de Tekenika han sido interpretados como una secuencia marina somera depositada adyacentemente al flanco Norte de un arco volcánico (Suárez y Pettigrew, 1976). La Formación Yahgán es a su vez correlacionable con otras unidades del Cretácico Inferior del Sur de Chile continental, Tierra del Fuego, el Archipiélago Fueguino, Isla de Los Estados e Islas Georgias del Sur (Figura II.4).

II.6 FORMACIÓN BEAUVOIR (Cretácico Inferior)

Se conoce como Formación Beauvoir (Camacho, 1948; Furque, 1966; Camacho, 1967) a un conjunto de pizarras, lutitas y fangolitas de origen marino, con localidad tipo en la cabecera del valle del río Rodríguez, en el núcleo de la Sierra Beauvoir o de Inju-Gooiyin (Martinioni et al., 2013) (Figura I.5). Un cinturón de pizarras negras, intercalaciones areniscosas, margas y tobas extendiéndose desde el Sur y Este del lago Fagnano hasta los Montes Negros -en Península Mitre- e Isla de Los Estados (Figura I.5, I.7) también ha sido considerado parte de esta unidad (Olivero et al., 2007, Olivero y Malumián, 2008, Olivero et al., 2009, Torres Carbonell et al., 2017a). En la zona de estudio, la Formación Beauvoir se extiende desde el flanco Norte de Sierra Alvear -donde expone contacto tectónico con la Formación Lemaire (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; González Guillot et al., 2016)- hasta la margen Sur del lago Fagnano.

En la serranía homónima, la Formación Beauvoir presenta un espesor mínimo estimado en 450 m y está constituida predominantemente por pizarras y lutitas de color gris oscuro, gris verdoso y marrón oscuro a negro, con intercalaciones de finas capas de areniscas amarillentas de grano muy fino, con fósiles de invertebrados marinos del Aptiano – Albiano (Martinioni et al., 2013). El clivaje pizarreño de estas rocas es más conspicuo en el sector adyacente al lago Fagnano, perdiendo desarrollo progresivamente hacia el Norte (Martinioni et al., 2013; Torres Carbonell et al., 2013). En la zona de estudio de esta tesis, Caminos et al. (1981) describieron bandas alternadas de pelitas negras y tufitas grises blanquecinas al Sur del Lago Fagnano, pie de las vertientes de las sierras Valdivieso y Alvear (Figura I.5). Sobre la margen Norte de la laguna Alvear, así como en las inmediaciones de las lagunas Trinidad y el Paso Tristen, González Guillot et al. (2016) mapearon el contacto entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir, reportando en la última pizarras negras con laminación sedimentaria visible.

La edad de la Formación Beauvoir ha sido establecida, en base a su contenido fosilífero, en un rango que comprende desde el Aptiano al Albiano superior (Olivero y Medina, 2001; Martinioni et al., 2013). Estas edades son consistentes con datos geocronológicos de rocas ígneas intruídas en esta Formación -posteriores a la misma-, entre ellos diques básicos del sector del Cerro Rodríguez (104 ± 4 Ma utilizando K-Ar en roca total; Martinioni et al., 1999), plutones del Cerro Kranck ($95,1 \pm 2,9$ Ma a partir de K-Ar en anfíboles; Cerredo et al., 2011a) y plutones del Cerro Heuhuepen (93 ± 4 Ma a partir de K-Ar en roca total en dioritas, Acevedo et al., 2000 y 72 ± 1 Ma aplicando U/Pb en circones de una monzonita, Cerredo et al., 2011b).

Se considera que el protolito sedimentario de la Formación Beauvoir comprende facies marinas de plataforma externa, depositadas bajo el nivel de oleaje en su sector septentrional, y depósitos de talud y llanura abisal hacia el Sur, gradando progresivamente

Capítulo II: Estratigrafía de la zona de tesis

Ma	Eón	Era	Período	Época	Edad	1 2 3 4		5 6 7 8				2	9 10		7 11		10 12 13 14								
						Tierra del Fuego (Argentina)		Tierra del Fuego (Chile)		Tierra del Fuego (subsuelo)		Archipiélago Fueguino		Islas Georgias del Sur		Última Esperanza / Cordillera Sarmiento									
						Zona de tesis + SB	Península Mitre / IE*																		
66	Fanerozoico	Mesozoico	Pg	Pc	DANIANO	Fm. Policarpo		Fm. Cerro Cuchilla								Fm. Dorotea									
72,1					MAASTRICHTIANO			Fm. Río Rodríguez Fm. Arroyo Castorera	Fm. Bahía Thetis	+ S B + + +	Fm. Cerro Matrero	Fm. Cabeza de León / Inoceramus Superior					Fm. Tres Pasos								
83,6					CAMPANIANO														Fm. Cerro Toro						
86,3					SANTONIANO														Fm. Punta Barrosa						
89,8					CONIACIANO																				
93,9					TURONIANO																				
100,5					CENOMANIANO																				
113					Cretácico	Inferior	ALBIANO	Fm. Beauvoir* / Hito XIX		Fm. Vicuña / La Paciencia		Fm. Nueva Argentina				Fm. Cumberland Bay		Fm. Zapata (o Erezcano)							
125							APTIANO			Fm. Zapata (o Erezcano)															
129,4							BARREMIANO									Fm. Yahgán									
132,9							HAUTERIVIANO					Fm. Río Jackson		Fm. Pampa Rincón / Inoceramus Inferior		Fm. Hardy		Fm. Larsen Harbour		Fm. Annenkov Island					
139,8							VALANGINIANO			Fm. Yahgán				Fm. Springhill											
145							BERRIASIANO																		
152,1					Jurásico	Superior	TITHONIANO																		
157,3							KIMMERIDGIANO																		
163,5							OXFORDIANO			Fm. Lemaire*		Fm. Tobífera		Fm. Tobífera / Lemaire		Fm. Tobífera		Fm. Sandebugten		Fm. Tobífera					
166,1							CALLOVIANO			Fm. Lapataia															
168,3							BATHONIANO																		
170,3							BAJOCIANO																		
174,1									AALENIANO																
Paleozoico								Basamento pre-Jurásico		Basamento pre-Jurásico															

Figura II.4. Cuadro estratigráfico y de correlación de unidades estratigráficas de la CRV en la zona de tesis y otros ámbitos. SB: Sierra Beauvoir. IE: Isla de Los Estados. SB: Suite Beagle. SD: Suite Darwin. CT: Complejo Tortuga. CS: Complejo Sarmiento. Referencias bibliográficas: 1- Olivero y Martinioni, 1996b. 2- Olivero y Malumián, 2008. 3- Barbeau et al., 2009a. 4- Martinioni et al., 2013. 5- Álvarez Marrón et al., 1993. 6- Klepeis, 1994. 7- Mukasa y Dalziel, 1996. 8- Hervé et al., 2010a. 9- Suárez et al., 1985. 10- Calderón et al., 2016. 11- Tanner y Macdonald, 1982. 12- Fildani y Hessler, 2005. 13- Calderón et al., 2007. 14- Calderón et al., 2012.

hacia la Formación Yahgán, turbiditas de un ambiente marino profundo (Olivero y Martinioni, 1996a, Olivero y Malumián, 2008; Martinioni et al., 2013). A su vez, la Formación Beauvoir es correlacionable con los afloramientos de la Formación Hito XIX, en el sector del Monte Taarsh; en subsuelo con la Formaciones Nueva Argentina y Arroyo Alfa del subsuelo de Cuenca Austral; y con las Formaciones La Paciencia y Vicuña en la superficie de Tierra del Fuego chilena (Fig. II.4).

II.7 MAGMATISMO INTRUSIVO DE ARCO Y RETROARCO

A lo largo del margen occidental y austral del Sur de Sudamérica y el Archipiélago Fueguino se dispone una faja de rocas intrusivas de afinidad calco-alcalina conocida en su conjunto como Batolito Patagónico, representando los remanentes de las raíces de un arco magmático jurásico-cenozoico (Halpern, 1973; Dalziel et al., 1974; Bruhn et al., 1978; Suárez, 1979; Dalziel, 1981; Hervé et al., 1984; Stern y De Wit, 2003; Hervé et al., 2007) (Figura I.1, I.7). Se ha indicado la presencia de distintos pulsos magmáticos que abarcan desde el Jurásico Tardío-Cretácico hasta el Mioceno, interpretados como inyecciones magmáticas en distintos contextos geotectónicos (Halpern y Rex, 1972; Halpern, 1973; Hervé et al., 1984; Stern y De Wit, 2003; Hervé et al., 2007). El primero de estos pulsos, leucogranitos y gabros emplazados en un ambiente de subducción entre los 157 y 145 Ma

(Hervé et al., 2007), intruye las rocas paleozoicas del basamento de la CRV, y habría sido al menos en parte contemporáneo con el desarrollo de las ignimbritas riolíticas de *rift* de la Formación Tobífera (Lemaire) y de la intrusión de rocas básicas de generación de fondo oceánico en el ámbito de cuenca de retro-arco, al Este y Norte del arco magmático - coordenadas actuales- (Stern y De Wit, 2003; Calderón et al., 2007; Hervé et al., 2007). Seguidamente, cambios en los parámetros de subducción causaron la migración del arco magmático hacia el Oeste entre 144 y 127 Ma, representada por intrusiones del Cretácico Temprano -granitos, granodioritas, tonalitas, gabros hornbléndicos y gabros piroxénicos- (Hervé et al., 2007), coetáneos a la depositación del relleno sedimentario/volcanoclástico de la CRV. Las intrusiones del Cretácico “medio” y Tardío (126 – 75 Ma), así como aquellas del Paleógeno (67 – 40 Ma) constituyen granitos, granodioritas, tonalitas, gabros anfibólicos y gabros piroxénicos asociados a la aceleración de la apertura del Océano Atlántico, el cambio de régimen tectónico extensivo a compresivo que ocasionó el cierre de la CRV, y consecuente migración de la zona de subducción del Pacífico (Hervé et al., 2007). Durante el Neógeno (25 a 15 Ma) ocurrió un último evento de plutonismo -mayormente granodioritas y tonalitas-, con volcanismo asociado reconocible en algunos sectores de la Patagonia austral (Hervé et al., 2007).

En el área de estudio se han descripto rocas intrusivas mesozoicas asociadas a magmatismo en un ambiente de retroarco, de composición potásica y calco-alcalina. Inmediatamente al Este de la ciudad de Ushuaia, en el sector costero del Canal Beagle comprendido entre Playa Larga y Estancia Túnel (Figura I.5, II.1) y abarcando unos 3 km hacia el norte, afloran un *stock* y numerosas apófisis y diques de composición principalmente hornblendítica (hornblenda con contenidos menores de clinopiroxeno, biotita y epidoto), con transiciones piroxeníticas, dioríticas a diorítico-cuarzosas y monzo-dioríticas, gabroides y sieníticas filonianas (Acevedo et al., 2002); intruídas en las metasedimentitas marinas de la

Formación Yahgán. Análisis radiométricos K/Ar sobre roca total en muestras de hornblendita arrojaron una edad de 113 ± 5 Ma (Acevedo et al., 2002). Estos autores, a su vez, descartaron la posibilidad que este conjunto de rocas ultramáficas correspondan a una columna ofiolítica, relacionando estas rocas intrusivas con otras del Batolito Patagónico, desarrolladas en un ambiente de subducción. Ubicado en los Montes Lucio López, al Este de la zona de estudio (Figura I.4) se encuentra el Plutón Diorítico Moat, compuesto por diversas litologías que van desde cuerpos ultramáficos (píroxenitas y hornblenditas) hasta sienitas (González Guillot et al., 2009). Sus características geoquímicas indican una afinidad monzonítica moderadamente alcalina, con un magma original relacionado a arco y edades de cristalización de 115 ± 3 Ma (Rb/Sr en roca total, hornblenda y plagioclasa en rocas máficas; González Guillot et al., 2009).

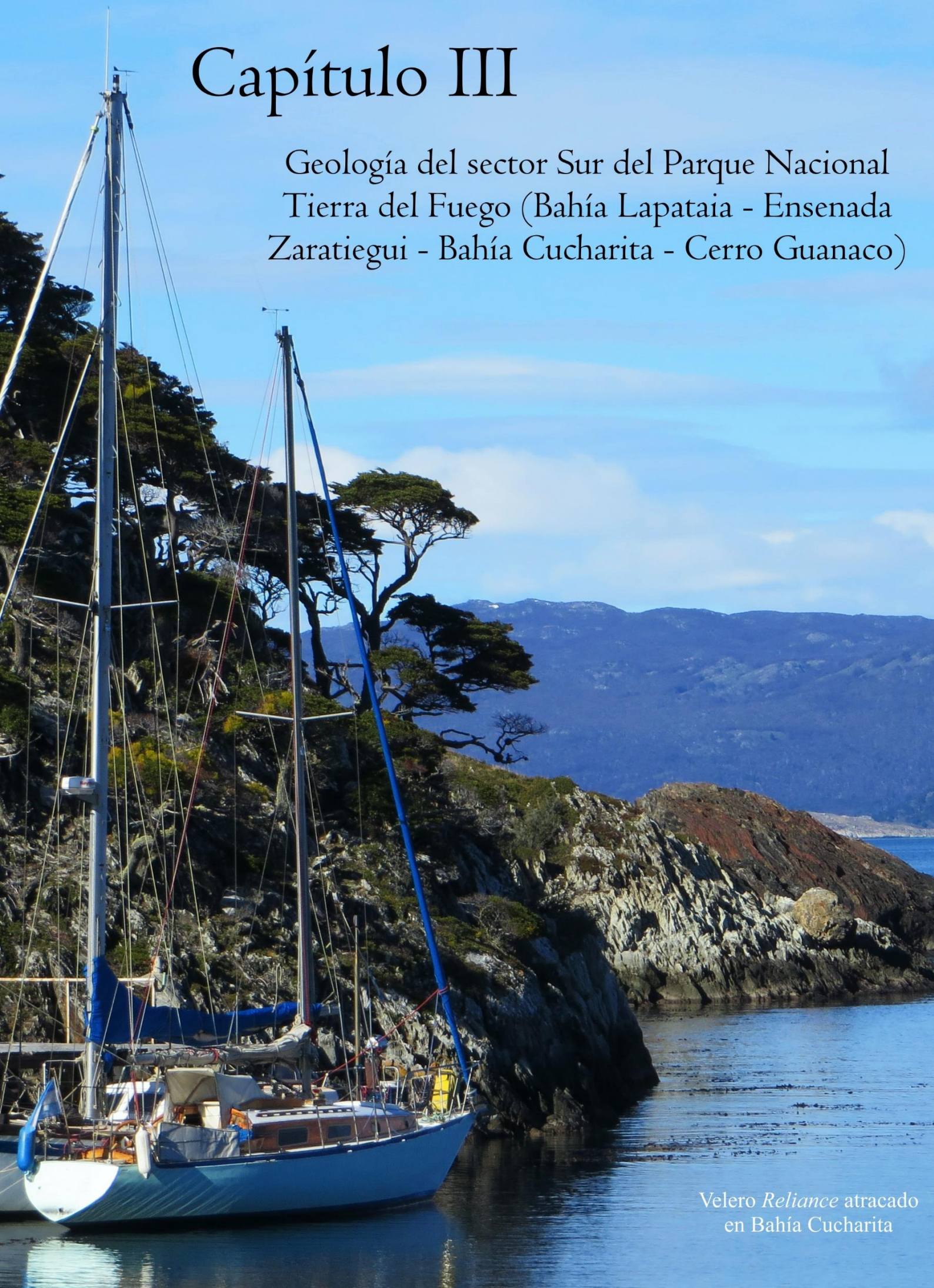
Los plutones Monte Kranck (ubicado en el cerro homónimo en la costa Norte del Lago Fagnano, Figura I.5) y Jeu-Jepén (en el Cerro Heuhuepen, extremo oriental del Lago Fagnano, Figura I.7) se encuentran intruyendo la Formación Beauvoir. En su conjunto presentan una amplia variedad de espectros composicionales, desde litologías ultramáficas (clinopíroxenitas y hornblenditas), gabros, dioritas; hasta venas sieníticas con feldespatos potásico en sus estadios tardíos; representando los sectores superiores cercanos al techo de cámaras magmáticas con geoquímicas equivalentes a las series shoshoníticas (González Guillot et al., 2012). La edad del Plutón Jeu-Jepén ha sido calculada en 93 ± 4 Ma (K/Ar en roca total en dioritas; Acevedo et al., 2000) y 72 ± 1 Ma (U/Pb en circones en monzonitas; Cerredo et al., 2011b); mientras que el Plutón Kranck ha sido datado en 95 ± 3 Ma (K/Ar en anfíboles; Cerredo et al., 2011a). La composición de elementos traza (típica de magmas de arco), sumada a altos contenidos de elementos LILE, elevada tasa LILE/HFSE y las edades isotópicas previamente mencionadas confirman la pertenencia de ambos plutones (presumiblemente desarrollados en distintas cámaras magmáticas) a una suite monzonítica,

moderadamente alcalina correspondiente a un ambiente de retroarco (González Guillot et al., 2012). Los plutones de la Hornblendita Ushuaia, los diques del Cerro Trapecio, el Plutón Diorítico Moat, el Plutón Kranck y el Jeu-Jepén han sido agrupados en base a sus características litológicas y geoquímicas dentro del denominado Magmatismo Potásico Fueguino (González Guillot et al., 2009).

En Península Ushuaia se hallan diques y filones de composición potásica media a alta y calco-alcalinos: meladioritas cuarzosas porfiríticas ricas en hornblenda, granodioritas, andesitas, dacitas y lamprófiro; conocidos como Andesitas de la Península Ushuaia (González Guillot et al., 2011). En el sector del Cerro Trapecio (Figura I.5, II.1) una serie de diques y filones andesíticos-dacíticos de 0,1 a 1 m de espesor, y un cuerpo lacolítico de hasta 20 m de espesor intruyen las metaturbiditas de la Formación Yahgán; y han sido correlacionados en base a sus características texturales y mineralógicas con la suite de dacitas y andesitas de la Península Ushuaia (González Guillot et al., 2011). Esta suite es considerada cronológicamente posterior al evento magmático eminentemente potásico, y a las primeras fases de deformación andina (González Guillot et al., 2011).

Capítulo III

Geología del sector Sur del Parque Nacional
Tierra del Fuego (Bahía Lapataia - Ensenada
Zaratiegui - Bahía Cucharita - Cerro Guanaco)



Velero Reliance atracado
en Bahía Cucharita

III.1 INTRODUCCIÓN

En el sector Sur del Parque Nacional Tierra del Fuego (PNTF) se exponen tres de las cuatro unidades geológicas fundamentales del Cinturón Central de los Andes Fueguinos (CCAF) en su segmento argentino: las Formaciones Lapataia, Lemaire y Yahgán (Figura III.1, III.2). La Formación Lapataia presenta el mayor grado metamórfico registrado en el sector argentino de los Andes Fueguinos (facies de esquistos verdes). Esto, sumado a la intensa deformación dúctil que presenta, ha guiado a algunos autores a considerarla parte del basamento pre-Jurásico de la CRV (Kranck, 1932; Petersen, 1949; Caminos et al., 1981), basándose en la correlación entre estas metamorfitas y rocas del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin (donde la presencia de un basamento subyaciendo discordantemente a la cobertura epiclástica/volcanoclástica de la CRV fue corroborada por Kranck -1932-). Otros autores, sin embargo, han considerado que la Formación Lapataia podría representar un segmento de la secuencia de meta-volcanitas y meta-volcaniclastitas de *rift* del Jurásico Superior con un grado de deformación y metamorfismo relativamente mayor que la Formación Lemaire (Borrello, 1972; Acevedo, 1988; Olivero et al., 1997; Acevedo et al., 2008). Al no existir aún estudios de dataciones absolutas en la Formación Lapataia, este capítulo retoma la discusión desde el análisis petrográfico, estructural y microtectónico de esta unidad y de las Formaciones Lemaire (Jurásico Superior) y Yahgán (Cretácico Inferior) en el sector Sur del PNTDF. El trabajo de campo, apoyado por estudios petrográficos y microtectónicos, permite caracterizar una diversidad de grupos litológicos en cada Formación y los respectivos grados de metamorfismo regional -M₁- que presentan, a partir de la observación de paragénesis de minerales metamórficos (sección III.3). Adicionalmente, se identificó una extensa zona de cizalla dúctil en la zona de Bahía Lapataia; generada por metamorfismo dinámico -M_{1D}- localizado, asociado a la primera fase de deformación -D₁- (sección III.4). Por su parte, los contactos tectónicos entre las Formaciones Lapataia, Lemaire

y Yahgán exhiben dos zonas de cizalla de naturaleza frágil/dúctil, generada durante una segunda fase de deformación (D₂). Estas estructuras son interpretadas en el contexto de la evolución tectónica de este segmento del CCAF, a partir de un modelo cinemático que explica las geometrías observadas (sección III.5). Las interpretaciones alcanzadas en este capítulo tienen implicancias no sólo en términos de la evolución tectónica del CCAF, sino de la posición estratigráfica de la Formación Lapataia. Finalmente, una tercera fase de deformación (D₃), sin mención en la bibliografía previa al comienzo de esta tesis, comprende un grupo de estructuras frágiles con una distribución no homogénea en el CCAF, las cuales muestran buen desarrollo en algunos sectores de la zona analizada en este capítulo.

III.2 ANTECEDENTES

El sector costero del PNTDF ha sido objeto de un número de estudios geológicos relativamente alto, especialmente en comparación con otros sectores del Cinturón Central en los Andes Fueguinos argentinos. Entre otros, Kranck (1932), Caminos (1980), Caminos et al. (1981) y Olivero et al. (1997) realizaron importantes contribuciones a la estratigrafía y la caracterización petrográfica de las Formaciones Lapataia, Lemaire y Yahgán en esta zona (ver capítulo II para mayor detalle). Se debe a Bruhn (1979) el primer mapa geológico con detalle en la estructura. En el área que abarca los afloramientos de la Formación Lapataia, Bruhn reconoció meta-basitas -que consideró jurásicas-, y una unidad de “esquistos” -en las inmediaciones de Bahía Lapataia-, en la que incluyó rocas de basamento pre-jurásico, de la Formación Tobífera (Lemaire) y de la Formación Yahgán intensamente deformadas. Torres Carbonell y Dimieri (2013) interpretaron una zona de cizalla en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán como una superficie de despegue regional -plegada-involucrada en un sistema de dúplex relacionado a la exhumación cretácica tardía - paleógena

del orógeno fueguino registrada en datos termocronológicos (Kohn et al. 1995; Gombosi et al., 2009), que en esta tesis se incluye en la segunda fase de deformación (D₂). Esta zona de cizalla, previamente mencionada por Bruhn (1979) como un “deslizamiento tectónico” - *tectonic slide*-, y por Olivero et al. (1997) como un corrimiento; junto a la zona de cizalla en el contacto entre las Formaciones Lapataia y Lemaire (sin antecedentes en la bibliografía), constituyen elementos fundamentales en el modelo discutido al final de este capítulo (sección III.5.2).

III.3 ESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR SUR DEL PARQUE NACIONAL TIERRA DEL FUEGO

En este apartado se describen y clasifican, a partir de su petrografía (observaciones de campo y lámina delgada), los grupos litológicos comprendidos en las Formaciones Lapataia, Lemaire y Yahgán en el sector Sur del PNTF. Las litologías identificadas son clasificadas como rocas metamórficas (siguiendo los criterios enunciados en la sección I.1.5.b), indicándose en cada caso la naturaleza del protolito reconocible. Adicionalmente, a partir de las paragénesis de minerales metamórficos analizadas, se indica para cada caso el tipo y grado metamórfico que exhibe cada grupo litológico. Si bien algunas estructuras penetrativas (e.g., foliaciones) son descriptas y clasificadas, esta sección apunta a la caracterización de las litologías del sector, y por lo tanto se evitó hacer hincapié en los rasgos estructurales. Para mayor detalle respecto a la geología estructural, ir a la sección III.4.

En la zona Noreste de los mapas de las Figuras III.1 y III.2 afloran plutonitas del Gabro Puente Quemado, una unidad ígnea que aquí sólo se menciona y se describirá con mayor detalle en detalle en el capítulo IV.

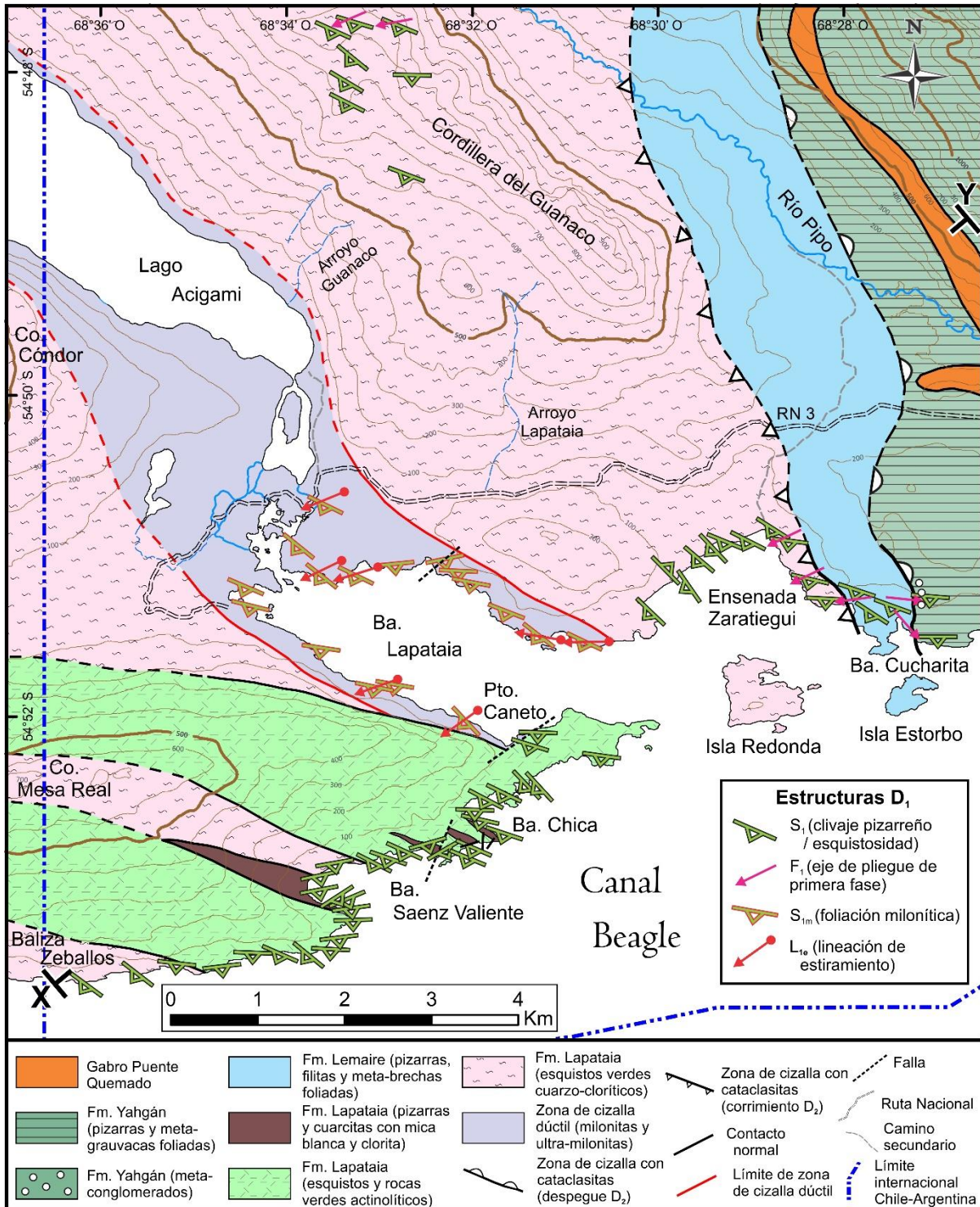


Figura III.1. Mapa geológico/estructural del sector Sur del PNTF, con datos estructurales correspondientes a D₁. Los trazos discontinuos indican estructuras o contactos inferidos. X-Y: traza del perfil de la Figura III.18. Diseño de afloramiento del Gabro Puente Quemado tomado de González Guillot et al. (2016). Los valores de inclinación de las estructuras se indican en los diagramas de la Figura III.10.

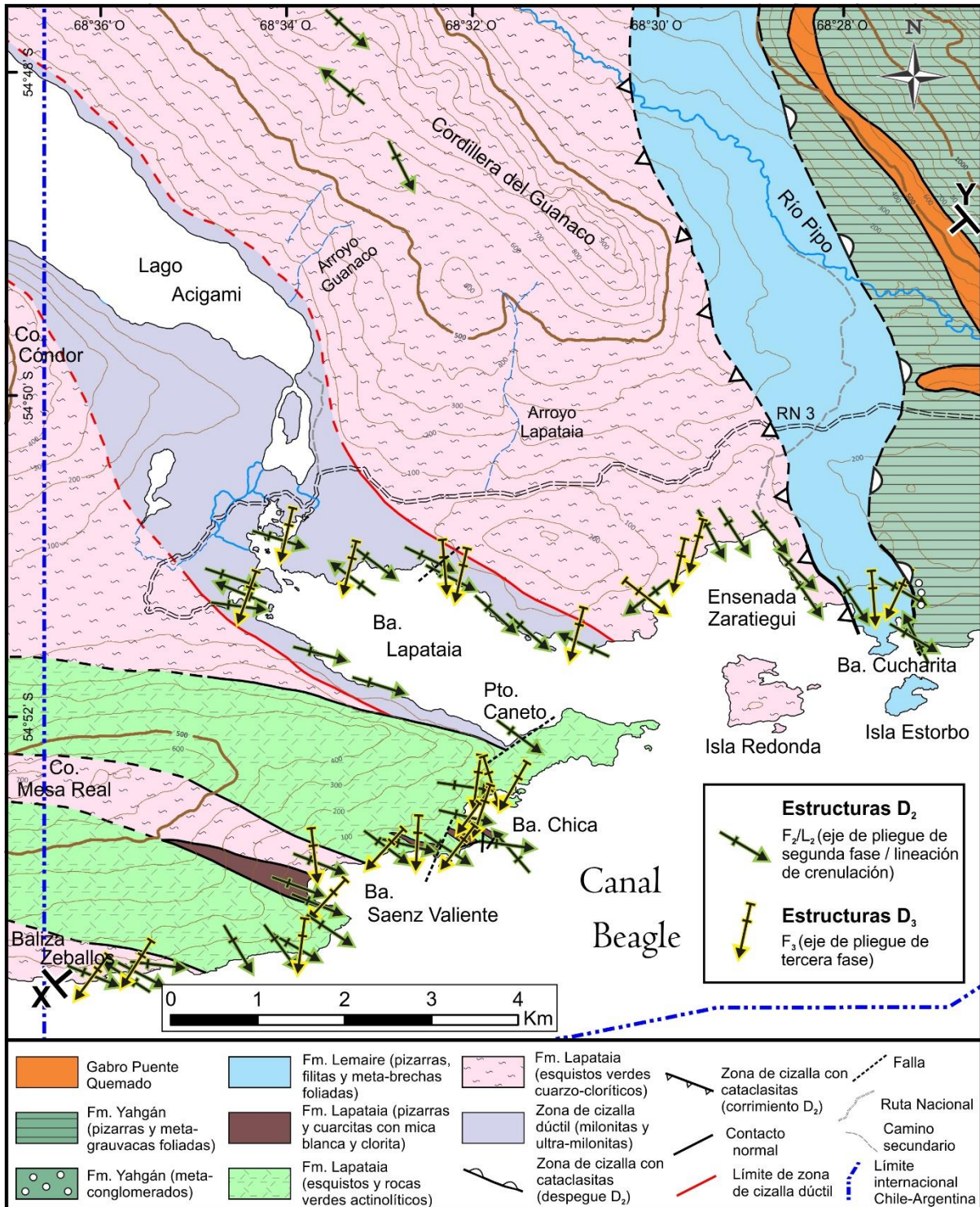


Figura III.2. Mapa geológico/estructural del sector Sur del PNTF, con datos estructurales correspondientes a D₂ y D₃. Los trazos discontinuos indican estructuras o contactos inferidos. X-Y: traza del perfil de la Figura III.18. Diseño de afloramiento del Gabro Puente Quemado tomado de González Guillot et al. (2016). Los valores de inclinación de las estructuras se indican en los diagramas de la Figura III.10.

III.3.1 Formación Lapataia

Las litologías incluidas en la Formación Lapataia comprenden pizarras, filitas y esquistos, distribuidos en la región costera (lindante con el canal Beagle) del PNTDF desde las inmediaciones de la baliza Zeballos (próxima al límite con Chile) hasta los alrededores de ensenada Zaratiegui. Los contactos litológicos tienen una orientación aproximada ONO-ESE, sub-paralelos a la foliación S_1 (Figura III.1). Las diferentes asociaciones de minerales metamórficos responden a distintos protolitos (meta-sedimentitas, meta-volcanoclastitas ácidas, meta-basitas), en todos los casos indicativas de metamorfismo regional en facies de esquistos verdes.

III.3.1.a Esquistos verdes cuarzo-cloríticos (meta-volcanoclastitas ácidas). Este grupo litológico presenta una amplia distribución en la zona estudiada en este capítulo, desde su esquina sudoccidental cerca de Baliza Zeballos hasta el contacto tectónico con la Formación Lemaire al Este de ensenada Zaratiegui, discontinuados por intercalaciones de meta-basitas (esquistos y rocas verdes) y meta-sedimentitas (pizarras y cuarcitas) de la Formación Lapataia (Figura III.1, III.2). Macroscópicamente, se reconocen como esquistos finos de coloración verdosa, con una foliación muy bien desarrollada (S_1) con morfología general planar, localmente anastomosada alrededor de litoclastos de origen volcánico y concreciones o nódulos carbonáticos y ricos en sulfuros -oxidados-, aplastados en paralelismo con S_1 (Figura III.3 A, B).

Al microscopio se reconocen clorita (con crecimiento orientado durante el metamorfismo) y cuarzo (metamórfico y como clastos del protolito aplastados hacia una fábrica orientada) como los principales constituyentes de la roca, definiendo la foliación

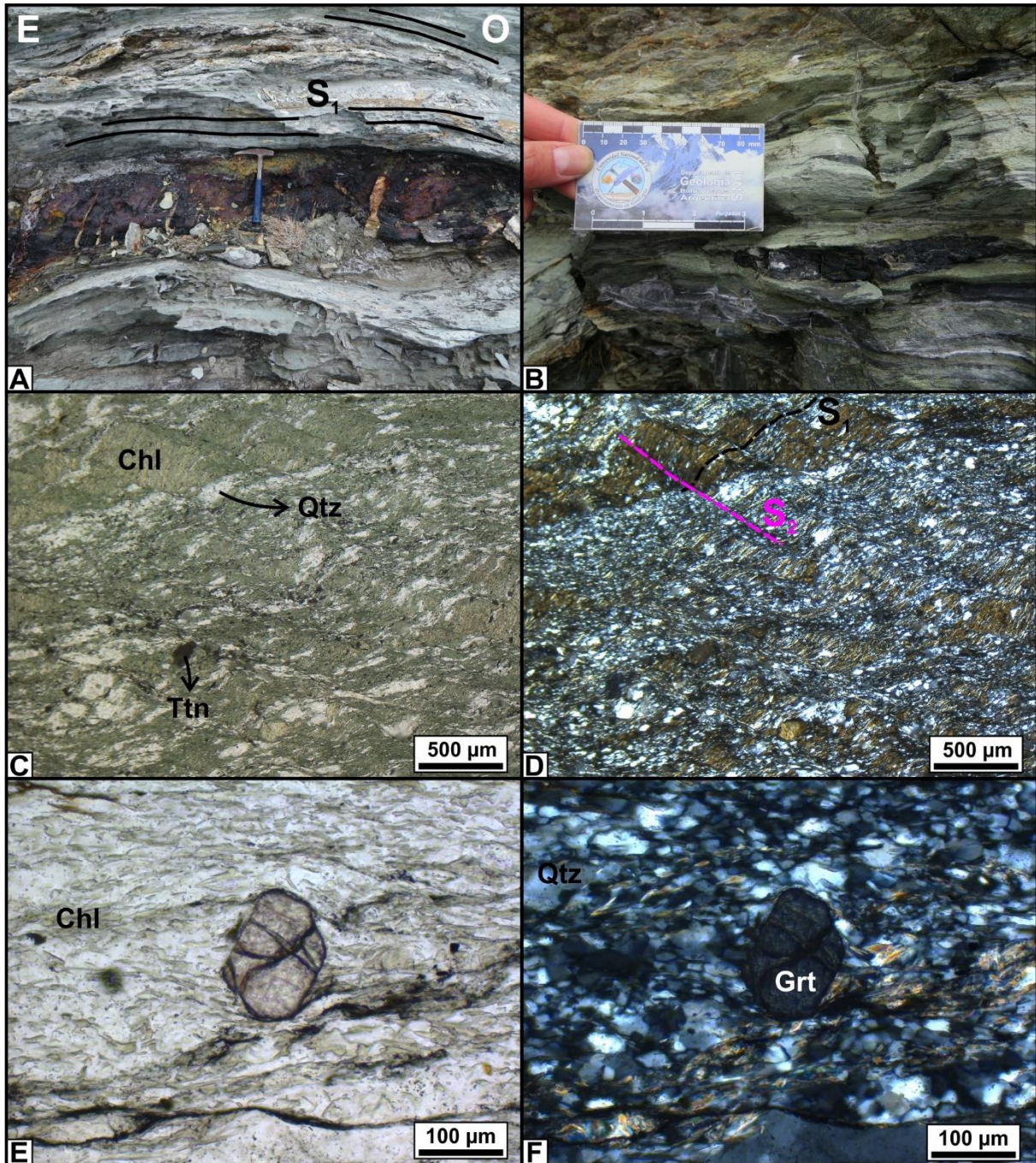


Figura III.3. Esquistos verdes cuarzo-cloríticos de la Formación Lapataia. A. Foliación S_1 anastomosada alrededor de una concreción rica en óxidos. En la parte superior de la fotografía se reconocen litoclastos de origen volcánico aplastados. B. Concreción carbonática. C (Fotomicrografía con nicoles paralelos: NP) - D (Fotomicrografía con nicoles cruzados: NC). aspecto microscópico de la foliación S_1 , compuesta por cuarzo y clorita, y crenulada por S_2 . E (NP) - F (NC). Cristal de granate en la Cordillera del Guanaco. Chl: clorita. Qtz: cuarzo. Ttn: titanita. Grt: granate.

metamórfica (Figura III.3 C, D). S_1 está afectada por una foliación de crenulación (S_2), de tipo discreta y asimétrica. Las superficies S_2 suelen estar asociadas al crecimiento de estilpnomelano y la precipitación de material opaco por disolución. Cristales de plagioclasa del protolito aparecen sericitizados. Otros, presentes como pequeños cristales sin alteración, se consideran producto del metamorfismo. Como minerales metamórficos también se identificaron -en menor proporción- mica blanca, estilpnomelano, titanita, calcita y epidoto (pistacita); además de pequeños cristales de granate de ocurrencia aislada -sólo identificados en la Cordillera del Guanaco (Figura III. E, F).

La intensa deformación y el metamorfismo hacen difícil la identificación precisa del tipo de protolito, el cual se considera “volcaniclástico” (sensu lato, cf. McPhie et al., 1993) de composición ácida, a partir de la presencia de cristaloclastos y litoclastos de composición ácida.

La paragénesis completa de minerales metamórficos es: clorita + cuarzo + mica blanca + plagioclasa \pm estilpnomelano \pm epidoto (pistacita) \pm titanita \pm granate, indicativa de metamorfismo regional en facies de esquistos verdes.

III.3.1.b Esquistos y rocas verdes actinolíticos (meta-basitas). El grado variable de desarrollo de una foliación tectónica asociada a minerales metamórficos (S_1) observable en las meta-basitas de la Formación Lapataia permite la subdivisión de éstas en esquistos verdes -*greenschists*- y rocas verdes -*greenstones*-; para metamorfitas penetrativamente foliadas y con pobre desarrollo de la foliación, respectivamente (cf. Árkai et al., 2007). Estas diferencias son visibles a escala de afloramiento, respondiendo a distintas propiedades reológicas de los protolitos (Figura III.4 A). El aspecto de campo de estas metamorfitas es muy similar a los esquistos verdes cuarzo-cloríticos, ambas litologías con un aspecto verdoso y (en el caso de

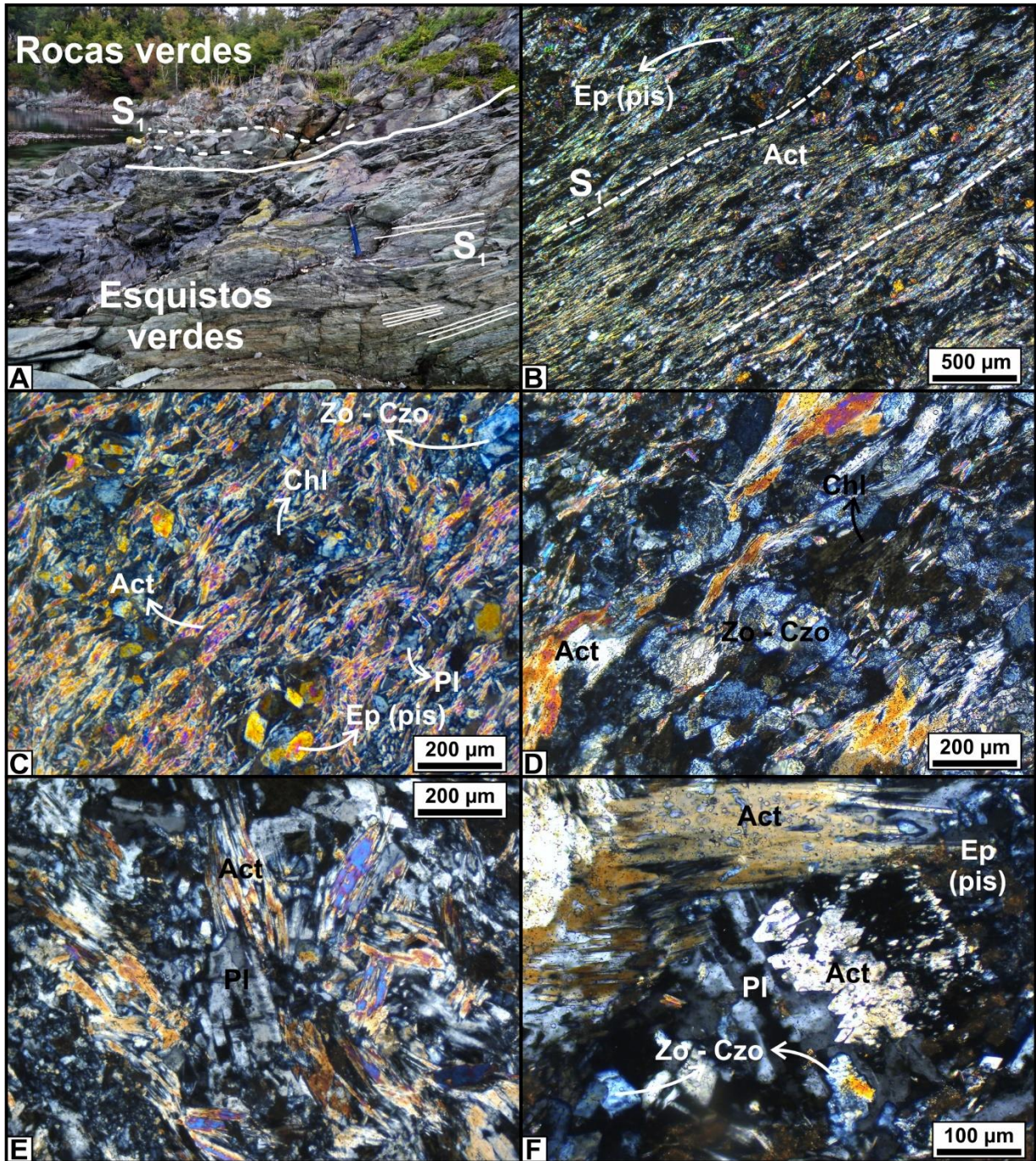


Figura III.4. Esquistos y rocas verdes actinolíticas de la Formación Lapataia. A. Aspecto de campo de los afloramientos de este grupo litológico. Notar el diferente desarrollo y espaciamiento de la foliación S_1 entre esquistos verdes y rocas verdes. B (NC). S_1 continua definida principalmente por actinolita en esquistos verdes actinolíticos. C - D (NC). Detalle de S_1 en esquistos verdes actinolíticos. E (NC). Foliación en rocas verdes actinolíticas (aproximadamente arriba-debajo, notar el débil alineamiento de minerales metamórficos). F (NC). Cristal de plagioclasa del protolito reemplazado por minerales metamórficos. Notar el clivaje en un cristal de actinolita visto en sección basal (centro - derecha). Ep: epidoto. Pis: pistacita. Act: actinolita. Chl: clorita. Pl: plagioclasa. Czo: clinzoisita. Zo: zoisita.

los esquistos verdes actinolíticos) una foliación muy penetrativa. No obstante, el estudio petrográfico revela paragénesis de minerales metamórficos y relictos del protolito muy distintas. A esta escala de observación, los esquistos verdes actinolíticos muestran una foliación continua, definida por el crecimiento orientado de actinolita acicular a fibrosa, clorita y minerales del grupo del epidoto (Figura III.4 B-D). En las rocas verdes, S_1 es espaciada y pobremente desarrollada (Figura III.4 E), definida por cristales tabulares de actinolita débilmente orientados, clorita y minerales del grupo del epidoto. Se reconocieron plagioclasas tanto metamórficas como relícticas del protolito. Estas últimas están reemplazadas por actinolita y minerales del grupo del epidoto (zoisita-clinozoisita y pistacita, Figura III.4 F). Los mafitos del protolito están completamente reemplazados por minerales metamórficos, fundamentalmente minerales del grupo del epidoto (Figura III.4 B), impidiéndose su identificación. También se registraron cuarzo, calcita, titanita, estilpnomelano y ocasionalmente mica blanca como minerales metamórficos.

La paragénesis completa de minerales metamórficos en este grupo litológico es: actinolita + epidoto (zoisita - clinozoisita, pistacita) + clorita + plagioclasa + cuarzo \pm estilpnomelano \pm titanita \pm mica blanca \pm calcita. Actinolita, clorita y epidoto son considerados minerales metamórficos índice, indicativos de facies de esquistos verdes para metamorfismo regional en meta-basitas.

III.3.1.c Pizarras y cuarcitas con mica blanca y clorita (meta-sedimentitas). Este grupo litológico agrupa pizarras y cuarcitas dispuestas en niveles con geometrías lenticulares o acuñadas de hasta algunos cientos de metros, intercalados entre las meta-basitas y meta-volcaniclastitas ácidas de la Formación Lapataia (Figura III.1, III.2). La litología predominante son las pizarras, que por sectores presentan rítmicas y delgadas intercalaciones

de cuarcitas (Figura III.5 A, C, D). En la bahía Saenz Valiente se reconoció, además, un estrato de algunas decenas de centímetros de margas (material epiclástico fino con abundante contenido de calcita), intercalado dentro de la secuencia meta-sedimentaria (Figura III.5 B). La erosión diferencial de las pizarras interestratificadas en la Formación Lapataia favorece la formación de bahías y pequeñas ensenadas a lo largo de la costa del canal Beagle.

Al microscopio, el principal mineral metamórfico reconocido en las pizarras, definiendo la foliación metamórfica es mica blanca, junto a clorita y estilpnomelano. Pequeños fragmentos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino detríticos corresponden al protolito. También son abundantes los niveles arcillosos, posiblemente con materia orgánica (material opaco en Figura III.5 C, D). Las cuarcitas están compuestas mayormente por cuarzo, con feldespatos en proporción subordinada, aplastados paralelos a la foliación tectónica S_1 , además de mica blanca y clorita. Otros minerales reconocidos son epidoto (pistacita, en cristales muy pequeños) y titanita metamórficos, calcita (metamórfica y heredada del protolito) y allanita (probablemente relíctica). Ambas litologías se encuentran afectadas por una foliación de crenulación (S_2) zonal a discreta y levemente asimétrica (Figura III.5 E, F), mejor desarrollada en las pizarras.

Las asociaciones metamórficas completas son, en las pizarras: mica blanca + clorita + estilpnomelano + cuarzo + plagioclasa \pm epidoto (pistacita) \pm titanita; y en las cuarcitas: cuarzo + plagioclasa + clorita + mica blanca \pm titanita. La clorita y la mica blanca se consideran minerales metamórficos índices de metamorfismo regional en facies de esquistos verdes inferior (zona de la clorita) en meta-pelitas.

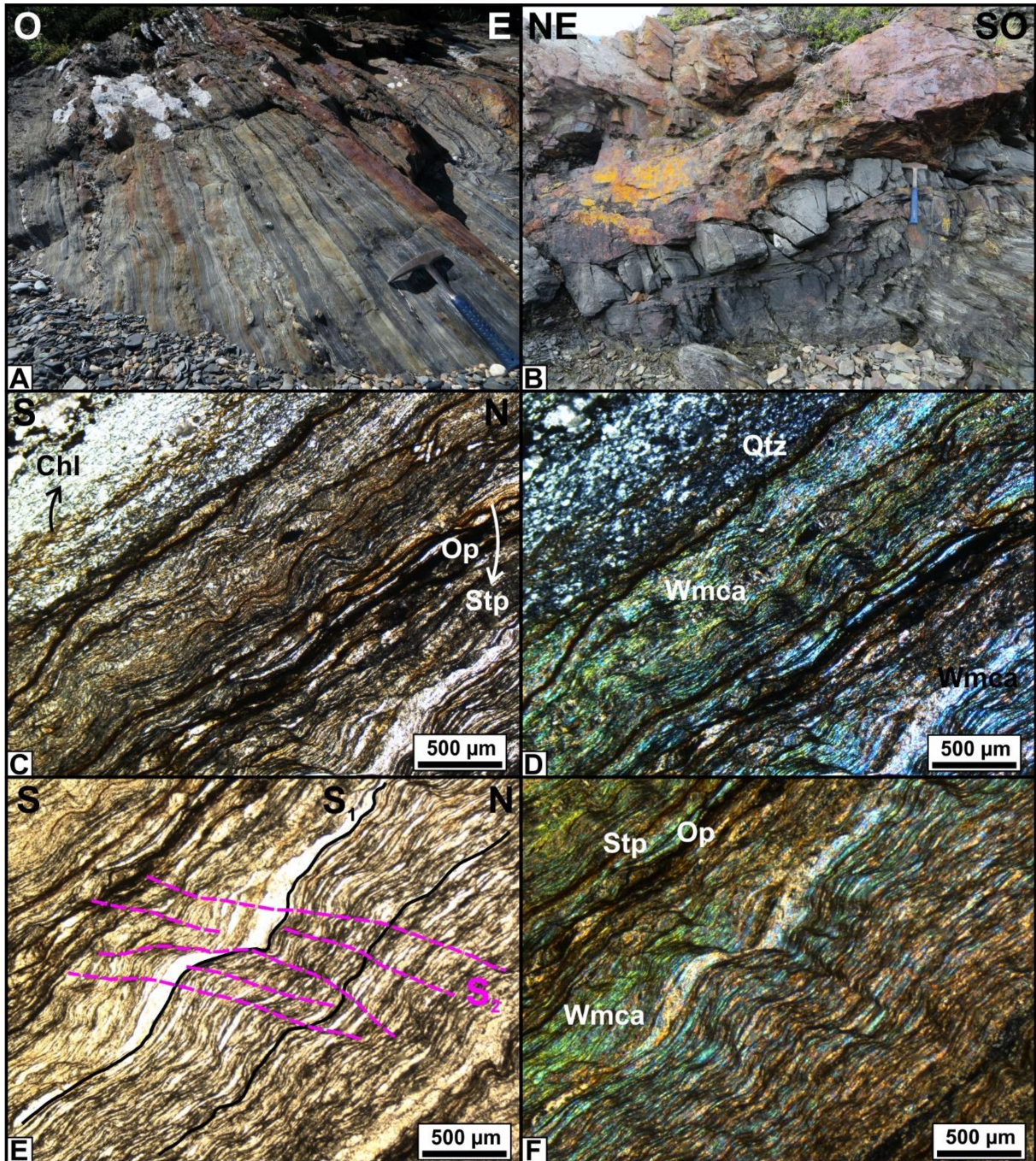


Figura III.5. Pizarras y cuarcitas (meta-sedimentitas) de la Formación Lapataia. A. Aspecto de afloramiento de pizarras y cuarcitas rítmicamente interestratificadas. B. Nivel margoso (de abajo-izquierda a arriba-derecha) en la zona de Bahía Saenz Valiente, intercalado entre pizarras. C (NP) – D (NC). Fotomicrografías de cuarcitas y pizarras. S_1 es una foliación continua. E (NP) – F (NC). Foliación de crenulación (S_2) afectando el S_1 de las pizarras. Chl: clorita. Op: material opaco. Stp: estilpnomelano. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca.

III.3.2 Formación Lemaire

En la zona estudiada en este capítulo, la Formación Lemaire se dispone como una franja de aproximadamente 2 km de ancho y orientación NNO-SSE, localizada al Este de Ensenada Zaratiegui, en contacto hacia el Oeste con la Formación Lapataia y hacia el Este con la Formación Yahgán (ambos contactos son tectónicos, ver sección III.4; Figura III.1, III.2). La componen metamorfitas de bajo grado (pizarras, filitas, meta-grauvacas foliadas y meta-brechas foliadas) con protolitos volcanoclásticos y epiclásticos.

III.3.2.a Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas). Corresponden a sedimentos epiclásticos pelíticos y psammíticos rítmicamente estratificados (Figura III.6 A), metamorizados en condiciones de bajo grado metamórfico. Estas meta-sedimentitas fueron estudiadas e interpretadas por Olivero et al. (1997) como meta-turbiditas (depositadas en un ambiente marino profundo con corrientes de turbidez asociadas). La foliación S_1 está compuesta por el crecimiento orientado de mica blanca y clorita (muy finas), estilpnomelano (fibroso a acicular) y bandas de material opaco que pueden corresponder a material arcilloso y posiblemente carbonáceo (Figura III.6 B). Los clastos del protolito (cuarzo y feldespatos) están aplastados paralelos a S_1 . La foliación S_1 está afectada por una foliación de crenulación zonal y asimétrica (S_2), donde se concentran material opaco y estilpnomelano (Figura III.6 B).

La paragénesis de minerales metamórficos observada es: mica blanca + cuarzo + plagioclasa + clorita + estilpnomelano \pm epidoto \pm titanita. El grado de metamorfismo alcanzado es muy bajo (sub-esquistos verdes). En términos de metamorfismo regional en meta-pelitas, se ubica por fuera o en la parte inferior de la zona de la clorita.

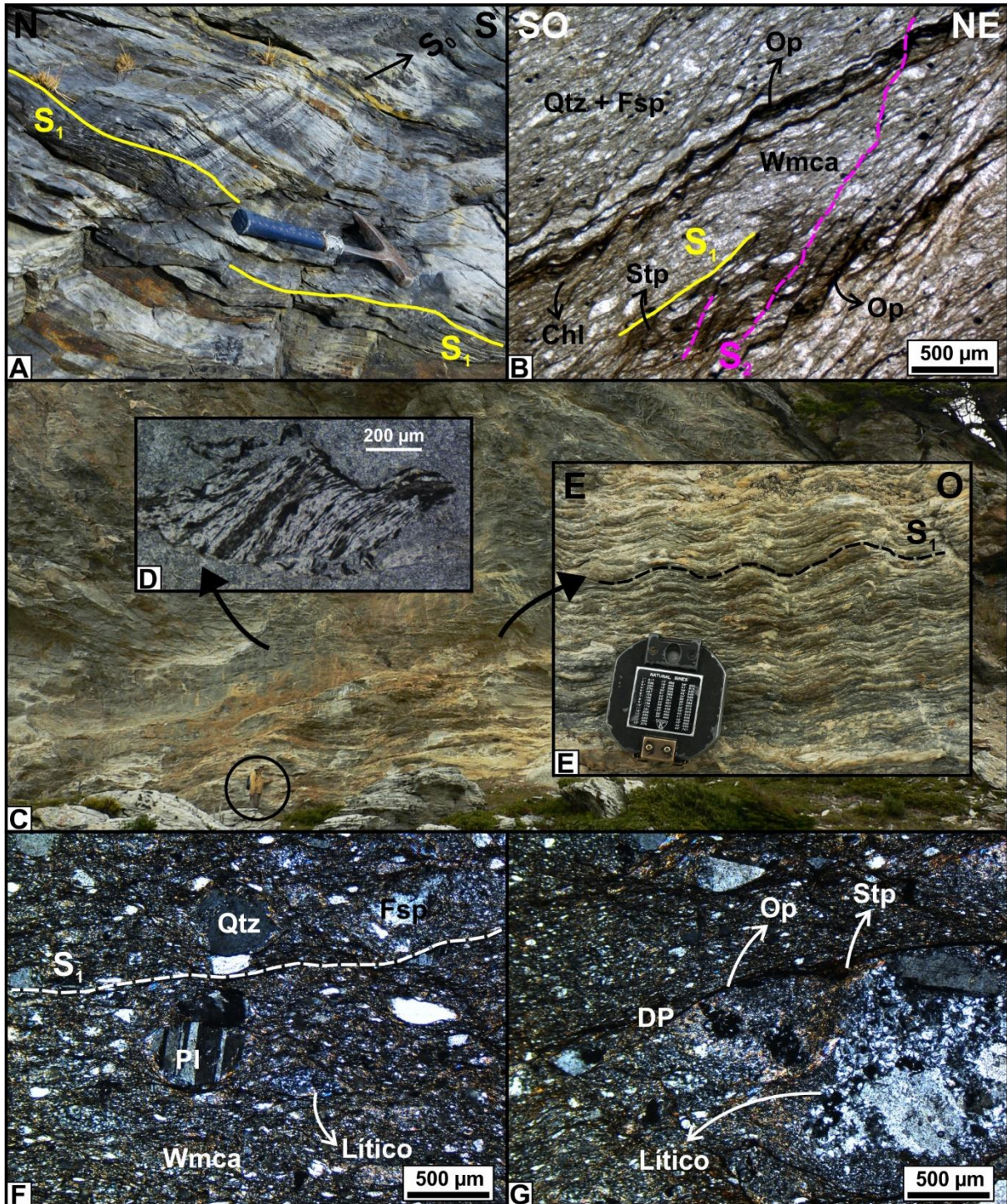


Figura III.6. Meta-sedimentitas y meta-volcaniclastitas ácidas de la Formación Lemaire. A – B (NP). Pizarras y meta-grauvacas foliadas en la costa del canal Beagle al Este de ensenada Zaratiegui. C – E. Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas finas), aproximadamente 200 metros al Noreste del afloramiento en A. F – G. Fotomicrografías (NC) de las filitas. Qtz: cuarzo- Fsp: feldespato. Op: material opaco. Wmca: mica blanca. Chl: clorita. Stp: estilpnomelano. Pl: plagioclasa. DP: banda de disolución por presión. Fotografías C y E: Pablo Torres Carbonell.

III.3.2.b Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas). Las filitas de la Formación Lemaire (Figura III.6 C-G) están constituidas por tobas y lapillitas de composición ácida metamorfizadas. Presentan una foliación metamórfica disyuntiva levemente anastomosada, definida por mica blanca (muy fina), cuarzo y estilpnomelano (Figura III.6 F-G). También son comunes las bandas de disolución por presión con material opaco, asociadas a estilpnomelano fundamentalmente en los bordes de los clastos (Figura III.6 G). También contienen cristaloclastos (de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino) y litoclastos (de igual composición) heredados del protolito, además de *fiamme* alterados (reemplazados por sericita y clorita) y deformados (Figura III.6 D). El tamaño promedio de los *fiamme* es de 1,1 x 0,4 mm, con valores variables que alcanzan dimensiones de 1,5 x 0,5 mm. El grado metamórfico que registra este grupo litológico es muy bajo a bajo (sub-esquistos verdes).

III.3.2.c Meta-brechas foliadas. Comprenden metamorfitas de bajo grado desarrolladas sobre un protolito volcaniclastico brechoso, con clastos -deformados- angulosos de composición diversa, los de mayor tamaño con granulometría de bloques (Figura III.7 A). Al microscopio, en la matriz de las meta-brechas foliadas se reconocen cristaloclastos de cuarzo y feldespatos, y litoclastos de pizarra, rocas volcánicas cuarzo-feldespáticas y agregados policristalinos de cuarzo. La foliación S_1 es disyuntiva, formada por mica blanca, clorita, estilpnomelano y bandas de disolución por presión con material opaco (Figura III.7 B-E). Contiene cristales de pequeño tamaño de epidoto. Una foliación de crenulación - S_2 -, zonal y asimétrica produce pliegues de crenulación en el S_1 de la roca (Figura III.7 F).

La paragénesis metamórfica completa es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + cuarzo + epidoto, correspondiente a metamorfismo regional de muy bajo grado (sub-esquistos verdes).

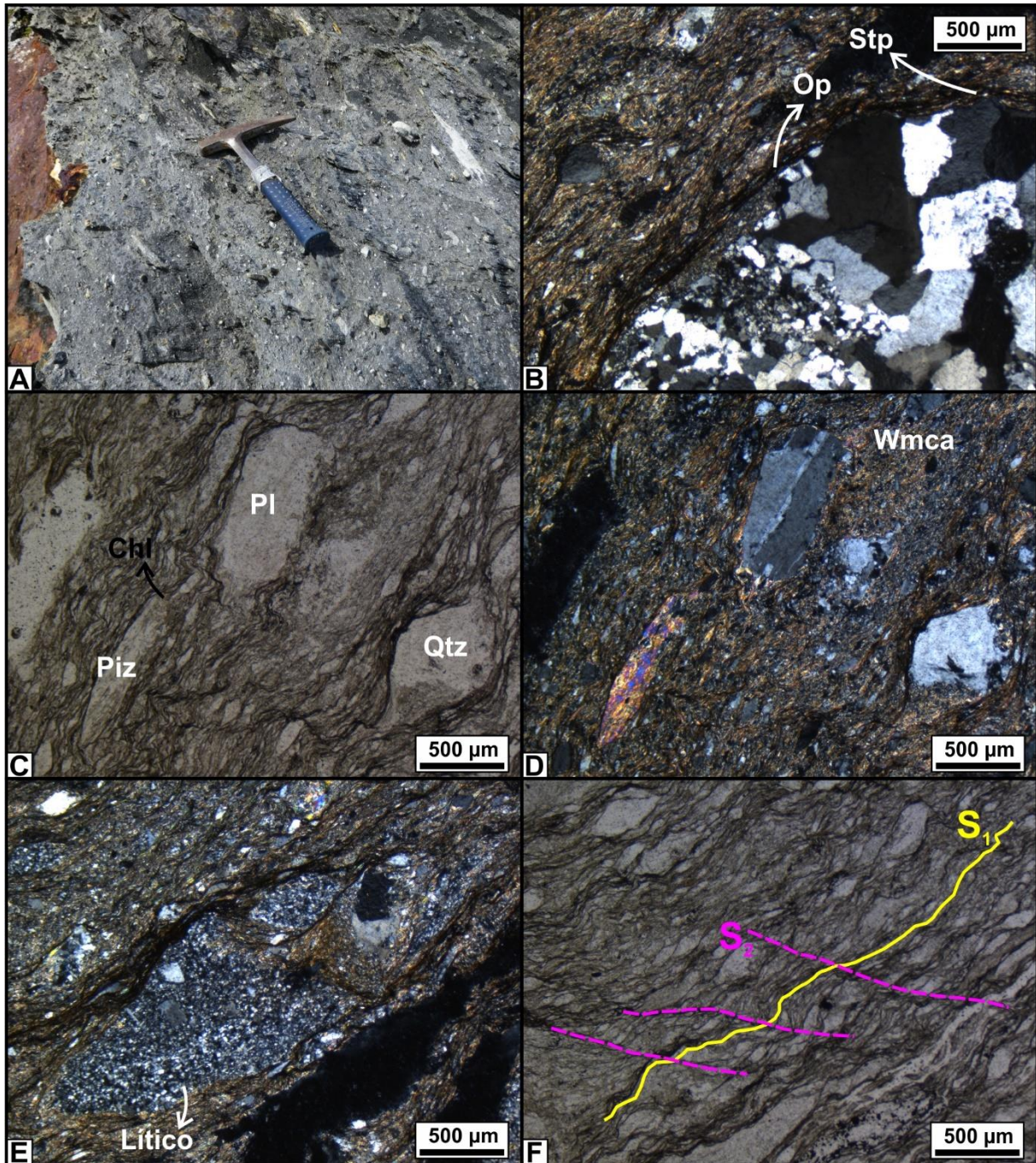


Figura III.7. Meta-brechas foliadas de la Formación Lemaire. A. Aspecto de afloramiento. Se distinguen clastos de pizarras (grisáceos) y de rocas volcánicas ácidas (blanquecinos) deformados. B (NC). Fragmento de cuarzo policristalino. C (NP) – D (NC). Clastos de pizarra, cuarzo y plagioclasa. E (NC). Litoclasto de roca volcánica ácida (cuarzo-feldespática). F (NP). Foliación de crenulación.

III.3.3 Formación Yahgán

La Formación Yahgán aflora desde las inmediaciones de bahía Cucharita (donde se encuentra en contacto tectónico con la Formación Lemaire, ver sección III.4.2.a) hacia el Este. En el área mapeada en este capítulo, se reconoció un nivel de meta-conglomerados en la base expuesta de la unidad, sobreyacido por pizarras y meta-grauvacas finamente intercaladas.

III.3.3.a Meta-conglomerados. El nivel de meta-conglomerados identificado se encuentra expuesto aproximadamente 300 metros al Norte de la costa de bahía Cucharita (Figura III.1, 2). El protolito corresponde a conglomerados polimícticos, con clastos aplastados de pizarra (sub-redondeados a sub-angulosos) y de rocas ígneas (mayormente sub-redondeados a redondeados) (Figura III.8). La foliación tectónica se desarrolla en una matriz (pelítica-psammítica), y se anastomosa alrededor de los clastos (Figura III.8 A, B). Al microscopio se reconocieron clastos de cuarzo, feldespatos y líticos -pizarra y rocas volcánicas cuarzo-feldespáticas- (Figura III.8 C-E). La foliación S_1 está compuesta por mica blanca, clorita, estilpnomelano y bandas de disolución por presión. Una foliación de crenulación - S_2 -, zonal y asimétrica produce pliegues de crenulación en el S_1 de la roca (Figura III.8 F).

La paragénesis de minerales metamórficos es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + cuarzo, relacionada a metamorfismo regional de muy bajo grado.

III.3.3.b Pizarras y meta-grauvacas foliadas. Comprenden este grupo litológico sedimentos pelíticos y psammíticos rítmicamente interestratificados con bajo grado de

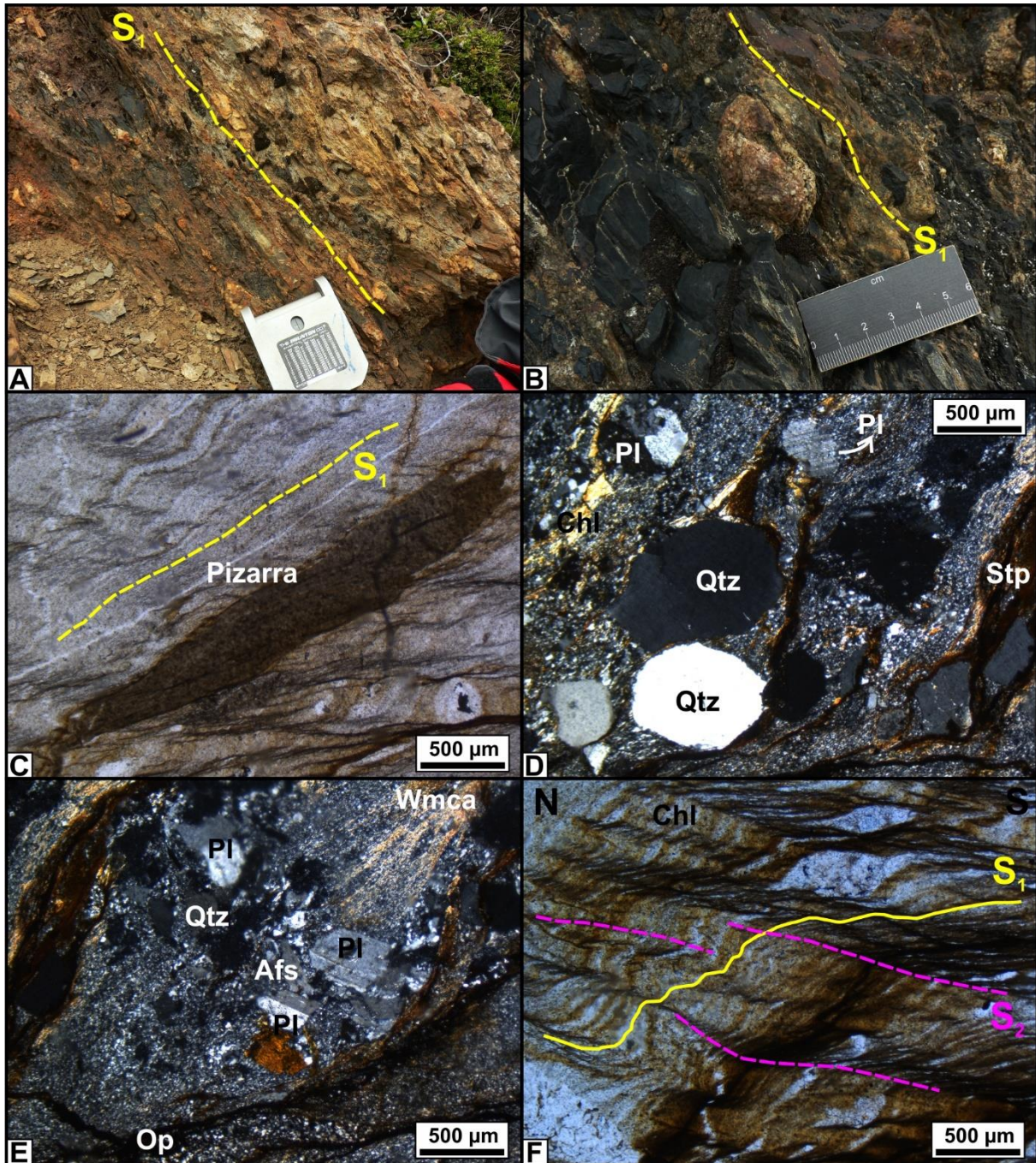


Figura III.8. Meta-conglomerados de la Formación Yahgán. A - B Aspecto de afloramiento. Se distinguen clastos de pizarras (oscuros) y de rocas volcánicas (sub-redondeados, centro de la Figura B) aplastados. C (NP). Clasto de pizarra aplastado paralelo a S_1 . D (NC). Clastos de cuarzo y plagioclasa. E (NC). Clasto lítico de una roca volcánica porfírica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino. F (NP). Detalle de la foliación de crenulación $-S_2-$. Pl: plagioclasa. Chl: clorita. Qtz: cuarzo. Stp: estilpnomelano. Afs: feldespato alcalino. Op: material opaco. Fotografías A y B: Pablo Torres Carbonell.

metamorfismo, extendiéndose desde el contacto tectónico con la Formación Lemaire en Bahía Cucharita hacia el Este, en dirección a Ushuaia. La zona seleccionada para el mapeo en este capítulo incluye pocos afloramientos de la Formación Yahgán. No obstante, este grupo litológico es característico y representa la “monotonía” litológica de esta unidad a escala orogénica, siendo predominante respecto a ocurrencias espacialmente acotadas de niveles psefíticos y piroclásticos (ver descripciones de la Formación Yahgán en otros capítulos de esta tesis). En las inmediaciones de bahía Cucharita, las pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Yahgán están compuestas por sedimentos pelíticos carbonáceos intercalados con grauvacas cuarzo – feldespáticas de grano muy fino (Figura III.9 A). Esta alternancia puede tener un espaciado menor a 1 cm, correspondiendo a laminación sedimentaria (Figura III.9 B). La foliación S_1 es una foliación continua definida por sericita y cristales de cuarzo aplastados, ocasionalmente con clorita y estilpnomelano. Además de estos minerales, se hallaron cristales muy pequeños de epidoto metamórfico. En el entorno del contacto con la Formación Lemaire, la foliación S_1 en las pizarras y meta-grauvacas de la Formación Yahgán está crenulada. La foliación de crenulación asociada - S_2 - es tanto zonal como discreta (coexistiendo a escala de lámina delgada, Figura III.9 C), con morfologías suaves a anastomosadas y definiendo pliegues levemente asimétricos (Figura III.9 C, D). Está vinculada a procesos de disolución por presión y el crecimiento incipiente de estilpnomelano metamórfico.

El grado metamórfico en este grupo litológico es muy bajo, con la paragénesis metamórfica: mica blanca (sericita) + cuarzo \pm clorita \pm estilpnomelano \pm epidoto.

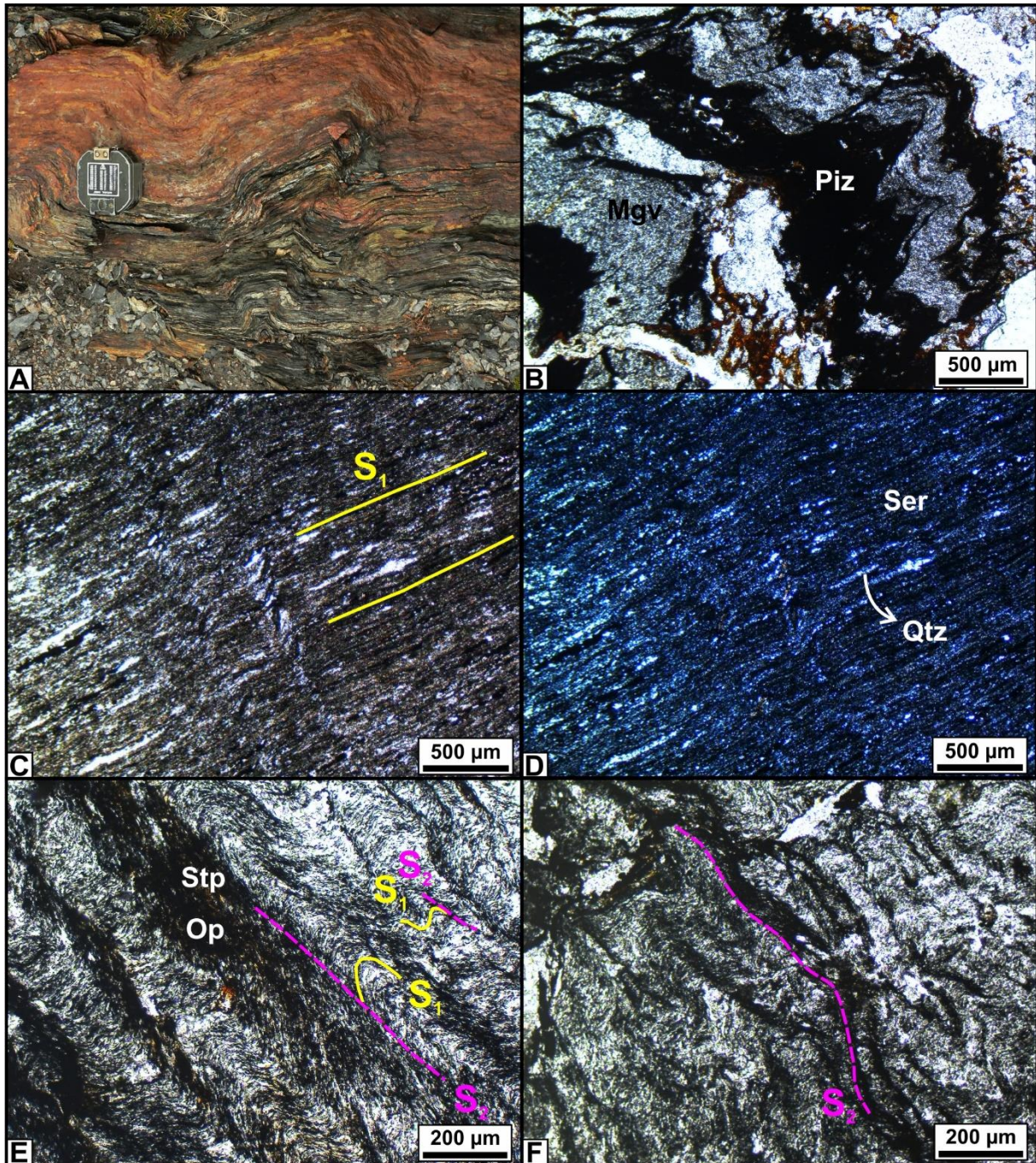


Figura III.9. Pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Yahgán A. Afloramiento con “pliegues en caja” -*box folds*- en las inmediaciones de bahía Cucharita. Fotografía: Pablo Torres Carbonell. B. Fotomicrografía (NP) de laminación sedimentaria conformada por alternancia de capas de pizarras (Piz) y meta-grauvacas foliadas (Mgv). C (NP) – D (NC). Foliación - S_1 - continua en pizarras. E (NP). Foliación de crenulación - S_2 - en pizarras, discreta al centro y zonal a la derecha de la fotomicrografía. F (NP). S_2 con morfología anastomosada en pizarras. Qtz: cuarzo. Ser: sericita. Stp: estilpnomelano. Op: material opaco.

III.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO

En el sector Sur del PNTF se identificaron estructuras penetrativas asociadas a dos fases de deformación -D₁ y D₂-, y no penetrativas relacionadas a una tercera fase de deformación -D₃- (Figura III.1, III.2, III.10). Las estructuras descritas a continuación afectan las tres Formaciones del área (Formaciones Lapataia, Lemaire y Yahgán), con variaciones en el grado de desarrollo (e.g., penetratividad) y estilo de deformación (e.g. apretamiento de los pliegues), pero con orientaciones y características distintivas que permiten relacionarlas entre sí y agruparlas de acuerdo con las fases previamente establecidas, responsables de su generación como parte de una secuencia de deformación (ver la sección I.1.5.b).

D₁ está vinculada al pico de metamorfismo dinamo-térmico (M₁) que afectó conjuntamente a todas las unidades geológicas descritas en la sección III.3. Las paragénesis de minerales metamórficos presente en cada grupo litológico están controladas por la litología de los protolitos y el nivel estructural de los mismos al momento de M₁. Adicionalmente, los productos metamórficos generados durante M₁ fueron afectados, localmente, por metamorfismo dinámico (M_{1D}), evidenciado en texturas de recristalización dinámica que indican milonitización en una zona de cizalla dúctil en la zona de bahía Lapataia (Figura III.1), y en determinados grupos litológicos de la Formación Lemaire. M_{1D} debió ocurrir durante o poco después de alcanzado el pico metamórfico M₁, dado que la milonitización afecta los productos metamórficos de este evento de metamorfismo regional, pero a su vez guardan estrecha relación con las estructuras generadas durante D₁, por lo que las estructuras asociadas a M_{1D} (por ejemplo, lineaciones de estiramiento contenidas en superficies de foliación tectónica S₁) serán incluídas en la fase de deformación D₁.

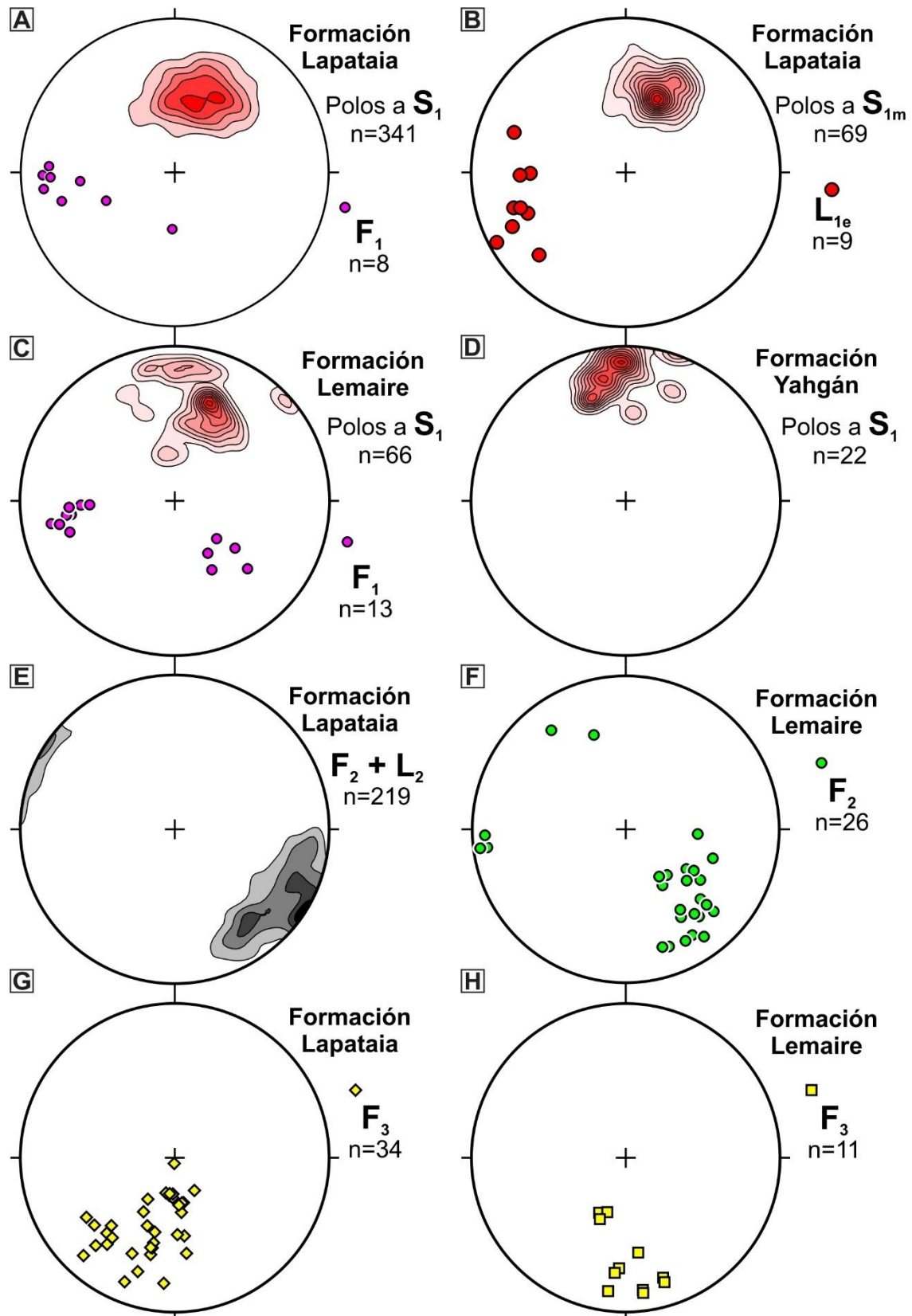


Figura III.10. Proyecciones esféricas equiareales (hemisferio inferior) de los datos estructurales presentados en este capítulo. Diagramas de densidad: técnica de proyección del 1% del área total, intervalos de 3%.

III.4.1 Primera fase de deformación (D₁)

Se agrupan en D₁ aquellas estructuras consideradas las primeras en afectar el S₀ (estratificación primaria de las rocas). S₁ (primera foliación tectónica reconocida) es una estructura penetrativa homogéneamente distribuida (Figura III.1, III.10 A, C, D), con desarrollo localmente variable entre distintas unidades y grupos litológicos, dependiendo fundamentalmente de las características reológicas de los mismos. Se presenta como clivaje pizarreño o esquistosidad fina asociada al crecimiento de minerales metamórficos - principalmente filosilicatos-, con variaciones morfológicas y mineralógicas dependientes del protolito y grado metamórfico alcanzado, como se detalló en la sección III.3. Son comunes los fenómenos de refracción de S₁ en las zonas de contacto entre distintas litologías de la Formación Lapataia, produciendo cambios abruptos considerables en el buzamiento. S₁ es paralela al plano axial de los pliegues de primera fase (F₁). En la Formación Lapataia, S₁ transpone en forma generalizada el S₀ de las rocas, constituyendo una foliación de transposición. Ocasionalmente se pueden observar pliegues F₁ isoclinales y muy estirados en paralelismo con S₁, o pliegues intrafoliales desmembrados, preservándose charnelas (pliegues en gancho *-hook-*) entre los planos de foliación (Figura III.11 A). En la Formación Lemaire, los pliegues F₁ varían entre apretados e isoclinales, sin transposición de S₀ por S₁. En las litologías que permiten reconocer S₀, se observa una relación angular variable con S₁ (Figura III.6 A, III.11 B). El plegamiento F₁ es apreciable, también, en venillas de cuarzo paralelas a S₀ en pizarras de la Formación Lemaire (Figura III.11 C). En la Formación Yahgán adyacente al contacto tectónico con la Formación Lemaire, S₁ transpone de forma avanzada a S₀. A escala microscópica se reconocieron pliegues “M” -en el S₀- entre las superficies de transposición, las cuales a su vez están crenuladas (Figura III.11 D). Al alejarse de la zona de contacto, los pliegues F₁ en la Formación Yahgán son similares, asimétricos y

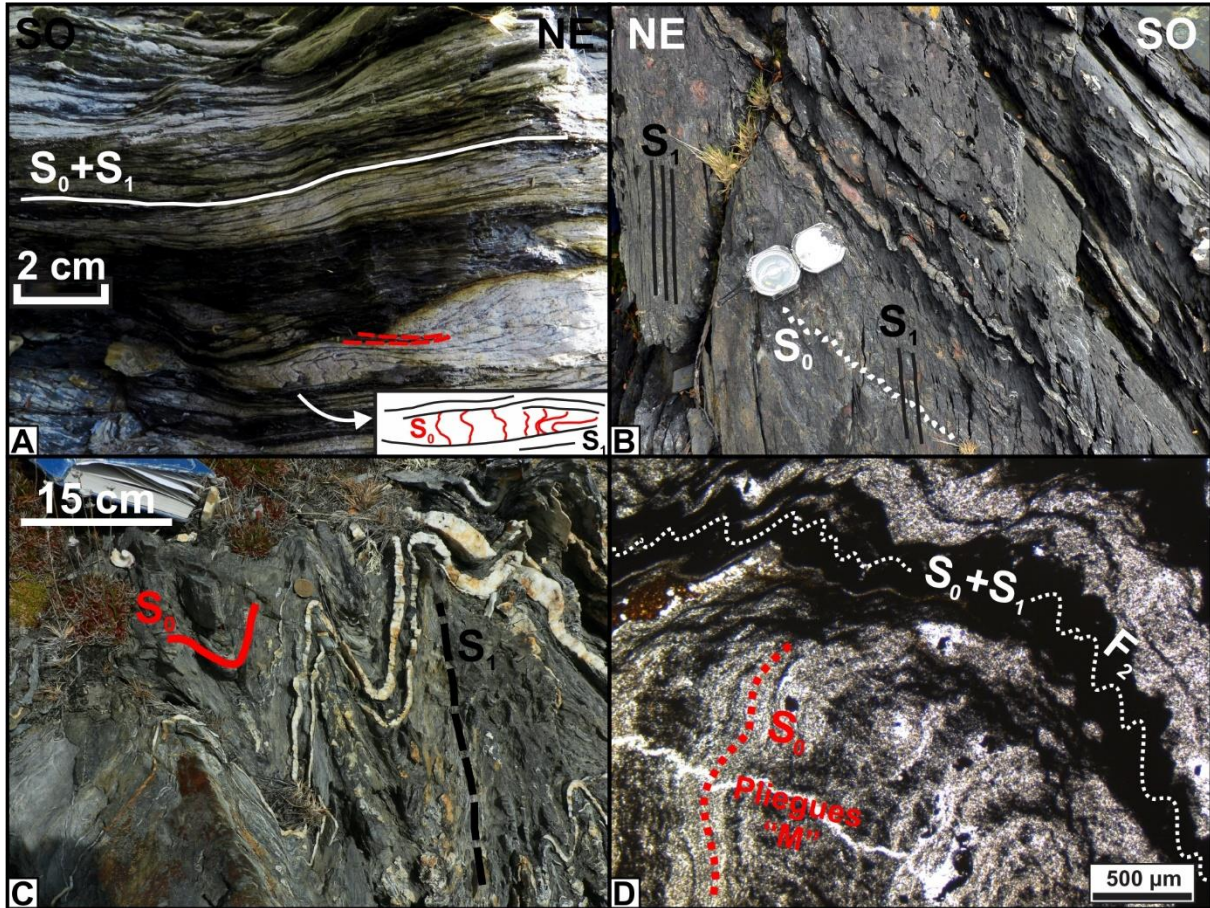


Figura III.11. Primera fase de plegamiento -F₁- . A. Plegamiento isoclinal en S₀ (línea roja discontinua) y pliegues intrafoliales en gancho *-hook-* asociados a una foliación de transposición (S₀+S₁) en la Formación Lapataia. B. Relación S₀-S₁ en pizarras de la Formación Lemaire. C. S₀ y venillas de cuarzo plegadas en pizarras de la Formación Lemaire. D. Pliegues “M” intrafoliales asociados a una foliación de transposición (S₀+S₁) crenulada, en pizarras y metagrauvasas foliadas de la Formación Yahgán en el entorno del contacto con la Formación Lemaire. Fotografías B y C: Pablo Torres Carbonell.

apretados, con vergencia generalizada al Noreste, como es apreciable en otros sectores del CCAF (ver a modo de ejemplo la Figura IV.27).

Las estructuras desarrolladas durante D₁ están vinculadas al crecimiento de minerales metamórficos durante un pico de metamorfismo dinamo-térmico -M₁-, cuyas asociaciones mineralógicas fueron descritas en la sección III.3. Las metamorfitas de la Formación Lapataia revelan paragénesis metamórficas dentro de las facies de esquistos verdes

(metamorfismo de bajo grado), en condiciones de presión y temperatura levemente superiores a las Formaciones Lemaire y Yahgán, en las cuales el metamorfismo observado es de muy bajo grado (sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior).

III.4.1.a Lineaciones de estiramiento, texturas de recristalización dinámica e indicadores cinemáticos de metamorfismo dinámico. El paquete estratigráfico muestra en su conjunto evidencias de deformación por cizalla simple en condiciones dúctiles asociada a la primera fase de deformación. Como resultado, la presencia de fábricas miloníticas con evidencias de recristalización dinámica y lineaciones de estiramiento formando tectonitas *L-S* es frecuente, especialmente en determinados grupos litológicos de las Formaciones Lapataia y Lemaire, donde la reología de la roca propició la concentración de la deformación y la generación de zonas de cizalla. En estos sectores, los productos del metamorfismo dinámico -M₁- se vieron afectados por metamorfismo dinámico -M_{1D}-, ocurrido en forma parcialmente contemporánea o poco después de D₁. En la zona estudiada en este capítulo (Figura III.1), se mapeó una zona de cizalla dúctil con milonitas y ultramilonitas de más de 2 km de ancho de afloramiento y orientación Noroeste-Sudeste, desarrollada sobre metamorfitas de la Formación Lapataia. Debe aclararse que es común la presencia de rocas miloníticas (con generación de matriz a través de la reducción de tamaño de grano por recristalización dinámica) en la Formación Lapataia fuera de la zona de cizalla mapeada en la Figura III.1. El criterio utilizado para la determinación de los límites de la zona de cizalla dúctil de la zona de bahía Lapataia sigue las consideraciones de Trouw et al. (2010). Estos autores señalaron que, si un orógeno intensamente deformado contiene rocas con fábricas miloníticas distribuidas sin vinculación aparente a zonas de cizalla “discretas”, la cadena montañosa en su conjunto podría considerarse una enorme zona de cizalla, lo cual resulta poco práctico a fines descriptivos. En este sentido, la zona de cizalla dúctil con milonitas y

ultramilonitas mapeada, presenta evidencias de la concentración de la cizalla durante D_1/M_{1D} , agrupando las rocas con mayor deformación y grado de recristalización dinámica. Las meta-volcanoclastitas ácidas de la Formación Lemaire muestran indicios de milonitización. Si bien no son consideradas milonitas por no estar asociadas a una zona de cizalla en concreto, se analizan las fábricas y procesos de recristalización dinámica, a fin de inferir condiciones de temperatura que permitan establecer posibles niveles estructurales al momento de M_{1D} (ver sección III.5.2).

Milonitas y ultramilonitas de la zona de cizalla de bahía Lapataia. Las estructuras penetrativas presentes en las milonitas y ultramilonitas de bahía Lapataia son una foliación milonítica $-S_{1m}-$ y una lineación de estiramiento mineral asociada $-L_{1e}-$ (Figura III.12 A, B). S_{1m} tiene un rumbo general NO-SE y buzamiento al SO. L_{1e} presenta direcciones de inclinación al SO y OSO (Figura III.1, III.10 B). S_{1m} está definida por el crecimiento de mica blanca y clorita orientadas, intercrecidas con cuarzo y plagioclasa con una fuerte fábrica preferencial (*GSPO: grain shape preferred orientation*), recristalizados a partir de porfiroclastos del protolito. Los porfiroclastos y los mantos de recristalización forman sistemas de porfiroclastos con estructuras de núcleo y manto. Los porfiroclastos de cuarzo tienen extinción ondulosa y muestran recristalización dinámica por *bulging* y rotación de subgranos (Figura III.12 C, III.13 A). Los porfiroclastos de plagioclasa están muy deformados y reemplazados por sericita, epidoto y calcita. Tienen extinción ondulosa, subgranos y maclas de deformación (en cuñas *-tapered twins-*). Presentan recristalización por *bulging* como el principal mecanismo de incorporación de matriz hacia las colas recristalizadas (Figura III.12 C). También son frecuentes las bandas de disolución por presión con material opaco paralelas a la foliación milonítica, y *strain caps* en los bordes de porfiroclastos de cuarzo y feldespatos.

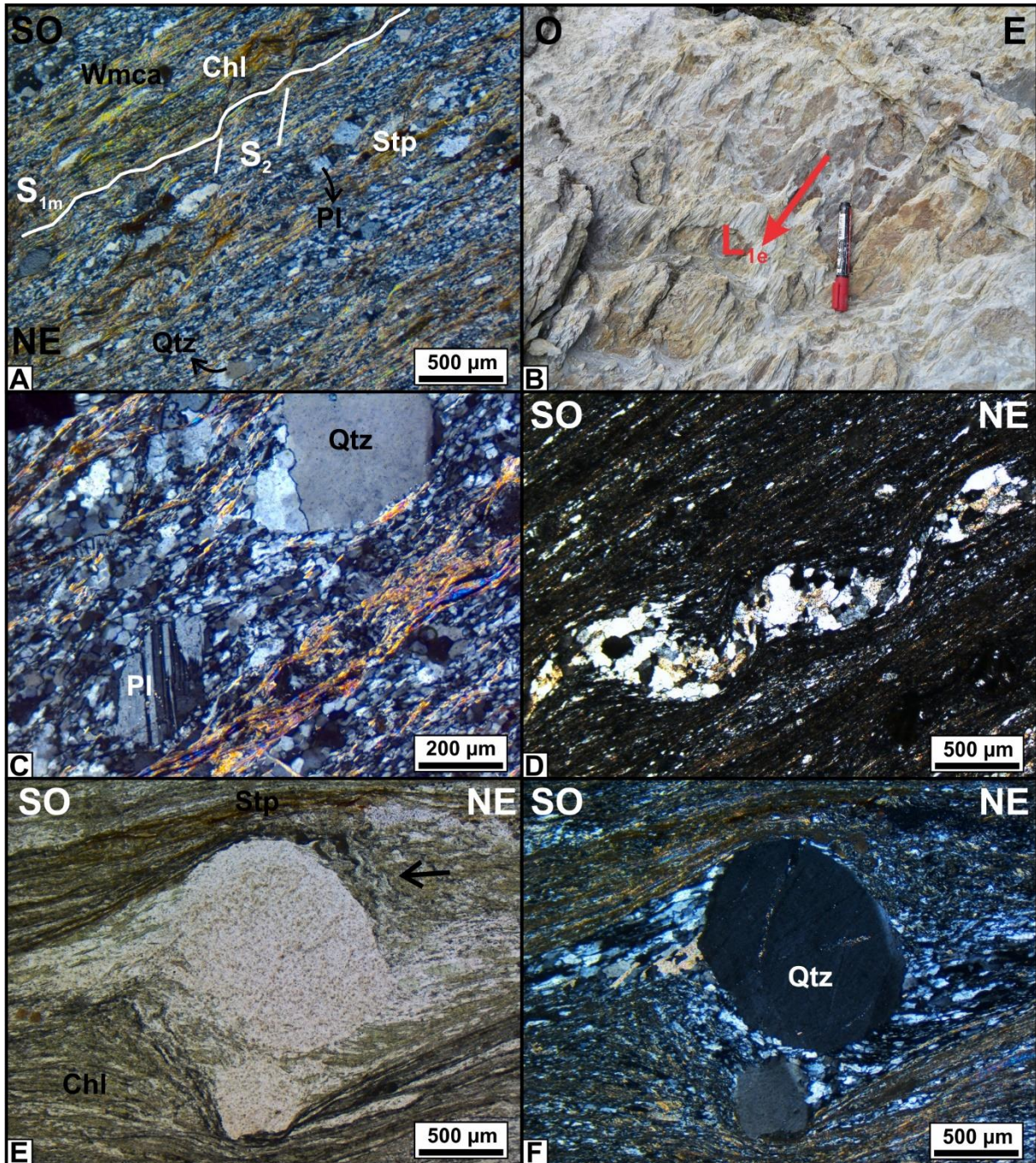


Figura III.12. Milonitas y ultramilonitas en la zona de cizalla de bahía Lapataia. A (NC). Porfiroclastos y foliación milonítica $-S_{1m}-$ (crenulada) en ultramilonitas. B. Lineación de estiramiento $-L_{1e}-$ contenida en superficies de foliación $-S_{1m}-$ C (NC). Porfiroclastos de cuarzo (extinción en parches, recristalización por *bulging* y rotación de subgranos -incipiente-) y plagioclasa (maclas de deformación y recristalización por *bulging*) en ultramilonitas. D (NC). Venilla de cuarzo y calcita con *boudinage* y rotación con cizalla techo hacia el NE. E (NP) – F (NC). Porfiroclasto de cuarzo tipo δ y pliegues asimétricos (indicados en E por la flecha). Sentido de la cizalla: techo al NE. Chl: clorita. Stp: estilpnomelano. Pl: plagioclasa. Qtz: cuarzo.

La mayoría de los sistemas de porfiroclastos son de tipo Φ (con colas simétricas), por lo que no indican sentido de la cizalla. No obstante, se identificaron porfiroclastos de cuarzo tipo δ con sentido de la cizalla de techo al Noreste (Figura III.12 E-F). Otros indicadores cinemáticos lo constituyen venas de cuarzo y calcita estiradas -por *boudinage*- y rotadas, y pliegues asimétricos, en todos los casos con sentido de cizalla de techo al Noreste (Figura III.12 D-F).

En metamorfitas de la Formación Lapataia fuera de la zona de cizalla, la recristalización dinámica es, por sectores, también evidente. Los cristales de cuarzo muestran recristalización por bulging y rotación de subgranos, con texturas poligonales y *mica pinning* en la matriz recristalizada (Figura III.13 A, B).

La foliación milonítica - S_{1m} - está crenulada por micropliegues asociados a una foliación de crenulación - S_2 - zonal y asimétrica, indicando que la zona milonítica funcionó como zona de cizalla durante la primera fase de deformación.

Texturas de recristalización dinámica en meta-volcanoclastitas ácidas de la Formación Lemaire. Los protolitos de la Formación Lemaire que son ricos en cuarzo muestran fábricas de recristalización dinámica sin asociación a una zona de cizalla discreta (Figura III.13 C-F). La recristalización por *bulging* muestra moderado desarrollo en porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, especialmente sobre los bordes de los cristales y a lo largo de fracturas en los mismos (Figura III.13 D, E). La foliación S_1 incluye en parte material recristalizado de los porfiroclastos, y presenta crenulación con una foliación de crenulación - S_2 - zonal y levemente asimétrica asociada (Figura III.13 F).

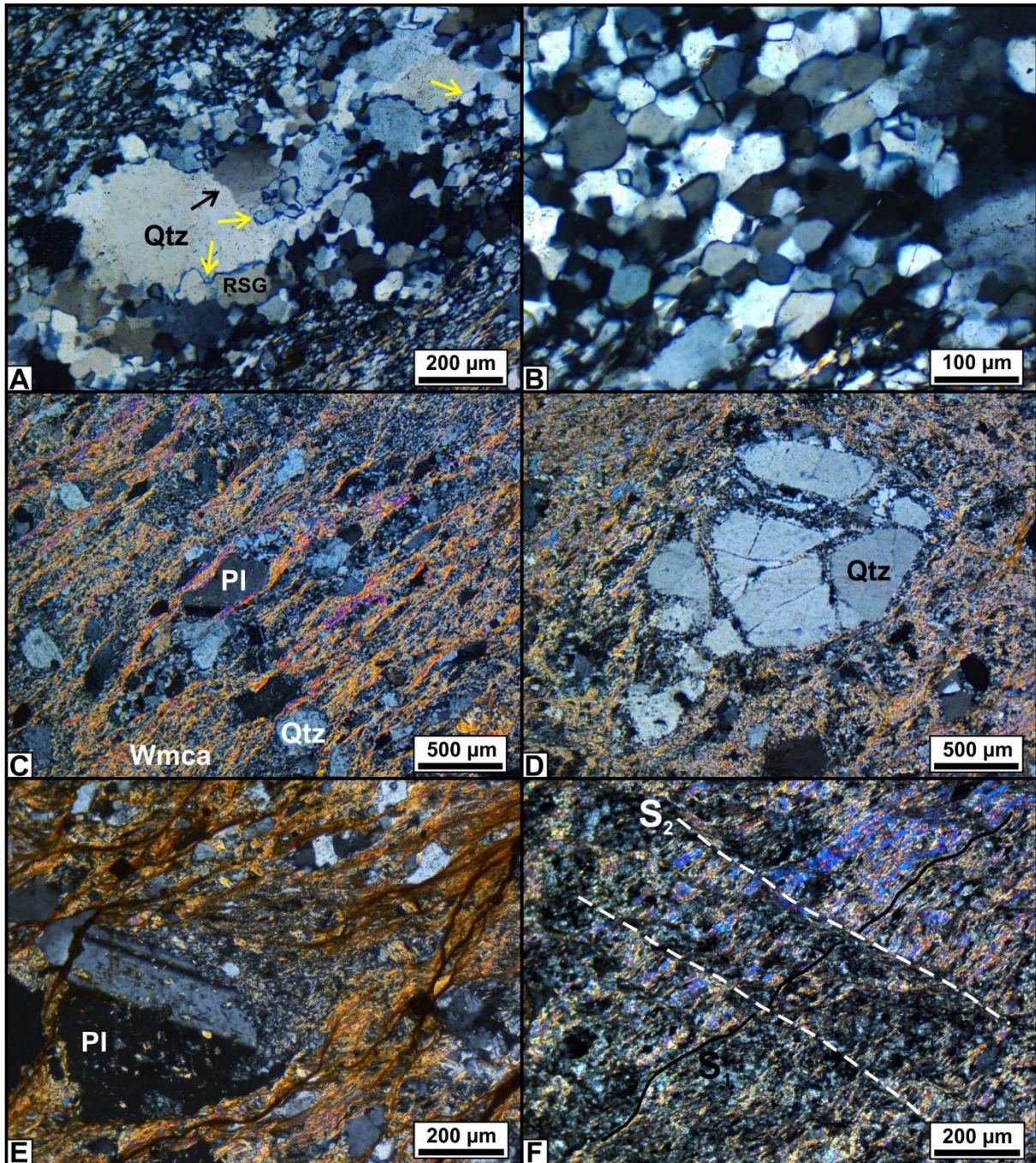


Figura III.13. A (NC). Texturas de recrystalización en metamorfitas de la Formación Lapataia fuera de la zona de cizalla de bahía Lapataia. La flecha negra indica el límite de un subgrano. Las flechas amarillas señalan bordes lobados producto de recrystalización por *bulging*. RSG: grano recrystalizado a partir de rotación de subgranos. B (NC). Detalle de la matriz de la muestra en “A”. Se destacan una textura poligonal y la presencia de pequeñas micas obstaculizando el crecimiento de los cristales de cuarzo (*mica pinning*) C - F (NC): Meta-volcaniclastitas ácidas de la Formación Lemaire con recrystalización dinámica incipiente. Pl: plagioclasa. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca.

III.4.2 Segunda fase de deformación (D₂)

Durante esta fase se produjo el plegamiento y fallamiento de los grupos litológicos productos de M₁ y M_{1D} y de las estructuras relacionadas a D₁ (Figura III.2). La Formación Lapataia presenta, a escala de afloramiento, el menor orden de plegamiento de segunda fase - F₂- reconocible, correspondiente a pliegues con longitudes de onda de escala centimétrica a métrica, ejes de plegamiento con inclinaciones hacia el NO y SE (Figura III.2, III.10 E) y vergencia predominante hacia el NE (Figura III.14 A). En la Formación Lemaire, los pliegues F₂ tienen longitudes de onda menores -centimétricas-, vergencia hacia el NE (Figura III.14 B) y ejes de plegamiento con inclinaciones al O, NO y SE (Figura III.10 F). El plegamiento de segunda fase está homogéneamente distribuido en las Formaciones Lapataia y Lemaire, con mayor desarrollo en la primera. En la Formación Yahgán, los pliegues F₂ están restringidos al entorno del contacto con la Formación Lemaire (Figura III.14 C). El plegamiento F₂ está asociado a una foliación de crenulación -S₂- (Figura III.5 E; III.6 B; III.7 F; III.8 F; III.9 E, F; III.12 A; III.13 F). La intersección de S₂ con las superficies S₁ produce una lineación de crenulación (L₂) contenida en S₁ (Figura III.14 D), cuya orientación es sub-paralela a los ejes de F₂ (Figura III.10 E). L₂ aparece tanto paralela al rumbo de S₁ como fuertemente oblicua al mismo, con ángulos de *pitch* de hasta 55° hacia el SE y SO.

III.4.2.a Zonas de cizalla frágiles/dúctiles asociadas a D₂. En los contactos entre las Formaciones Lapataia, Lemaire y Yahgán se identificaron zonas de cizalla con cataclasitas cohesivas y estructuras que reflejan condiciones de deformación frágiles/dúctiles, afectando - y por tanto posteriores a- los grupos litológicos producto de M₁ y a las estructuras D₁. Ambos contactos -tectónicos- corresponden a un corrimiento y una superficie de despegue, respectivamente (ver sección III.5.2).

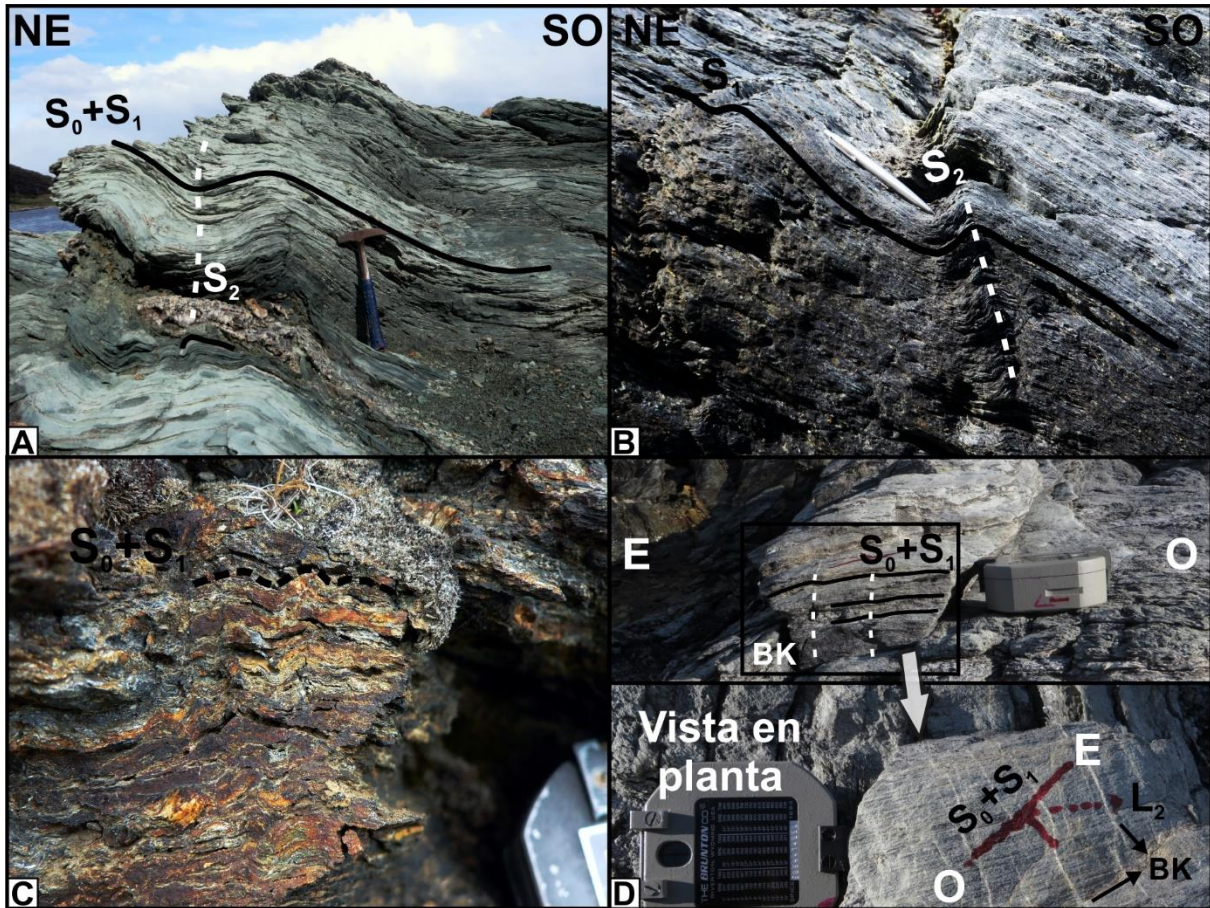


Figura III.14. Aspecto de campo de las estructuras D₂. A. Estilo de plegamiento -F₂- en esquistos cuarzo-cloríticos de la Formación Lapataia, afectando una foliación de transposición. B. Estilo de plegamiento -F₂- en pizarras de la Formación Lemaire. C. F₂ afectando una foliación de transposición en la Formación Yahgán en el entorno del contacto con la Formación Lemaire. D. Lineación de crenulación (L₂) en la Formación Lapataia, contenida en superficies de una foliación de transposición. Parte superior: vista perpendicular a S₀+S₁. Parte inferior: vista en planta aproximadamente paralela a S₀+S₁. BK: bandas *kink* (D₃). Fotografías B y C: Pablo J. Torres Carbonell.

Corrimiento Mina Beatriz. Sobre la costa del canal Beagle (al Este de Ensenada Zaratiegui y a pocos metros de la Mina Beatriz), en la zona de contacto entre las Formaciones Lapataia y Lemaire (Figura III.1, III.2), se reconoció una zona de cizalla frágil/dúctil de rumbo aproximado NNO-SSE y espesor variable -estimado entre 5 y 10 metros- con brechas y cataclasitas cohesivas (Figura III.15 A). La zona está atravesada por numerosas venas y venillas de sílice y carbonato (Figura III.15 B, C). Tanto las litologías involucradas (pizarras,

esquistos y cuarcitas) como las venillas que las atraviesan están fracturadas, con texturas cataclásticas que varían entre brechas y cataclasitas cohesivas (según un porcentaje de matriz inferior o superior al 30 %, respectivamente; c.f. Twiss y Moores, 2007; Figura III.15 B-G). La zona está afectada por un gran número de planos de falla frágiles, con orientaciones muy variables. En algunos casos se desarrollan fábricas de cizalla (estructuras “tipo S-C”), donde la foliación del protolito $-S_1-$ experimenta deflexión haciéndose asintótica hacia planos de cizalla discretos, con dirección de transporte tectónico del techo hacia el Norte (Figura III.15 A).

Despegue de bahía Cucharita. Aproximadamente 700 metros al Este de la zona de cizalla en el contacto entre las Formaciones Lapataia y Lemaire, otra zona de cizalla frágil/dúctil de aproximadamente 5 metros de espesor aflora desde la costa de bahía Cucharita hacia el Norte (Figura III.1, III.2). Esta superficie está plegada, y tiene un rumbo aproximado NNO-SSE, con dirección de buzamiento visiblemente hacia el ENE (Figura III.16 A). Constituyentes de las Formaciones Lemaire y Yahgán están brechados, presentes como clastos angulosos, inmersos en una matriz de material mecánicamente triturado y cementado con sílice (Figura III.16 B). Numerosos planos de falla discretos con orientaciones muy variables atraviesan el afloramiento en la zona de bahía Cucharita (Figura III.16 C). Algunos cientos de metros al Norte de bahía Cucharita, en un pequeño cerro aflora la misma superficie de cizalla (Figura III.16 D). En este sector, la base expuesta de la Formación Yahgán contiene un conglomerado polimíctico (ver sección III.3.3.a, Figura III.8), parcialmente involucrados en la brecha (Figura III.16 E). Al microscopio se reconocieron

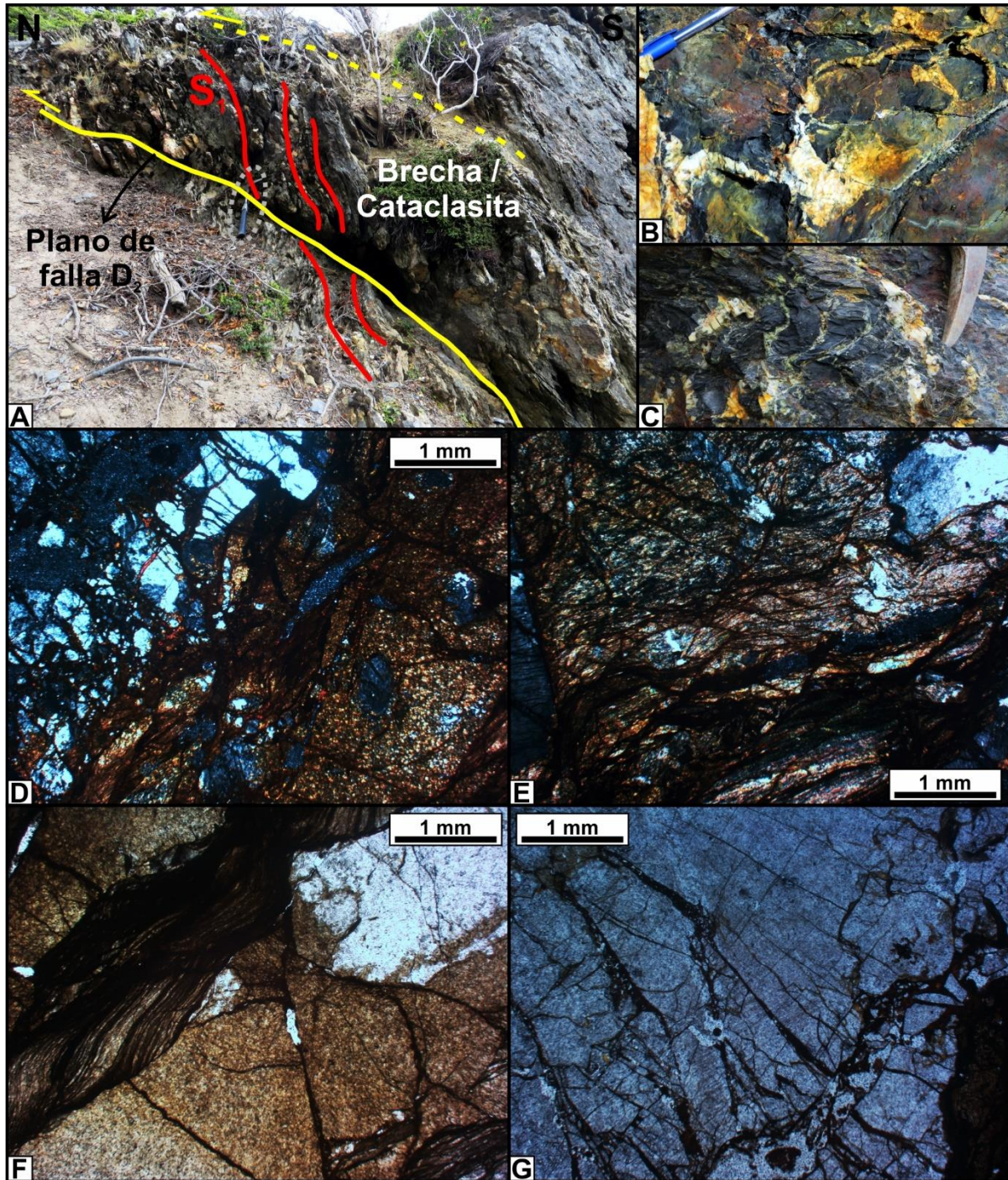


Figura III.15. Zona de cizalla frágil/dúctil en el contacto entre las Formaciones Lapataia y Lemaire al Este de ensenada Zaratiegui. A. Brechas y cataclasitas cohesivas con fábricas de cizalla (estructuras “tipo S-C”). B – C. Brechas cohesivas con clastos angulosos de pizarra rodeados por fracturas rellenas con material carbonático y silíceo. D (NC). Texturas cataclásticas en una venilla de cuarzo (izquierda) y cuarcitas del protolito (derecha). E (NC). Esquisto brechado. F (NP). Cuarcita brechada en contacto con un clasto de pizarra. G (NC). Venilla de cuarzo fracturada, con fragmentos angulosos de tamaños variable y textura en rompecabezas y una matriz muy fina de material opaco.

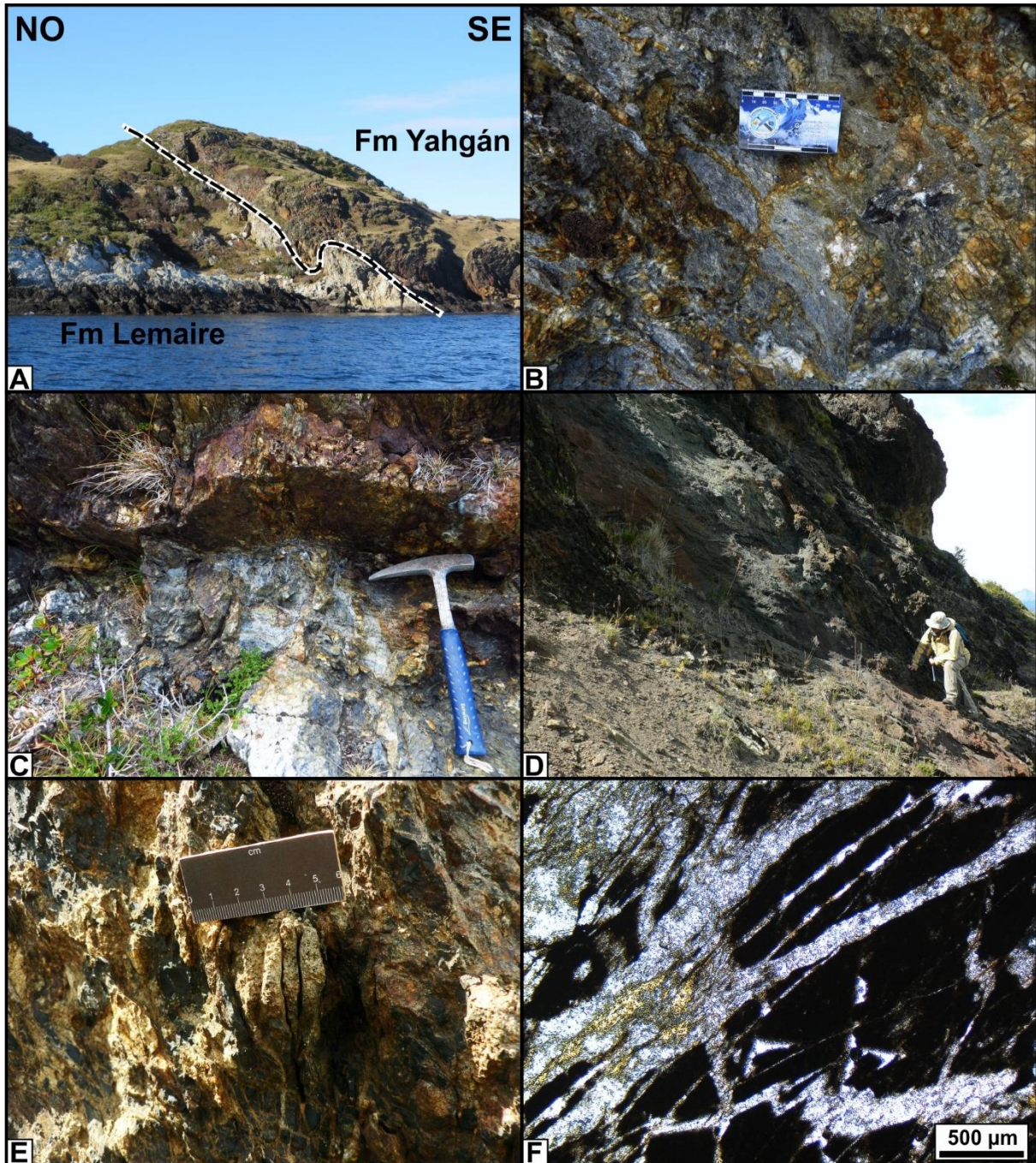


Figura III.16. Zona de cizalla frágil/dúctil en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán en bahía Cucharita. A. Superficie de despegue plegada en bahía Cucharita. B. Brecha cohesiva en bahía Cucharita. C. Plano de falla afectando la brecha cohesiva. D. Zona de cizalla al Norte de bahía Cucharita. E. Conglomerado en la base de la Formación Yahgán afectado por cataclasis. F. Fotomicrografía (NP) de brechas cohesivas con clastos de pizarra fracturados con estructura de rompecabezas al Norte de bahía Cucharita. Fotografías D - E: Pablo J. Torres Carbonell.

texturas cataclásticas afectando la matriz, con fragmentos líticos de pizarra fracturados en estructuras de rompecabezas (*jig-saw*) (Figura III.16 F). En las adyacencias de esta superficie de cizalla, las pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Yahgán presentan una foliación de transposición ($S_0 + S_1$) crenulada (Figura III.11 D, 14 C).

III.4.3 Tercera fase de deformación (D₃)

Una tercera fase de deformación produjo fallamiento y plegamiento -F₃- de los grupos litológicos de las Formaciones Lapataia y Lemaire, y las estructuras D₁ y D₂ en estos (Figura III.2). La orientación de los ejes de los pliegues F₃ es aproximadamente perpendicular a los pliegues F₂ (Figura III.2, III.10 G, H). Las estructuras D₃ son frágiles, caracterizadas por pliegues F₃ abiertos (Figura III.6 E, III.17 A, B), que en algunos sectores desarrollan geometrías tipo *kink*, ocasionalmente asociados a *gashes* (Figura III.17 C). En algunos casos, se observan relacionados a zonas de cizalla mesoscópicas, con planos de cizalla discretos que producen la deflexión de foliaciones previas (Figura III.17 D). La distribución de estas estructuras no es homogénea, sino de ocurrencia aislada. En la zona mapeada en este capítulo, los pliegues F₃ fueron identificados en las Formaciones Lapataia y Lemaire. Sin embargo, en otros sectores de la zona de tesis se han identificado afectando la Formación Yahgán.

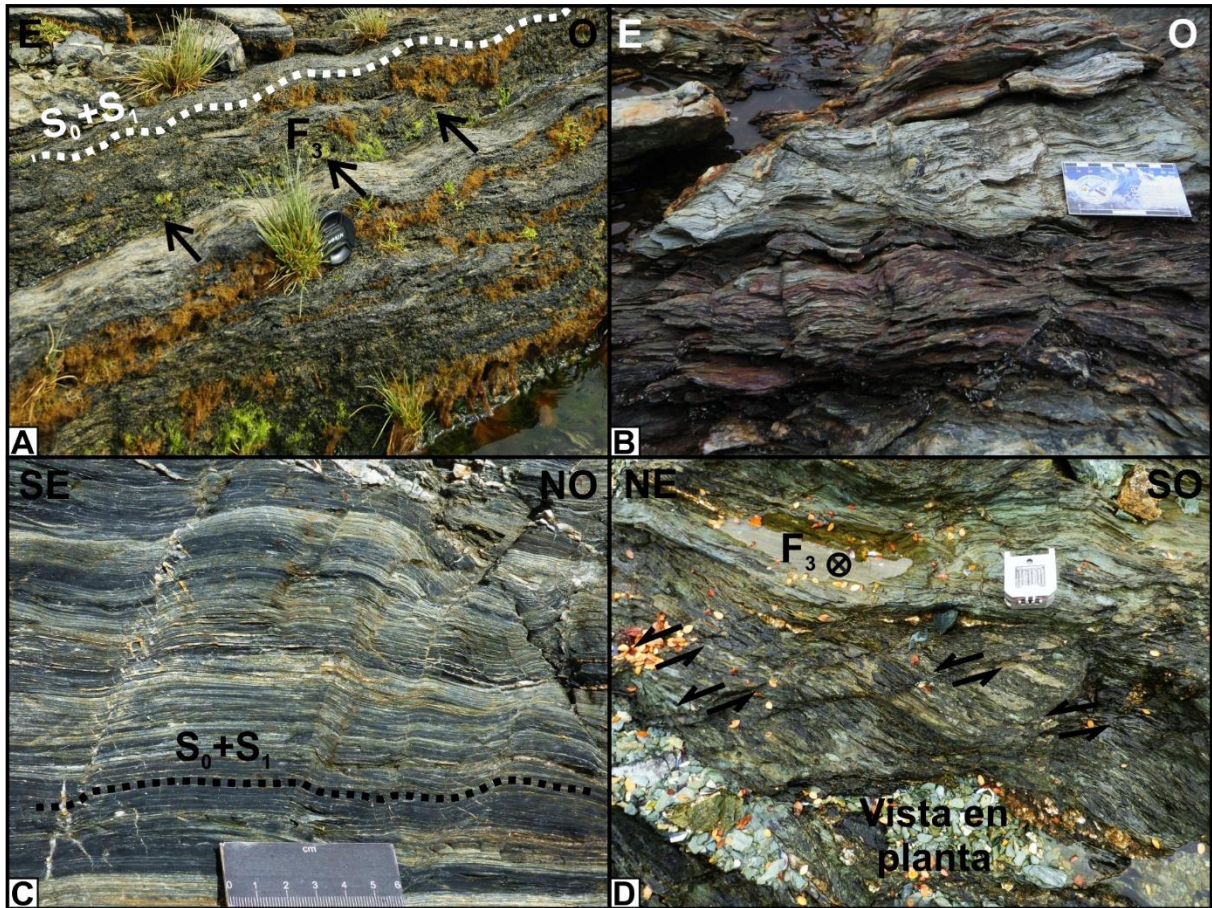


Figura III.17. Aspecto de campo de las estructuras D_3 en la Formación Lapataia. A. Pliegues F_3 abiertos al Norte de la bahía Lapataia. Fotografía: Constanza Lobo. B. Pliegues F_3 abiertos cerca de baliza Zeballos. C. Pliegues F_3 tipo *kink* y *gashes* al Sur de bahía Lapataia. D. Zonas de cizalla mesoscópicas en bahía Chica.

III.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES

III.5.1 Estratigrafía de la Formación Lapataia

Las rocas atribuidas al basamento pre-Jurásico de la CRV contienen, según Nelson et al. (1980), estructuras de basamento (D_B) desarrolladas previamente al primer evento de la orogenia andina (D_1 de esta tesis). En Cordillera Darwin, Klepeis et al. (2010) reportaron

diques graníticos de la Suite Darwin (con edades de cristalización de circones de $153,12 \pm 0,93$ Ma) intruyendo una foliación penetrativa (correlacionable con las estructuras D_B de Nelson et al. -1980-) en esquistos de basamento sobre el margen Norte del seno Ventisquero (Figura II.3). Los aportes de Klepeis et al. (2010) constituyen al presente la única evidencia con datos analíticos que apoyen la existencia de estructuras pre-Jurásicas en el basamento de la CRV. Esta observación reviste particular importancia, dado que la foliación de basamento ($S_B = D_B$) es esencialmente una foliación de transposición con pliegues intrafoliales asociados, y relacionada a metamorfismo en facies de esquistos verdes inferior, siendo difícil de diferenciarla de fábricas S_1 regionales de características similares (Nelson et al., 1980; Hervé et al., 2010; Klepeis et al., 2010). En la zona estudiada en este capítulo, Bruhn (1979) describió la estructura de la Formación Lapataia, sin mencionar fábricas pre-Jurásicas (o previas a S_1). Sin embargo, consideró que parte de los esquistos de la zona de bahía Lapataia podrían ser parte del basamento de la CRV, como interpretó en bahía Yendegaia (al Oeste de bahía Lapataia, en Chile), a partir de la identificación de pliegues pre- S_1 . El análisis estructural realizado en esta tesis -presentado en la sección III.4- reconoce, por un lado, a S_1 como la fábrica más antigua (la primera estructura en afectar el S_0) del sector Sur del Parque Nacional Tierra del Fuego; y por otro, la ausencia de estructuras que pudieran considerarse S_B (foliación de basamento).

Por otro lado, resulta problemático que algunas rocas de basamento ubicadas al Norte de Cordillera Darwin con el menor grado de metamorfismo (e.g. en bahía Parry, Figura II.3) y circones detríticos paleozoicos, consideradas basamento pre-Jurásico por Hervé et al. (2010), presentan características petrográficas y estructurales muy similares a las de la Formación Lapataia. Sería esperable que rocas paleozoicas metamorfozadas en condiciones de esquistos verdes y alejadas de la zona de mayor deformación de Cordillera Darwin (hacia el Sur) preserven fábricas pre-CRV. Sin embargo, las descripciones disponibles de estos

grupos litológicos no son concluyentes respecto a la existencia de deformación pre-cretácica (Ortiz, 2007). Más aún, estudios de geocronología llevados a cabo por Hervé et al. (2010) permitieron reconsiderar y asignar a la Formación Tobífera (equivalente a la Formación Lemaire) algunas metamorfitas previamente atribuidas a un basamento pre-Jurásico, en el sector Sur de Cordillera Darwin al Oeste de bahía Yendegaia.

En cuanto a las características petrográficas de la Formación Lapataia, existe una gran similitud entre los grupos litológicos descritos en la sección III.3 de este capítulo y unidades jurásicas descritas en Cordillera Darwin (e.g. “*coastal schists*” en Cunningham, 1995). Más recientemente, Maloney et al. (2011) realizaron una distinción entre esquistos de basamento y la Formación Tobífera, reportando en esta última paragénesis de minerales metamórficos y posibles protolitos muy similares a los descritos en la Formación Lapataia en este capítulo. Por otro lado, los protolitos reconocidos en la Formación Lapataia son semejantes a los protolitos de la Formación Lemaire en diversos sectores de los Andes Fueguinos (comparar con otros capítulos de esta tesis), donde abundan las intercalaciones entre rocas volcánicas y volcanoclásticas ácidas y básicas y sedimentitas marinas (Kranck, 1932; Bruhn, 1979; Hanson y Wilson, 1991; Olivero et al., 1997; González Guillot et al., 2016; González Guillot, 2017).

En resumen, considerando la información estructural y petrográfica existente en la bibliografía y presentada en esta tesis, surgen dos posibles escenarios para explicar la estratigrafía de la Formación Lapataia: 1) que esté constituida por rocas de basamento que no han sido afectadas por deformación pre-cretácica; o 2): que sea parte de la asociación de *rift* jurásica de la CRV, deformada con un grado metamórfico asociado levemente mayor que la Formación Lemaire durante la orogenia andina (ver la sección siguiente, III.5.2). De los argumentos expuestos, la presencia comprobada de una foliación pre-jurásica en Cordillera Darwin (Klepeis et al., 2010) -ausente en la zona de estudio de este capítulo-, la identificación de metamorfitas jurásicas en las inmediaciones de bahía Yendegaia (Hervé et

al., 2010), y las similitudes petrográficas que guarda la Formación Lapataia con la Formación Tobífera en Cordillera Darwin y la Formación Lemaire en el sector argentino de los Andes Fueguinos, apuntan, *a priori*, a la segunda hipótesis. Consecuentemente, en el mapa geológico del CCAF (Figura II.3) se extiende el límite entre rocas de basamento y metamorfitas jurásicas hacia el Oeste de bahía Yendegaia.

La afirmación de que la Formación Lapataia corresponde a un nivel estructural más profundo -respecto a la Formación Lemaire- dentro de la sucesión jurásica tiene implicancias en la interpretación estructural (Figura III.18) y de la evolución geométrica/cinemática (Figura III.19) de este segmento del CCAF. En cuanto a las evidencias que apoyan esta hipótesis, además de un grado metamórfico sutilmente más elevado en la Formación Lapataia respecto a la Formación Lemaire, estimado a partir de sus paragénesis metamórficas (secciones III.3 y III.4.1), las texturas de recristalización dinámica observadas en protolitos similares de ambas Formaciones muestran distintos grados de desarrollo. En la Formación Lapataia -fuera de la zona de cizalla de bahía Lapataia- se observaron -en los protolitos cuarzosos- estructuras de núcleo y manto con porfiroclastos de cuarzo relativamente libres de dislocaciones (incipiente extinción ondulosa), procesos de recristalización por rotación de subgranos y fábricas sub-poligonales con *mica pinning* en la matriz recristalizada. Numerosos estudios termocronológicos realizados en cuarcitas de distintas partes del mundo (Dunlap et al., 1997; Stöckhert et al., 1999) con fábricas muy similares a las de la Formación Lapataia han sido señaladas dentro del régimen 3 de Hirth y Tullis (1992), indicando temperaturas durante la deformación en el rango de 320 °C - 385 °C. Estas estimaciones son levemente superiores a los resultados de Acevedo (1995), quien determinó condiciones de temperatura de 300 °C en la Formación Lapataia cerca del lago Acigami, utilizando clorita como geotermómetro. En comparación, las texturas de recristalización registradas en la Formación Lemaire se limitan a la formación de pequeños granos recristalizados por *bulging*. Si bien no

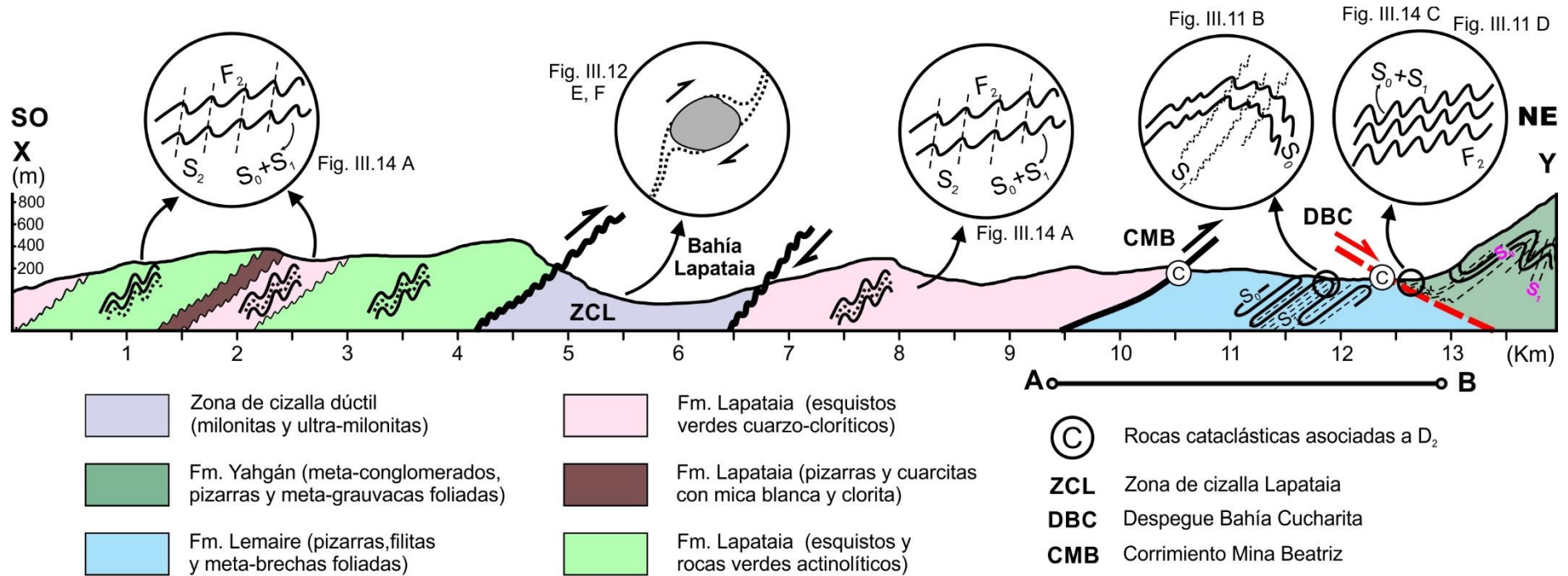


Figura III.18. Transecta geológica / estructural del sector Sur del Parque Nacional Tierra del Fuego. Ver ubicación en la Figura III.1, III.2. A-B: Ubicación de la transecta en la Figura III:19 D.

debe descartarse la posible participación de procesos de recristalización estática que confundan la interpretación del grado de recristalización dinámica ocurrido durante D_1 en la Formación Lapataia, el análisis comparativo evidencia condiciones de temperatura, y por lo tanto un nivel estructural más profundo durante esta fase de deformación. Debido a que la zona de cizalla ubicada en el contacto entre las Formaciones Lapataia y Lemaire al Este de ensenada Zaratiegui es compleja y no corresponde a un plano discreto, no se logró medir en el campo su dirección de buzamiento. No obstante, las fábricas de cizalla mesoscópicas observadas en el campo indican dirección de transporte tectónico del techo hacia el N-NE, descartándose que se trate de una falla normal, e interpretándose como un corrimiento D_2 que coloca la Formación Lapataia sobre la Formación Lemaire.

III.5.2 Evolución tectónica del CCAF en el sector Sur del Parque Nacional Tierra del Fuego

La transecta geológica / estructural de la Figura III.18 muestra la distribución y las relaciones de contacto entre las Formaciones Lapataia, Lemaire y Yahgán. Las estructuras D_1 y el pico de metamorfismo regional asociado $-M_1-$ han sido ampliamente vinculados al primer evento de cierre de la Cuenca Rocas Verdes (CRV) en este y otros sectores de los Andes Fueguinos, iniciado hacia ca. 100 Ma (Bruhn et al., 1979; Nelson et al., 1980; Kohn et al., 1993, 1995; Klepeis et al., 1994, 2010; entre otros) y relacionado a un mecanismo de obducción que involucra una fuerte componente de cizalla simple regionalmente distribuida. La Zona de Cizalla Lapataia (ZCL) representa la generación de milonitas y ultramilonitas durante un evento de metamorfismo dinámico $-M_{1D}-$ de carácter local, producido durante o poco después de la primera fase de deformación $-D_1-$. Las zonas de cizalla frágiles / dúctiles con brechas y cataclasitas cohesivas ubicadas en los contactos entre las Formaciones Lapataia

y Lemaire, y Lemaire y Yahgán, corresponden a estructuras generadas durante D₂, fase de deformación que ha sido asociada a la exhumación y enfriamiento progresivos del orógeno, con dos eventos claramente diferenciables calculados alrededor de 80 y 50 Ma en Cordillera Darwin (Nelson, 1982; Kohn et al., 1995). La similitud en la orientación de las estructuras D₁ y D₂ sugieren deformación progresiva durante los períodos temporales abarcados.

La zona de cizalla en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán fue objeto de al menos tres interpretaciones distintas. Bruhn (1979) consideró este contacto un “*tectonic slide*” con bloque de techo al Sudoeste. El término *tectonic slide* -en desuso- refiere a zonas de cizalla en condiciones dúctiles propias de cinturones metamórficos, usualmente paralelas a la estratificación y con distintas cinemáticas posibles. Olivero et al. (1997) mapearon una falla inversa con inclinación al OSO, que coloca la Formación Lemaire sobre la Formación Yahgán. Por otro lado, Torres Carbonell y Dimieri (2013) interpretaron esta zona de cizalla como una superficie de despegue regional plegada -que en la zona de bahía Cucharita buza aproximadamente al Este-, proponiendo un sistema de dúplex cuyo despegue de techo se aloja en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán. La información petrográfica y estructural presentada en este capítulo permite adherir a esta hipótesis y plantear un modelo evolutivo.

La interpretación de la evolución geométrica/cinemática que se propone para este segmento del CCAF se esquematiza en la Figura III.19. Durante D₁, la cizalla simple regional asociada al cierre de la CRV produjo plegamiento similar con una foliación de plano axial -S₁- asociada a metamorfismo dinamotérmico -M₁- de muy bajo grado en los niveles superiores (Formación Yahgán), y una foliación de transposición (S₀+S₁) asociada a metamorfismo en facies de esquistos verdes en los niveles inferiores (Formación Lapataia). La estructura de la Formación Lemaire es transicional entre estos dos extremos. Algunos sectores concentraron la deformación por cizalla simple evolucionando en zonas de cizalla

dúctiles (ZCL), durante o poco después de D₁, generando rocas miloníticas asociadas a metamorfismo dinámico -M_{1D}- (Figura III.19 A).

La continuidad de la deformación generó durante D₂ la crenulación de estructuras previas. La deformación por cizalla se concentró en algunos niveles, como en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán (Figura III.19 B). La exhumación y enfriamiento progresivo del orógeno (post-80 Ma) propiciaron la ocurrencia de procesos cataclásticos, dando lugar a zonas de cizalla frágiles/dúctiles, que funcionaron como fallas (rampas) y despegues de un sistema de dúplex (Figura III.19 C). La ubicación del despegue de piso desde donde se generaron las rampas es incierta. Es probable que esté conectado hacia el retropaís con la zona de sutura de la colisión arco-continente que involucró el cierre de la CRV (Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell y Dimieri, 2013). El avance progresivo del sistema de dúplex hacia el antepaís provocó un apilamiento antiforme -*antiformal stacking*- de las láminas de corrimiento -*horses*- del dúplex (Figura III.19 D). La íntima relación entre las estructuras D₂ y las zonas de cizalla frágiles/dúctiles (observada en diversos sectores del CCAF, ver capítulos siguientes) es, en el sector Sur del PNTDF, evidente en la Formación Yahgán, donde estas estructuras desaparecen a metros de la zona de despegue. Es probable que una reología más dúctil en la Formación Lapataia haya permitido el desarrollo más homogéneo de las estructuras F₂ dentro de las láminas de corrimiento que la involucran.

Respecto al plegamiento F₂, existe una predominancia de la inclinación de los ejes hacia el SE (Figura III.10 E, F). Este basculamiento regional de las estructuras D₂ hacia el SE podría indicar el posicionamiento de este segmento del CCAF en la culminación lateral de una antiforma regional de primer orden con continuidad hacia el NO (hacia cordillera Darwin). Una estructura de este tipo explicaría, además, el rumbo de la zona de despegue y el corrimiento descritos en este capítulo, cuya orientación original sería aproximadamente E-

O, con vergencia al Norte-Noreste, al igual que otras estructuras D_2 observadas en otros sectores el CCAF.

En este capítulo se mencionaron estructuras asociadas a una tercera fase de deformación - D_3 -. Si bien la información disponible es insuficiente para abordar conclusiones definitivas, se pueden enunciar algunas consideraciones preliminares respecto a estas estructuras: 1) presentan una distribución localizada y no homogénea. 2) pertenecen a un régimen de deformación frágil. La deflexión de foliaciones preexistentes constituye el comportamiento más dúctil observado en las estructuras D_3 . 3) Las bandas *kink* se presentan en todas las unidades, pero las zonas de cizalla se identificaron sólo en la Formación Lapataia. 4) La orientación de las estructuras D_3 es claramente no-coaxial respecto a las estructuras D_1 y D_2 . Una posible interpretación para estas estructuras es que estén relacionadas a fallamiento de rumbo regional en un régimen frágil a lo largo de los sistemas de fallas Magallanes-Fagnano y canal Beagle, que como se ha mencionado en la literatura, es evidentemente posterior a la tectónica compresiva de los Andes Fueguinos (Torres Carbonell et al., 2008; Klepeis et al., 2010). De ser así, la dirección de contracción paralela al rumbo del orógeno sugerida por la orientación de los pliegues F_3 podría relacionarse a la deflexión de trayectorias de esfuerzo máximo de SO-NE a E-O ocasionada por perturbaciones de esfuerzo en las cercanías de los sistemas de fallas de rumbo de primer orden, como sugirieron Maestro et al. (2016, 2018).

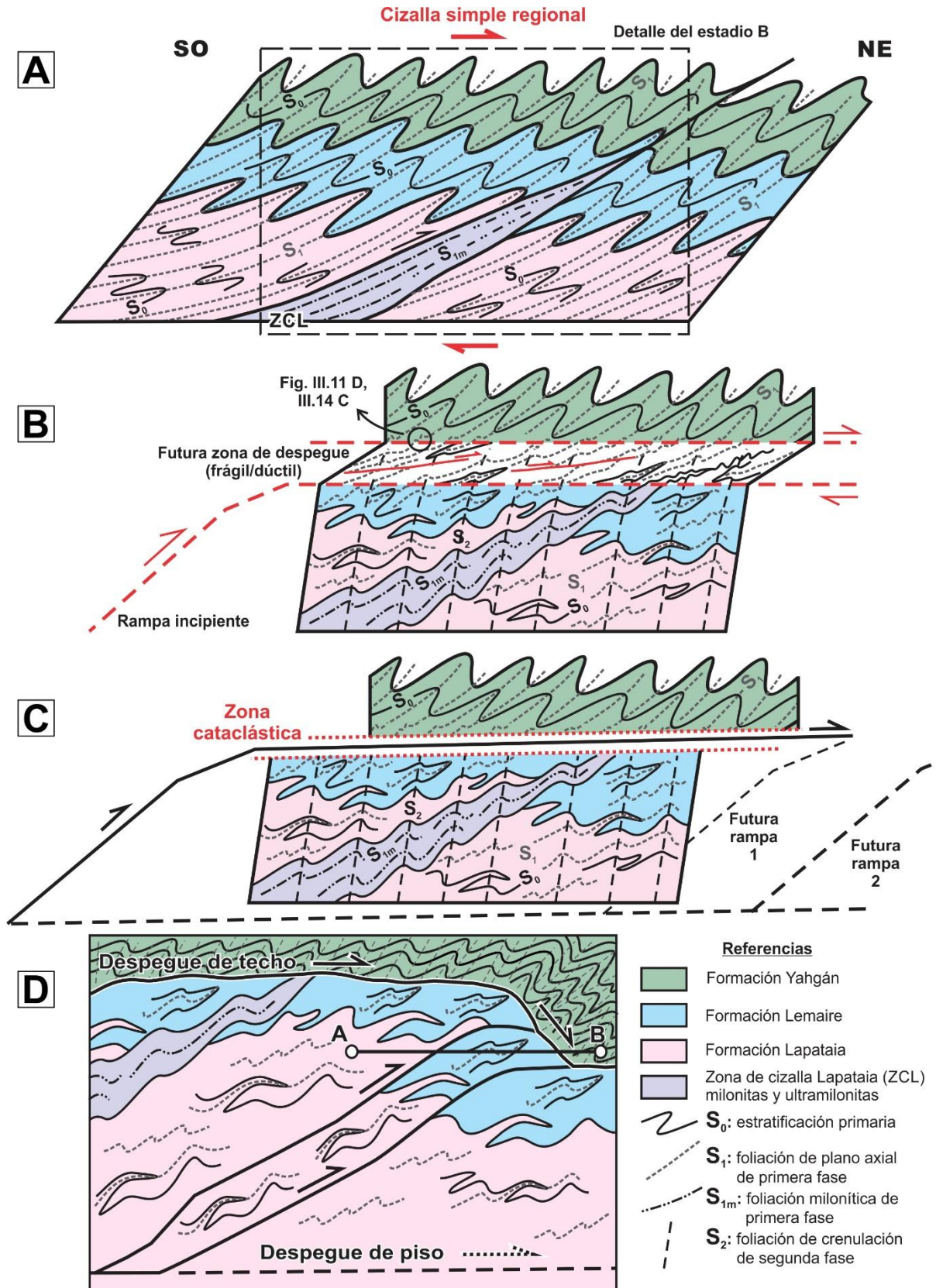


Figura III.19. Evolución geométrica/cinemática esquemática del segmento estudiado en este capítulo del CCAF. Explicación en el texto. Ubicación de la transecta A-B en la Figura III.18.

A large, steep, rocky cliff face with a person standing at the base for scale. The rock is light-colored with some reddish-brown staining. The person is wearing a dark jacket and a hat, and is looking up at the cliff. The foreground is a grassy slope.

Capítulo IV

Geología del sector
Cañadón Bianchi-Laguna del Caminante

Zona de cizalla en la base del
Gabro Puente Quemado

IV.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analiza la geología de un área ubicada en el sector Oeste de la zona de tesis, donde afloran diversas litofacies de las Formaciones Lemaire (hacia el Oeste - Noroeste) y Yahgán (hacia el Este - Sudeste). Esta última se encuentra intruída por plutonitas del Gabro Puente Quemado (GPQ; Villar et al., 2007; González Guillot et al., 2016), una unidad ígnea intrusiva con geometría aparente de filón capa y edad desconocida, alojada en los niveles inferiores de la Formación Yahgán (Figura II.1, IV.1). La información obtenida durante el trabajo de campo permite, por un lado, describir petrográficamente y clasificar los grupos litológicos correspondientes a las unidades mencionadas en este sector, permitiendo en algunos casos establecer la presencia de niveles “guía” a la escala del mapeo realizado. A su vez, se analiza la naturaleza, distribución y geometría de las estructuras penetrativas que afectan dichos grupos litológicos y el grado metamórfico de los mismos, a partir de observaciones petrográficas de sus paragénesis mineralógicas y el análisis microestructural de láminas delgadas. Adicionalmente, se presentan cálculos de la deformación interna (*strain*) en facies de la Formación Lemaire, a partir de clastos deformados (sección IV.4.4). Por otro lado, se evalúa la geología estructural de este sector en el contexto de la evolución tectónica del CCAF. La presencia de cataclasitas cohesivas en extensas zonas de cizalla frágiles/dúctiles (con morfologías irregulares y anastomosadas) indican la presencia de al menos tres corrimientos afectando la Formación Lemaire y conectando secuencia arriba con otra zona de cizalla (despegue) ubicada en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán. Las geometrías mencionadas se encuentran a su vez involucradas en una sinforma de primer orden, cuyo eje se proyecta hacia el Sudeste hasta la costa del Canal Beagle en las cercanías de la ciudad de Ushuaia (Bruhn, 1979; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Figura II.1). Las orientaciones de los contactos litológicos y las estructuras observadas

en el sector Cañadón Bianchi – Laguna del Caminante corroboran la presencia de esta estructura regional, posiblemente exponiendo aquí una zona de “nariz” o culminación lateral.

IV.2 ANTECEDENTES

Los antecedentes geológicos directamente relacionados al sector tratado en este capítulo son escasos. González Guillot et al. (2016, su Figura 9) estudiaron un área que coincide parcialmente con la zona abarcada en el mapa geológico de la Figura IV.1, reconociendo en la Formación Lemaire meta-lutitas, meta-areniscas, meta-grauvacas, meta-conglomerados, pórfidos riolíticos y diabasas (de plagioclasa y piroxeno). En dicho trabajo, los autores mapearon afloramientos discontinuos del GPQ desde las inmediaciones de la Laguna del Caminante hacia el Sur, hasta la Estación del Tren del Fin del Mundo (Figura I.5), siempre en contacto intrusivo con la Formación Yahgán (pizarras), además de señalar características petrográficas y químicas que permiten diferenciar al GPQ de los términos básicos de la Formación Lemaire, ampliamente distribuidos en otros sectores del orógeno. Cabe destacar que, de acuerdo con lo reportado por los autores mencionados y los resultados expuestos en este capítulo, las rocas del GPQ exhiben una foliación tectónica de características y orientación que sugieren atribuirla a S_1 , foliación asociada a la primera fase de deformación del CCAF (ca. 100 Ma). Por lo expuesto, si bien se desconoce la edad absoluta del GPQ, se asume que su intrusión debió ser previa a este evento. El contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán en este sector ha sido indicado como una zona de despegue (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; González Guillot et al., 2016), por correlación lateral con la superficie de cizalla ubicada en el entorno del contacto entre dichas unidades, verificada en otros sectores del orógeno (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Cao et al., 2018; capítulos III, V). No obstante, al momento de elaboración de esta tesis, la presencia de una

zona de cizalla consistente con un despegue entre las Formaciones Lemaire y Yahgán no había sido verificada en el sector Cañadón Bianchi – Laguna del Caminante, ni descripta en detalle. La presencia de una sinforma de primer orden, con eje Noroeste-Sudeste que se extiende desde la ciudad de Ushuaia hacia el Noroeste hasta el sector del Cañadón Bianchi y posiblemente hasta el sector del Río Pipo – Cañadón del Toro (Figura I.5, II.1, IV.1) ha sido previamente indicada por otros autores (e.g. Bruhn, 1979; Torres Carbonell y Dimieri, 2013).

IV.3 ESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR LAGUNA DEL CAMINANTE – CAÑADÓN BIANCHI

En esta sección se describen las características petrográficas observadas en el campo, en muestra de mano y lámina delgada; así como estructuras primarias (inherentes al protolito) y grados metamórficos (a partir del reconocimiento de minerales metamórficos índice de metamorfismo regional). De esta manera, se caracterizan y clasifican a continuación los grupos litológicos observados en las Formaciones Lemaire y Yahgán, junto con los filones capa del Gabro Puente Quemado (GPQ) expuestos en este sector (Figura IV.1).

IV.3.1 Formación Lemaire

Las litologías reconocidas en la Formación Lemaire comprenden esquistos verdes con clorita y epidoto (meta-basitas), esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita (meta-sedimentitas), pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas), filitas (meta-volcaniclastitas ácidas) y meta-conglomerados foliados; posicionados estratigráficamente debajo de la Formación Yahgán y el GPQ (Figura IV.1).

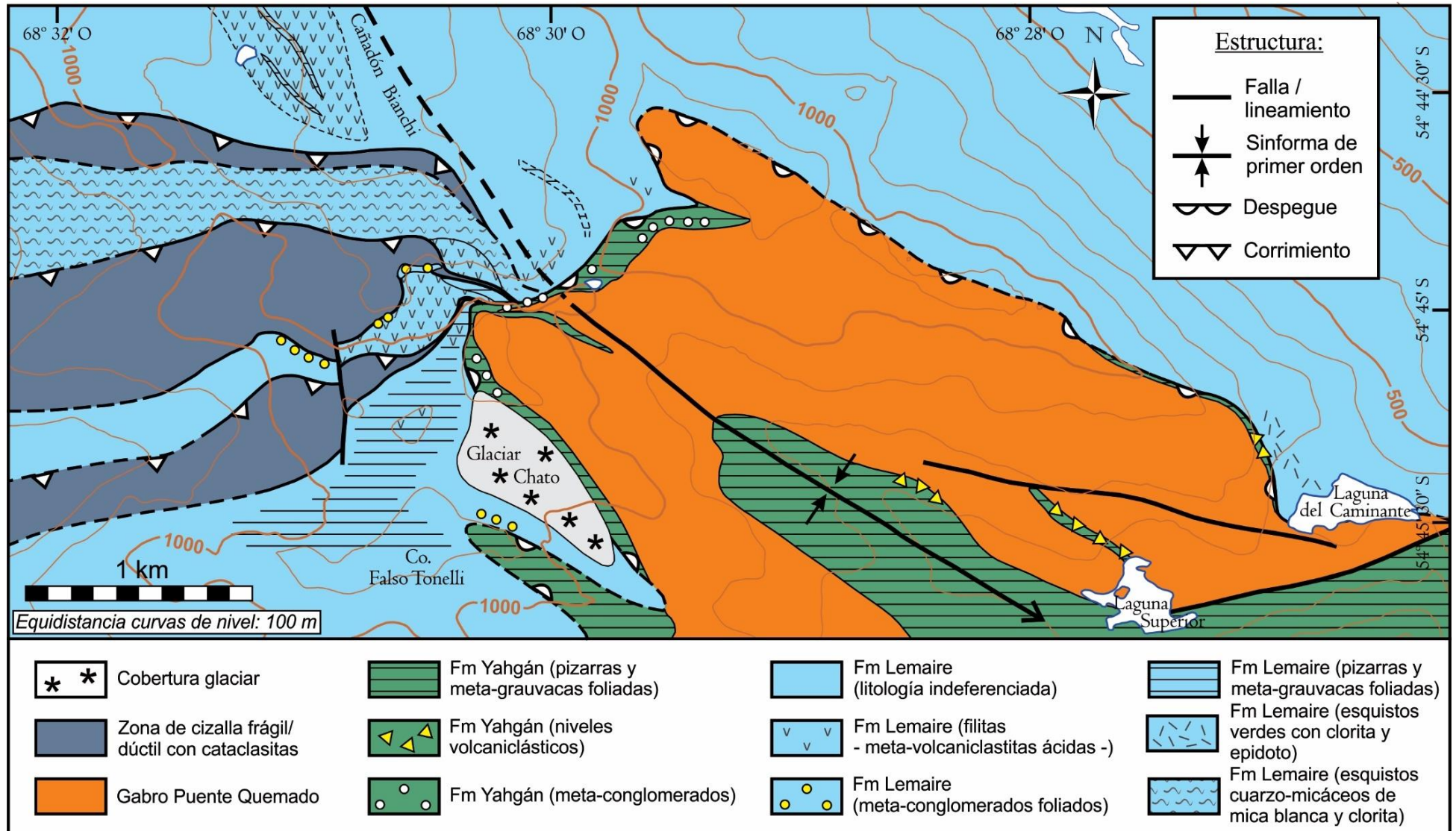


Figura IV.1. Mapa geológico/estructural del sector Laguna del Caminante – Cañadón Bianchi. Las líneas punteadas indican contactos o estructuras inferidos.

IV.3.1.a Esquistos verdes con clorita y epidoto (meta-basitas). Este grupo litológico fue identificado inmediatamente al Norte de la Laguna del Caminante, a escasos metros del contacto con la Formación Yahgán y el GPQ; desconociéndose su resolución lateral hacia el Noroeste y Noreste, sectores que no fueron mapeados en detalle (Figura IV.1, IV.2). En muestra de mano la roca es de color verde oscuro, presenta una foliación tectónica

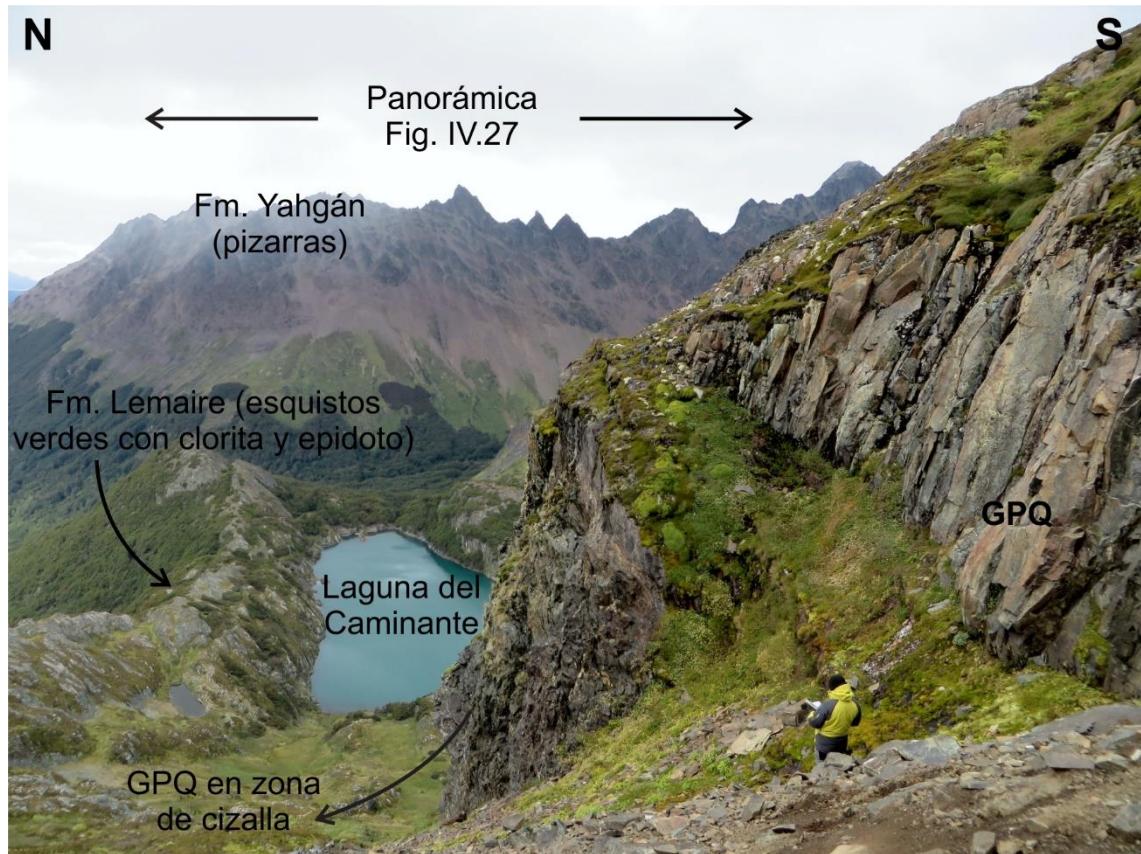


Figura IV.2. Esquistos verdes con clorita y epidoto de la Formación Lemaire, aflorando sobre la margen Norte de la Laguna del Caminante, por debajo de la zona de cizalla que involucra parcialmente al GPQ. Fotografía tomada desde la ubicación indicada en la Figura IV.22.

(S_1) de tipo esquistosidad fina, con buen desarrollo y levemente anastomosada; y amígdalas, levemente aplastadas paralelas a S_1 y rellenas con calcita. Al microscopio se destaca una alteración muy pervasiva que ocasionó el reemplazo de gran parte de los minerales del protolito por calcita, mineral que además ocupa el espacio de relleno de las vesículas o amígdalas del protolito. La foliación S_1 es espaciada disyuntiva, levemente anastomosada o

moderadamente irregular, y está principalmente definida por cristales de clorita orientados, además de bandas de disolución por presión y la reorientación de cristales de plagioclasa relícticos muy alterados, parcialmente reemplazados por calcita, titanita y epidoto (Figura IV.3). La intensa deformación y alteración del protolito hacen difícil su clasificación.

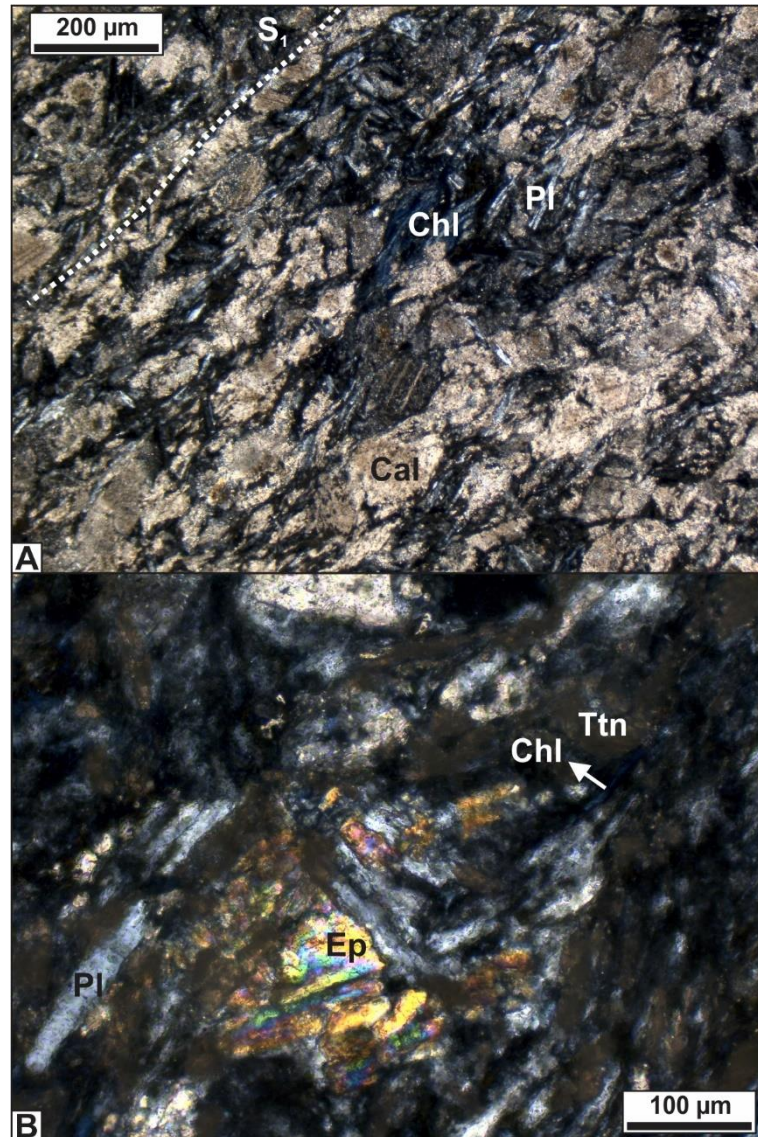


Figura. IV.3. Fotomicrografías (nicoles cruzados -NC-) de esquistos verdes con clorita y epidoto de la Formación Lemaire. Chl: clorita. Pl: plagioclasa. Cal: calcita. Ttn: titanita. Ep: epidoto.

Se identificaron cristales relícticos de plagioclasa, aciculares y prismáticos definiendo una textura pilotáxica ocasionalmente reconocible (reorientada por efecto de la deformación). En sectores aledaños a los mapeados en esta tesis, González Guillot et al. (2016) describieron

petrográficamente facies similares de la Formación Lemaire, reconociendo plagioclasa albitizada y piroxeno (augita) como sus principales constituyentes, y clasificando sus protolitos como diabasas. Aún sin ser reconocibles los mafitos (por deformación, metamorfismo y posiblemente alteración) en las muestras estudiadas, se puede considerar, a partir de las características antes mencionadas (textura pilotáxica, presencia de vesículas) y en comparación con los estudios previos realizados en la zona, un protolito volcánico básico.

La paragénesis de minerales metamórficos observada es: clorita + epidoto + titanita (grumosa) + cuarzo + plagioclasa ± zoisita-clinozoisita. La paragénesis reconocida, sumada a que fue verificada la presencia de actinolita como mineral metamórfico en metabasitas del mismo sector (González Guillot, com. pers. 2018) es consistente con un grado metamórfico de sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior.

IV.3.1.b Esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita (meta-sedimentitas).

Este grupo litológico de la Formación Lemaire fue reconocido en el sector del Cañadón Bianchi, siendo niveles estratigráficos en los que se desarrollan parcialmente zonas de cizalla frágil/dúctiles de gran extensión (Figura IV.1). Alejándose de las zonas donde predomina una intensa cataclasis, las rocas de este grupo presentan evidencias de cizalla de menor desarrollo. El aspecto macroscópico de las rocas que lo componen (Figura IV.4 A) es de metamorfitas esquistosas, con una conspicua foliación que alterna láminas blanquecinas cuarzo-feldespáticas con niveles micáceos grisáceos a verdosos. La foliación tectónica (S_1) transpone la estratificación original del protolito (S_0), y a su vez está fuertemente replegada por efecto de la segunda fase de deformación (pliegues F_2), y afectada por abundantes microfracturas de cizalla que le otorgan el carácter cataclástico (ver sección IV.4.2.a). Al microscopio se reconocen delgadas capas compuestas por cuarzo y plagioclasa detríticos (S_0) -a menudo con

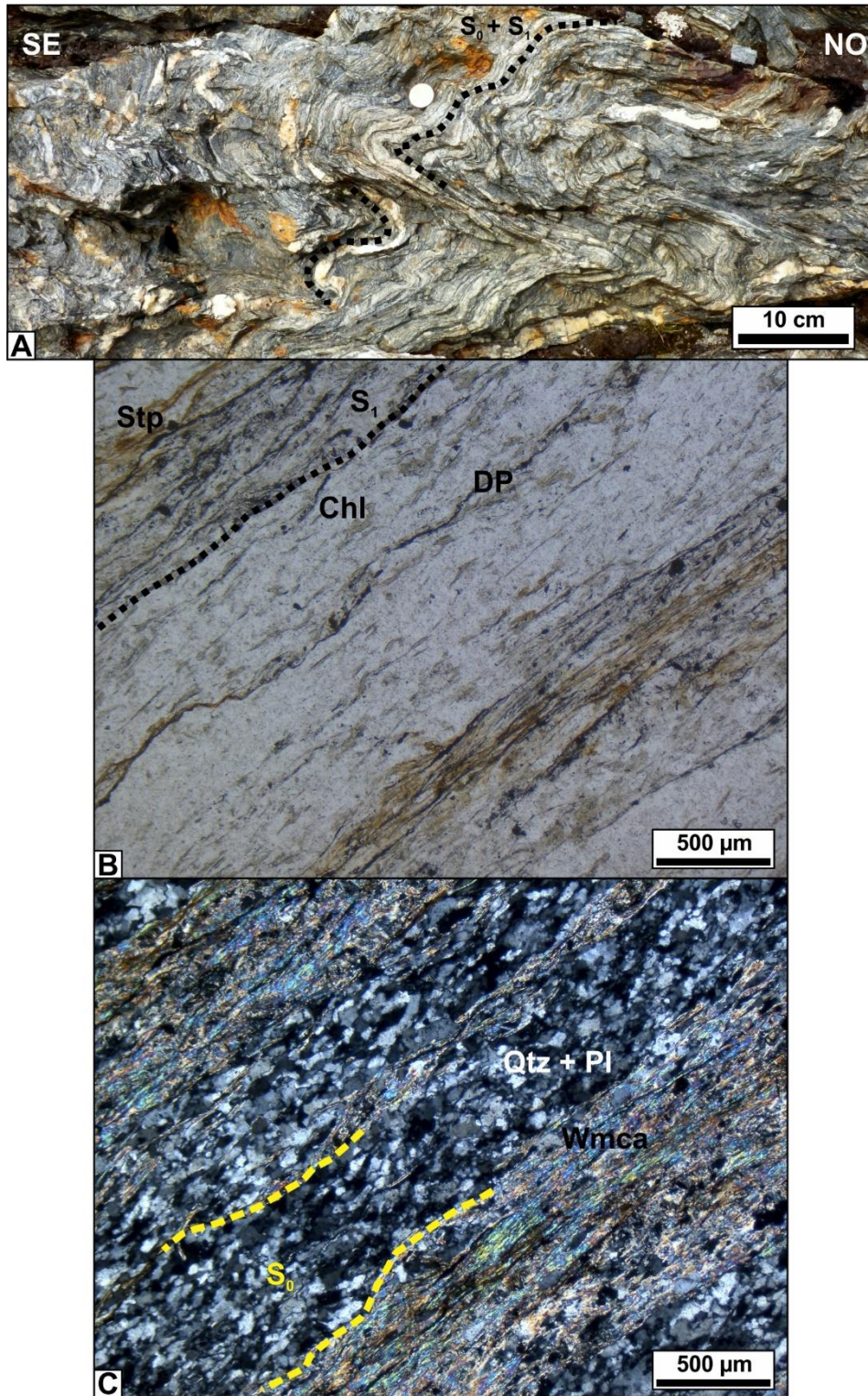


Figura IV.4. Aspecto de campo (A) y fotomicrografías (B, nicols paralelos -NP-; C, nicols cruzados -NC-) de esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita de la Formación Lemaire. Stp: estilpnomelano. Chl: clorita. DP: bandas de disolución por presión. Qtz: cuarzo. Pl: plagioclasa. Wmca: mica blanca.

contactos lobados o suturados entre los clastos- con clorita y mica blanca metamórficas intercrecidas en la estratificación sedimentaria; y dominios micáceos donde la foliación es continua, definida por mica blanca, clorita, estilpnomelano, cuarzo y plagioclasa (con maclas polisintéticas deformadas definiendo geometrías en cuña); orientados según S_1 (Figura IV.4 B, C). Otros minerales reconocidos son circón, allanita, pirita y minerales opacos. Superficies de disolución por presión con abundante material opaco también se disponen paralelas a S_1 .

La paragénesis metamórfica es: mica blanca + clorita + estilpnomelano (tanto fibroso como en “haces” -grupos radiales- o cristales tabulares) + cuarzo + plagioclasa. La paragénesis de minerales metamórficos indicada es consistente con facies de sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior en metapelitas.

IV.3.1.c Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas). Intercalados dentro de la secuencia estratigráfica que exhibe la Formación Lemaire en el sector del Cañadón Bianchi afloran niveles -de relativamente pequeño espesor respecto a las litologías circundantes- de metasedimentitas que alternan rítmicamente capas o láminas de pizarra (metapelitas) y metagrauvacas (metapsammitas) muy bien estratificadas (Figura IV.5). En el campo se pudo observar gradación granulométrica normal en estos depósitos (Figura IV.5 A), además de estructuras sedimentarias de tipo *flame* en la base de cada banco, indicando deformación por carga en sedimentos no consolidados saturados en agua (deformación sinsedimentaria), características consistentes con secuencias turbidíticas. Al microscopio, los niveles psammíticos (metagrauvacas foliadas) presentan clastos detríticos de cuarzo (con extinción ondulosa y en parches; y subgranos y colas de recristalización por *bulging*), plagioclasa (con maclas de deformación -en cuñas-, extinción ondulosa y recristalización por *bulging* incipiente en los bordes), agregados de cuarzo policristalino y litoclastos de pizarra

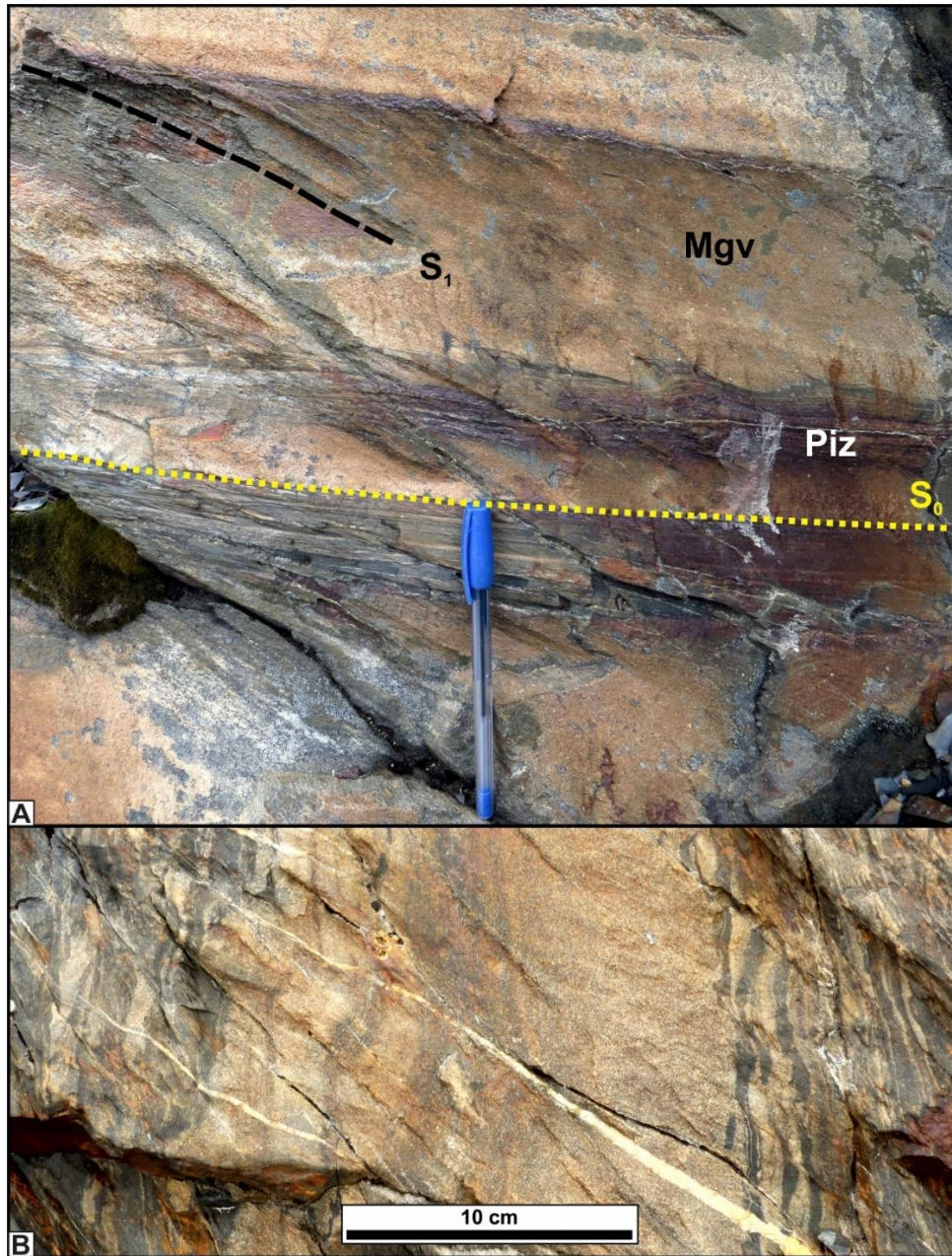


Fig. IV.5. Pizarras (Piz) y meta-grauvacas foliadas (Mgv) de la Formación Lemaire.

(Figura IV.6). Estos últimos, dispuestos sin una orientación preferencial, presentan una foliación previa a S_1 que en el caso de yacer a alto ángulo o perpendicular a esta, muestra microplegamiento (Figura IV.6 C). El origen de esta foliación pre- S_1 , si bien no pudo ser determinado con precisión, podría corresponder al S_0 del protolito; es decir, ser una foliación primaria paralela a S_0 debida a metamorfismo de soterramiento -contiene mica blanca

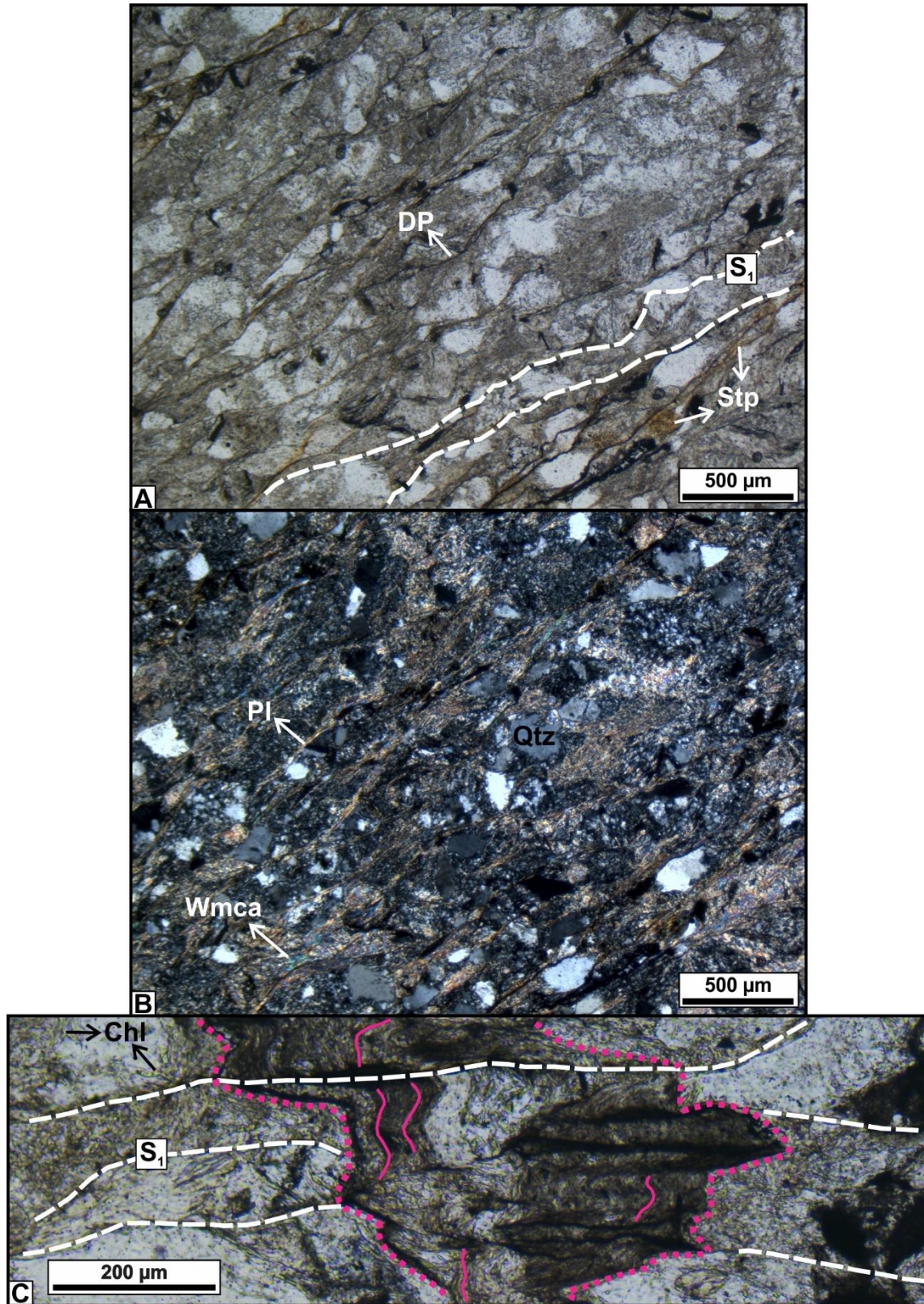


Fig. IV.6. Fotomicrografías (A, C: nicols paralelos; B: nicols cruzados) de meta-grauvacas foliadas de la Formación Lemaire. DP: bandas de disolución por presión. Stp: estilpnomelano. Pl: plagioclasa. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Chl: clorita.

y clorita probablemente metamórficas-, o provenir de la erosión de un basamento deformado pre-Jurásico Superior. También se reconocieron circones detríticos.

La foliación de las metagrauvasas foliadas es espaciada -disyuntiva- anastomosada, definida por mica blanca, clorita (muy fina, intercrecida con la mica blanca), estilpnomelano fibroso y planos de disolución por presión con material opaco; además de cuarzo y plagioclasa metamórficos con *grain shape preferred orientation* -GSPO- (orientación preferencial de forma de granos-) paralela a la foliación tectónica.

La paragénesis metamórfica observada es mica blanca + clorita + estilpnomelano + titanita (grumosa) + cuarzo + plagioclasa ± epidoto; consistente con facies de sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior.

IV.3.1.d Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas). Constituyen niveles de metamorfitas foliadas, micáceas, expuestas en el Cañadón Bianchi intercaladas entre otras litologías de la Formación Lemaire (Figura IV.1). En algunos casos constituyen potentes paquetes bien estratificados -con S_0 visible- de meta-volcaniclastitas ácidas de grano fino, probablemente derivadas de un protolito tobáceo a lapillítico (Figura IV.7 A). Se incluyen también en este grupo litológico delgados niveles de filitas intercalados en sucesiones de pizarras, produciéndose en estos casos refracción de S_1 por diferencias reológicas en los protolitos (Figura IV.8 A). Al microscopio se reconocieron cristaloclastos de cuarzo (subhedrales con extinción relámpago a ondulosa), agregados de cuarzo policristalino y cristaloclastos de plagioclasa y feldespato alcalino, rodeados por una matriz de granos de cuarzo y feldespatos de menor tamaño. Estos se consideran constituyentes del protolito, que pueden formar delgados microlitones de grano fino separados por dominios de clivaje que definen S_1 ,

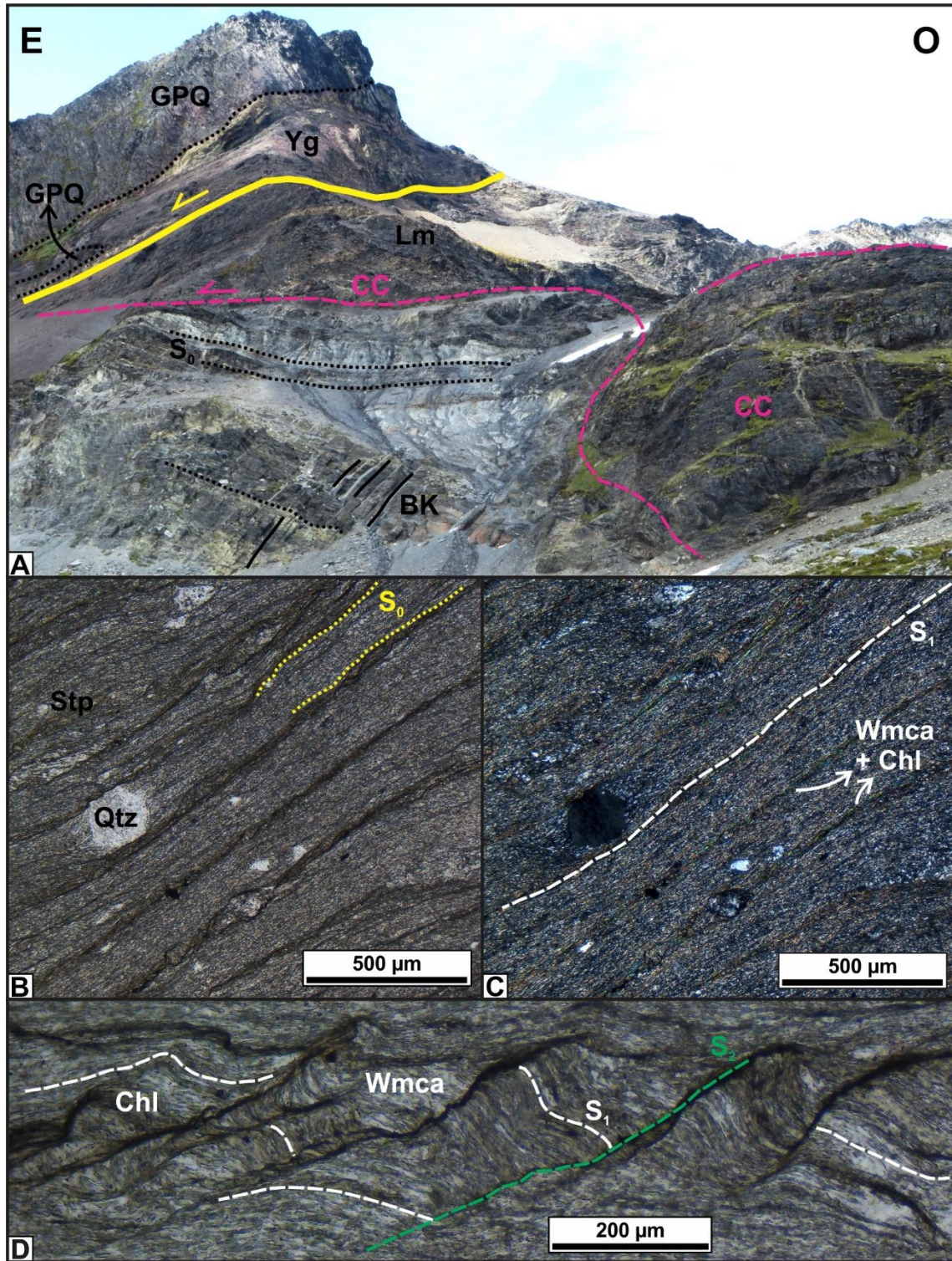


Fig. IV.7. A. Meta-volcaniclastitas ácidas bien estratificadas de la Formación Lemaire. BK: bandas *kink*. GPQ: Gabro Puente Quemado. Yg: Formación Yahgán. Lm: Formación Lemaire. CC: cataclasitas. Zonas de cizalla: en amarillo despegue y en magenta corrimiento; ver sección IV.4.2.a y IV.5. Ubicación de la fotografía en la Figura IV.33 A. B (NP) y C (NC): filitas de la Formación Lemaire. D. Detalle de la foliación de crenulación. Stp: estilpnomelano. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Chl: clorita.

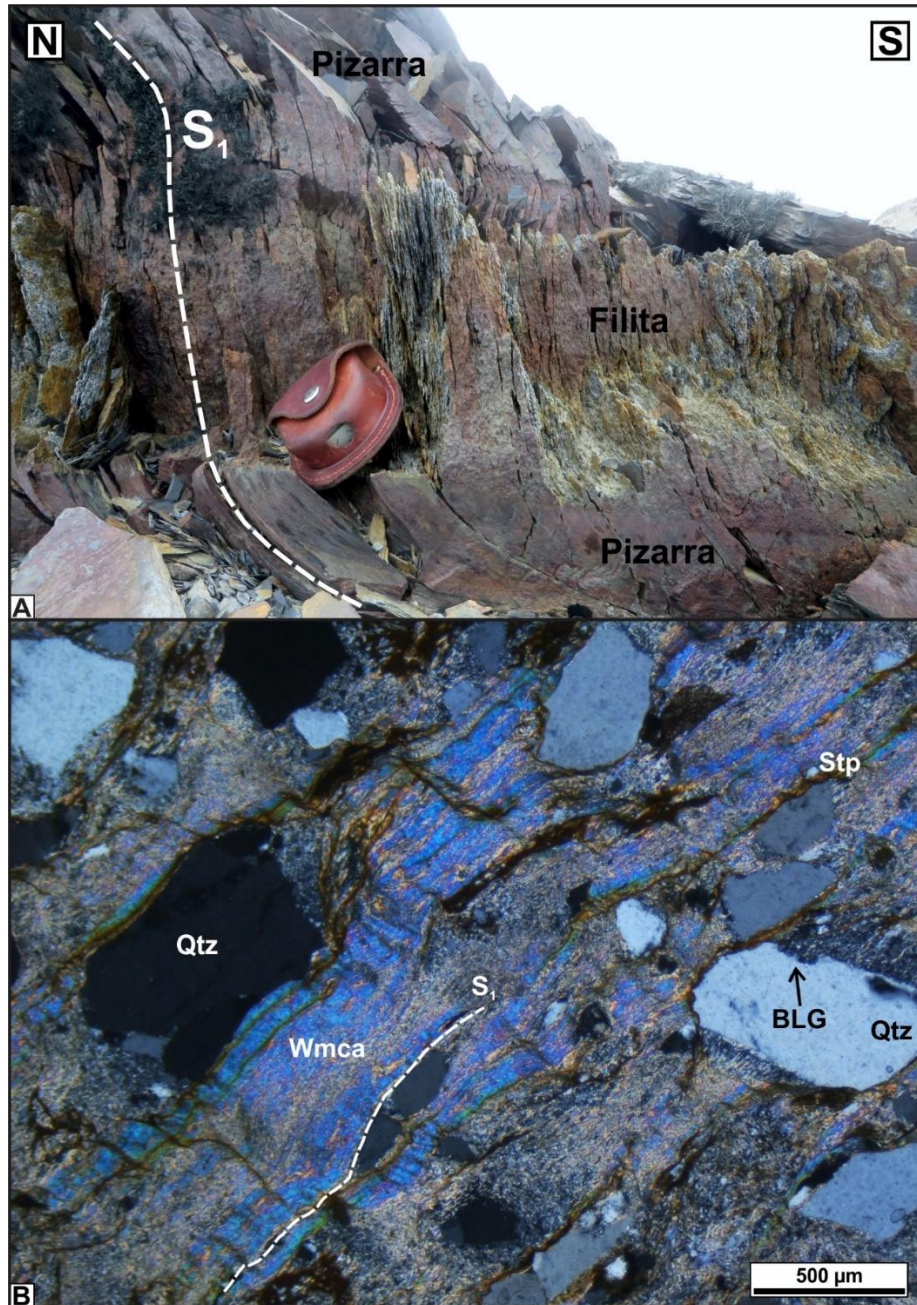


Fig. IV.8. A. Refracción de S_1 en niveles de filitas intercalados entre pizarras de la Formación Lemaire. B. Fotomicrografía (NC) de filitas de la Formación Lemaire. Qtz: cuarzo. Stp: estilpnomelano. Wmca: mica blanca. BLG: *bulging*.

la cual se encuentra a su vez crenulada, con micropliegues asociados a una foliación de crenulación (S_2) (Figura IV.7 B-D). En otros casos, los cristaloclastos son de mayor tamaño y se encuentran orientados y envueltos por la foliación, siendo difícil reconocer la orientación de S_0 (Figura IV.8 B). Los porfiroclastos suelen presentar recristalización dinámica (*bulging*)

muy incipiente en sus bordes (Figura IV.8 B). S_1 es espaciada -disyuntiva-, de geometría suave o anastomosada, dependiendo el tamaño de los clastos relícticos del protolito, que imponen curvaturas en la foliación. En todos los casos está definida por mica blanca, clorita y estilpnomelano fibroso. S_2 es una foliación de crenulación asimétrica que varía entre zonal y discreta, definida principalmente por material opaco producto de disolución por presión y el crecimiento de estilpnomelano, fundamentalmente a lo largo de los limbos cortos de los pliegues de crenulación. Geometrías ahusadas compuestas por clorita, estilpnomelano y material opaco se interpretan como posibles *fiamme*, deformados y alterados (Figura IV.9).

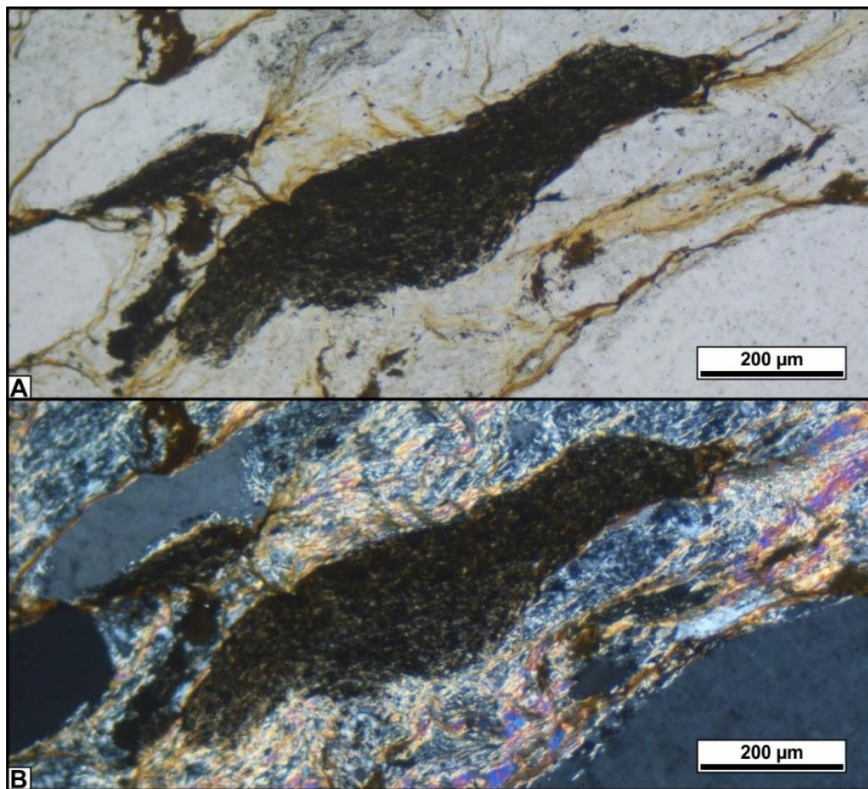


Fig. IV.9. Fotomicrografías (A: NP y B: NC) de *fiamme* en filitas de la Formación Lemaire.

La paragénesis de minerales metamórficos es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + cuarzo + plagioclasa, consistente con facies de sub - esquistos verdes a esquistos verdes inferior.

IV.3.1.e Meta-conglomerados foliados. En el sector del Cañadón Bianchi, interestratificados en los protolitos sedimentarios y volcánoclasticos de la Formación Lemaire, afloran niveles conglomerádicos de algunas pocas decenas de metros de espesor (Figura IV.1, IV.10). Se identificaron ortoconglomerados clasto-soportados oligomícticos (según la clasificación de conglomerados epiclasticos propuesta por Pettijohn, 1949, 1957), con predominio de clastos redondeados y bien redondeados (y en menor proporción subangulosos), pobremente seleccionados -tamaño de los constituyentes variable entre grava mediana y gruesa- (Figura IV.10 A, B). La geometría aparente de las capas conglomerádicas

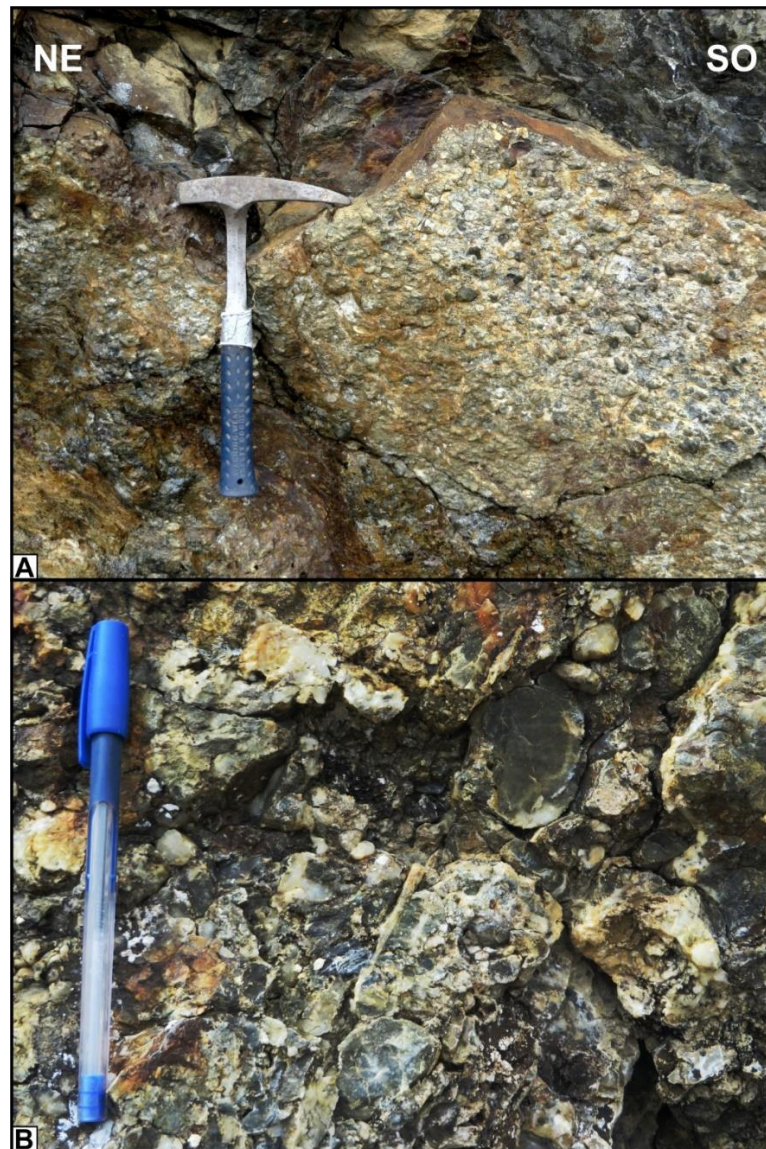


Fig. IV.10. Aspecto de campo de meta-conglomerados de la Formación Lemaire.

es lenticular y con poca continuidad lateral (Figura IV. 33). Al microscopio, se reconoció una predominancia de clastos de agregados monocristalinos y policristalinos de cuarzo -con subgranos producto de deformación cristaloplástica- (Figura IV.11 A), y clastos de grauvaca y pizarra en menor proporción (Figura IV.11 B). Los constituyentes de grauvaca están

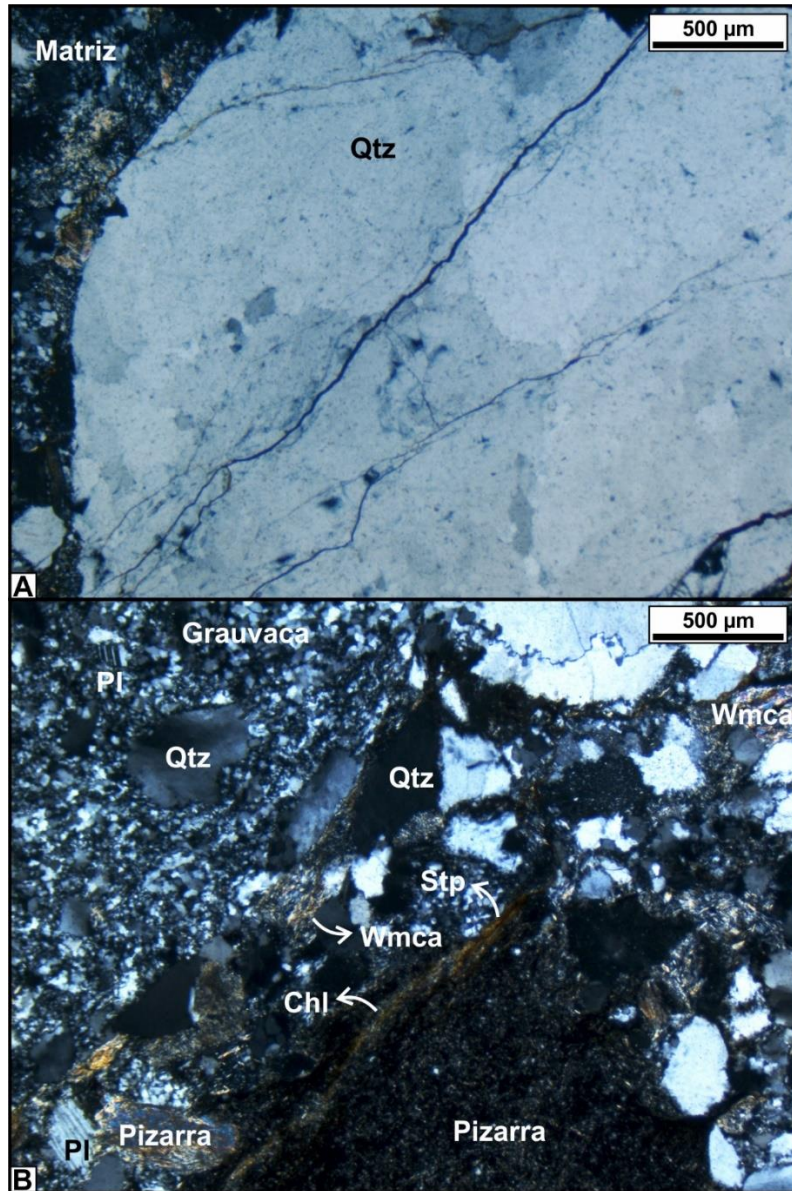


Fig. IV.11. Fotomicrografías (A: NP, B: NC) de meta-conglomerados de la Formación Lemaire. Qtz: cuarzo. Stp: estilpnomelano. Wmca: mica blanca. Chl: clorita. Pl: plagioclasa.

compuestos por clastos de cuarzo y plagioclasa sub-angulosos, inmersos en una matriz cuarzo-feldespática. Las pizarras están compuestas por filosilicatos (sericita), cristales muy

pequeños de cuarzo y material opaco, probablemente carbonáceo. La matriz del conglomerado es de tamaño arena, compuesta por detritos sub-angulosos de cuarzo, plagioclasa y pequeños clastos de pizarra. La foliación tectónica está definida por el crecimiento bien orientado de mica blanca, estilpnomelano fibroso y clorita subordinada.

IV.3.2 Formación Yahgán

En el sector Laguna del Caminante-Cañadón Bianchi, la base expuesta de la Formación Yahgán (en contacto tectónico con la Formación Lemaire, ver sección IV.4.2.a) exhibe una sucesión sedimentaria de meta-conglomerados polimícticos y pizarras (con niveles intercalados de meta-grauvacas), intruída por filones capa del Gabro Puente Quemado (GPQ). Se reconocieron, asimismo, niveles volcániclasticos (el término “volcániclastico” aplicado en un sentido amplio, a fines descriptivos y sin connotación genética; cf. McPhie et al., 1993) de material tobáceo, lapillítico y brechoso, espacialmente acotados a niveles de la Formación Yahgán aflorantes en las inmediaciones de las Lagunas del Caminante y Superior (Figura IV.1).

IV.3.2.a Meta-conglomerados. Afloran en el sector del Cañadón Bianchi, intercalados con pizarras, e intruidos por filones capa del GPQ (Figura IV.12 A). Se clasifican como ortoconglomerados clasto-soportados polimícticos con clastos sub-angulosos a sub-redondeados de diversa composición (Figura IV.12 B). En el campo se reconocieron clastos de composición cuarzosa, componentes de posibles rocas volcánicas (verdosos), de pizarra y de rocas sedimentarias. Al microscopio, se analizó una muestra donde se identificaron clastos mono y policristalinos de cuarzo, clastos líticos de pizarra y

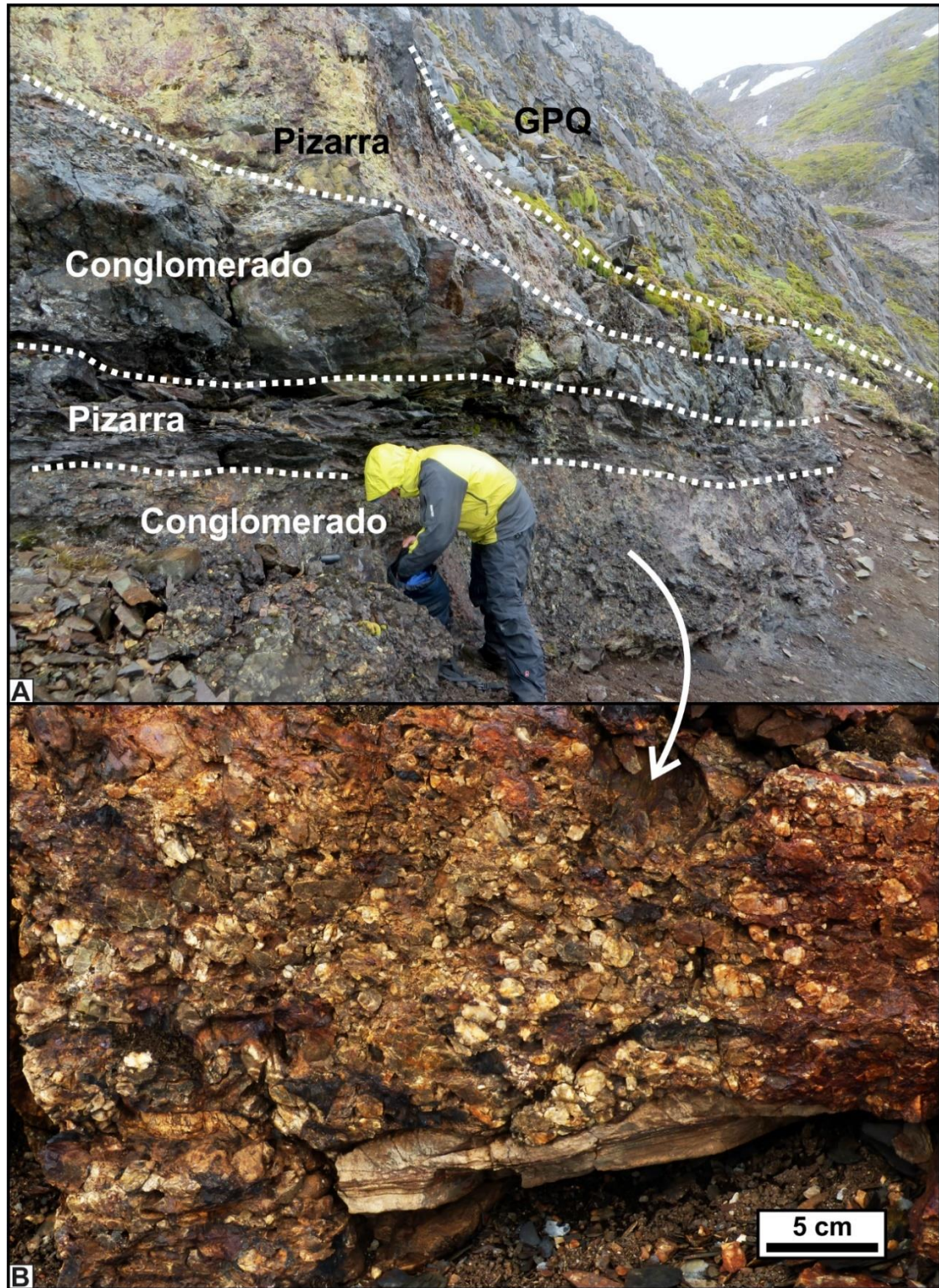


Fig. IV.12. A. Bancos de meta-conglomerados de la Formación Yahgán, ubicados por debajo del GPO y con un nivel más delgado de pizarras intercalado. B. Detalle de los clastos del meta-conglomerado.

de rocas cuarzo-feldespáticas; además de chert radiolarítico como una matriz muy fina (pelítica) e intraclastos (Figura IV.13). En el chert se reconocen geometrías elípticas, con

material criptocristalino en los bordes y ocasionalmente en los centros (Figura IV.14). Son abundantes los óxidos ferruginosos, sulfuros y otros minerales opacos. La matriz psammítica es escasa, de composición cuarzo-feldespática. Contiene calcita como cemento. Además, aloja gran cantidad de sulfuros y otros minerales opacos. Numerosas venillas de calcita atraviesan principalmente el chert y ocasionalmente se propagan por toda la muestra.

Los minerales metamórficos reconocidos son clorita + mica blanca + estilpnomelano + cuarzo, consistente con facies de sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior de metamorfismo regional en rocas clásticas.

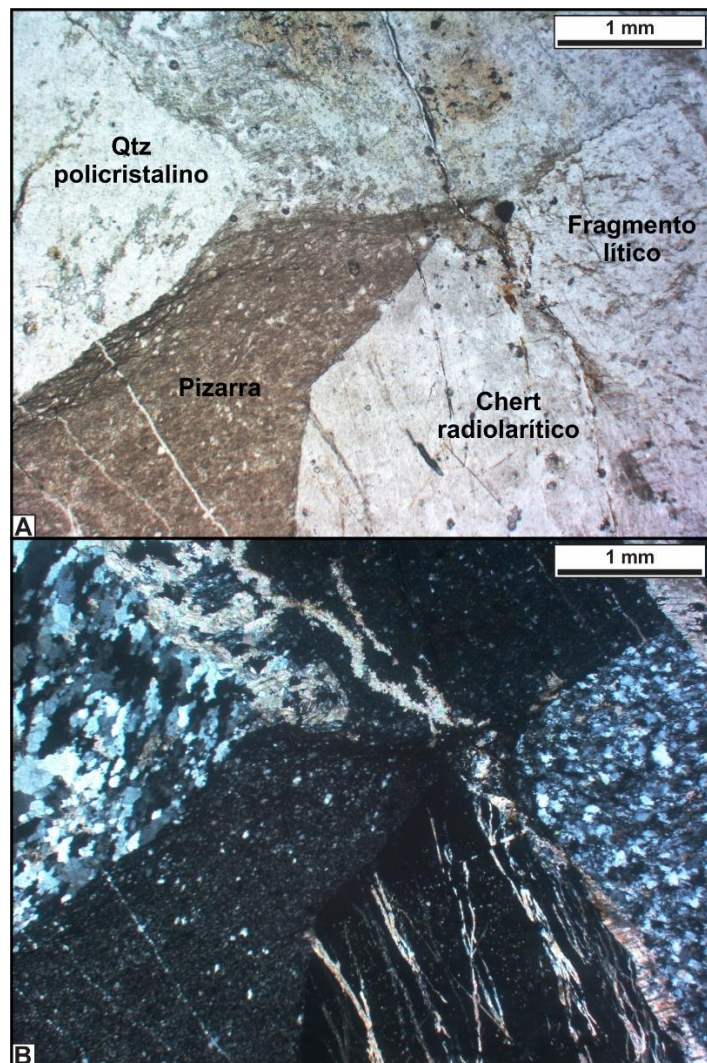


Fig. IV.13. A (NP) y B (NC). Fotomicrografías de meta-conglomerados de la Formación Yahgán. Qtz: cuarzo.

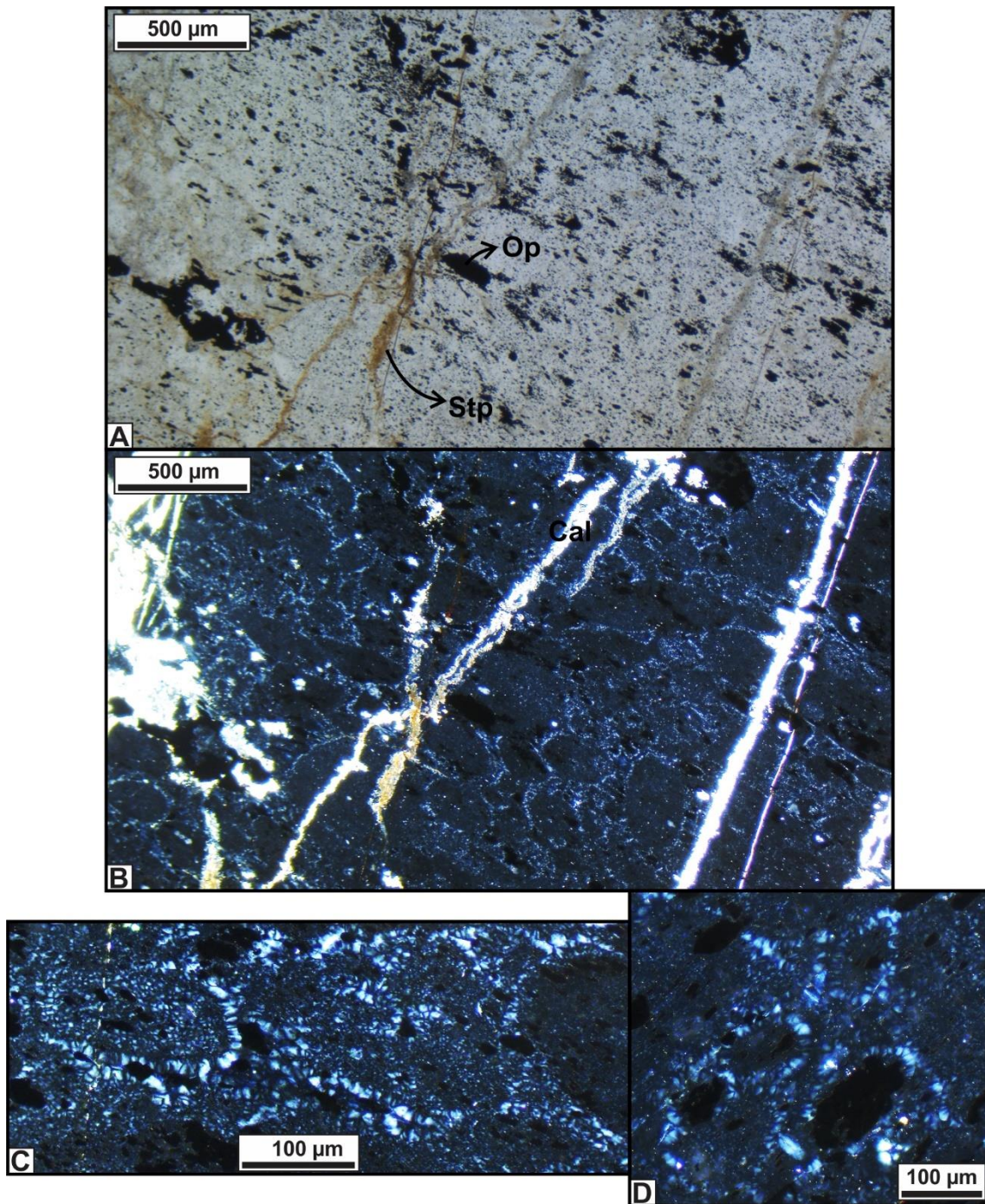


Fig. IV.14. A (NP). Chert radiolarítico, con sulfuros y otros minerales opacos en los meta-conglomerados de la Formación Yahgán. Stp: estilpnomelano. Op: material opaco. B-D (NC). Geometrías elípticas (deformadas) en los intraclastos de chert radiolarítico, atravesado por venillas de calcita (Cal).

IV.3.2.b Pizarras y meta-grauvacas foliadas. Constituyen niveles bien estratificados de metapelitas y metapsammitas. En la base expuesta de la Formación Yahgán, yacen intercalados con los niveles conglomerádicos, e intruídos por filones capa del GPQ. Las pizarras y metagrauvas foliadas predominan al Sudeste de las Lagunas del Caminante y Superior, y en el núcleo del sinclinal de primer orden al Este del Glaciar Chato (Figura IV.1). En el campo, se reconocieron rítmicamente interestratificadas, con S_0 visible, definiendo una lineación de intersección con S_1 (Figura IV.15 A). Al Sur de la Laguna del Caminante, S_1



Fig. IV.15. A. Aspecto de afloramiento de pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Yahgán finamente intercaladas, al Sur de la Laguna del Caminante (punto USH009 de la Figura IV.22). Se puede apreciar la relación entre S_0 y S_1 , cuya intersección determina una lineación (L_1). B. Detalle de bandas *kink* (BK) en el mismo sitio que A.

está afectada por pliegues de desarrollo local, frágiles, en muchos casos con geometrías de tipo *kink* (Figura IV.15 B). En los niveles de meta-grauvacas foliadas de la Formación Yahgán, se observan al microscopio (Figura IV.16) clastos detriticos sub-angulosos y sub-redondeados de cuarzo (extinción relámpago a levemente ondulosa), calcita y feldespato alcalino, inmersos en una matriz de grano muy fino de igual composición. La foliación (S_1) es espaciada -disyuntiva-, levemente anastomosada. La definen cristales de minerales metamórficos orientados de mica blanca, clorita, estilpnomelano, cuarzo y material opaco en bandas de disolución por presión. También se hallaron titanita grumosa y epidoto en cantidades menores.

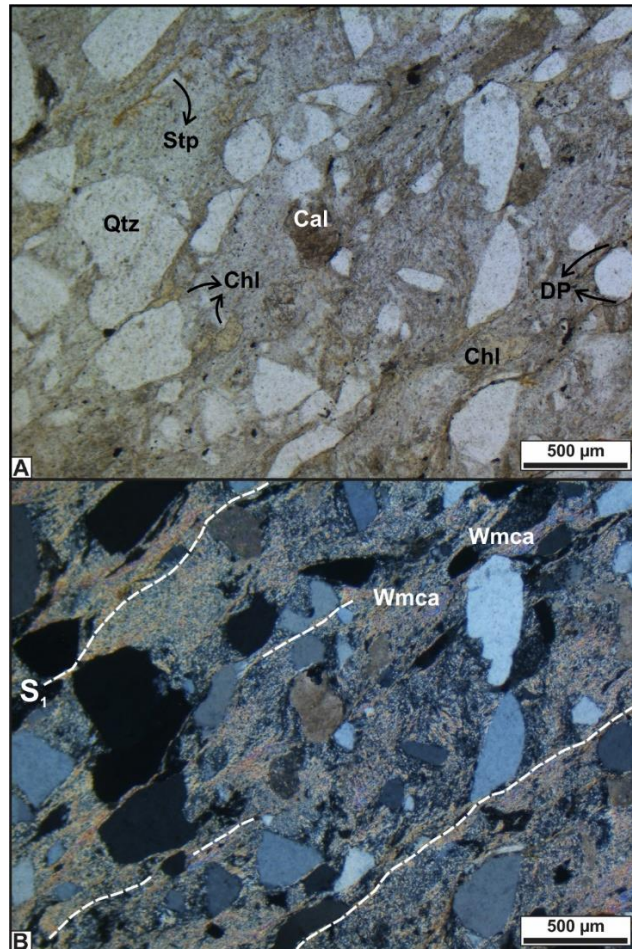


Fig. IV.16. Fotomicrografías (A: NP, B: NC) de meta-grauvacas foliadas en la Formación Yahgán. Stp: estilpnomelano. Qtz: cuarzo. DP: bandas de disolución por presión. Chl: clorita. Cal: calcita. Wmca: mica blanca.

La paragénesis de minerales metamórficos reconocida es: mica blanca + clorita + cuarzo + estilpnomelano \pm titanita \pm epidoto. El grado metamórfico inferido para este grupo litológico es sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior.

IV.3.2.c Niveles volcanoclásticos. En las inmediaciones de la Laguna Superior, con continuidad de al menos 300 metros en dirección Noroeste (Figura IV.1, 17, 18), afloran niveles de meta-brechas aparentemente volcanogénicas, intercaladas con capas de material lapillítico y tobáceo (meta-tobas y meta-lapillitas) (Figura IV.18 A). El origen de las brechas es desconocido, reconociéndose sus fenoclastos (Figura IV.17 B, C) como posible material vítreo.

Niveles similares también fueron identificados inmediatamente debajo del GPQ en la zona de la Laguna del Caminante y en el valle que une el Glaciar Chato con la Laguna Superior. Los estratos tobáceos/lapillíticos encierran clastos de diversos tamaños de aparente origen volcánico, algunos de los cuales producen perturbación en la estratificación S_0 , fenómeno que puede interpretarse tanto como ocasionado por bloques eyectados balísticamente, como por compactación diferencial de la matriz durante la diagénesis (Figura IV.18 B-D). Al microscopio, las meta-tobas/meta-lapillitas foliadas de la Formación Yahgán presentan una foliación espaciada -disyuntiva-, levemente anastomosada; definiéndose dominios de microlitones (ML) y clivaje (S_1) (Figura IV.19). Los dominios de microlitones están constituidos principalmente por detritos de cuarzo (y minoritariamente plagioclasa), mientras que el clivaje está compuesto por clorita, estilpnomelano y cristales muy pequeños de cuarzo y plagioclasa metamórficos orientados. Se reconocieron, además, titanita grumosa, epidoto y material opaco. La paragénesis de minerales metamórfica identificada es: clorita + estilpnomelano + titanita \pm epidoto + cuarzo + plagioclasa.

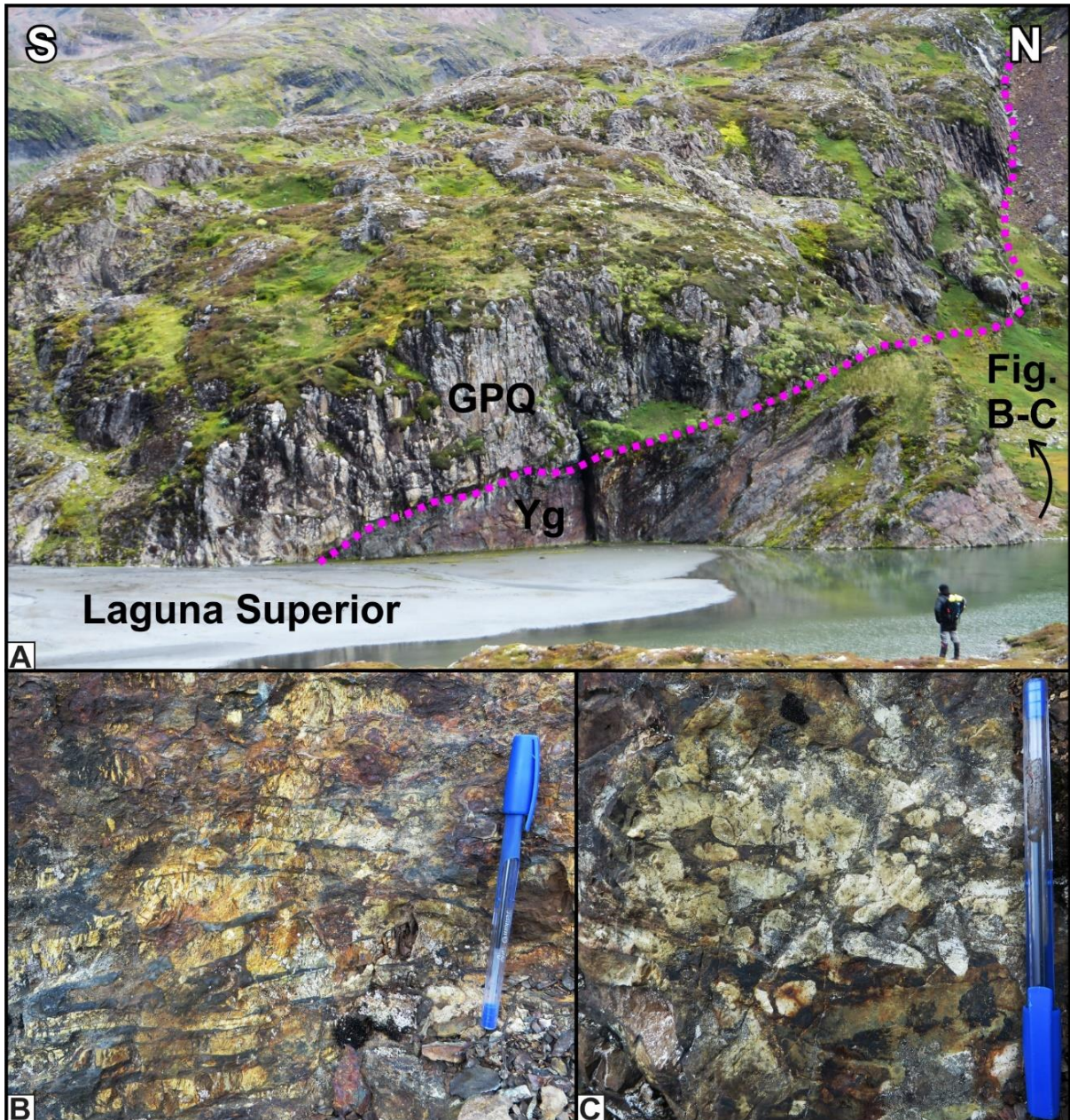


Fig. IV.17. A. Niveles de meta-brechas volcanogénicas ubicadas debajo del GPO en las inmediaciones de la Laguna Superior. Notar la inclinación de las capas en este sector hacia el Sur (hacia el núcleo de la sinforma de primer orden indicada en la Figura IV.1). B-C. Detalle de los clastos (deformados) de la meta-brecha.

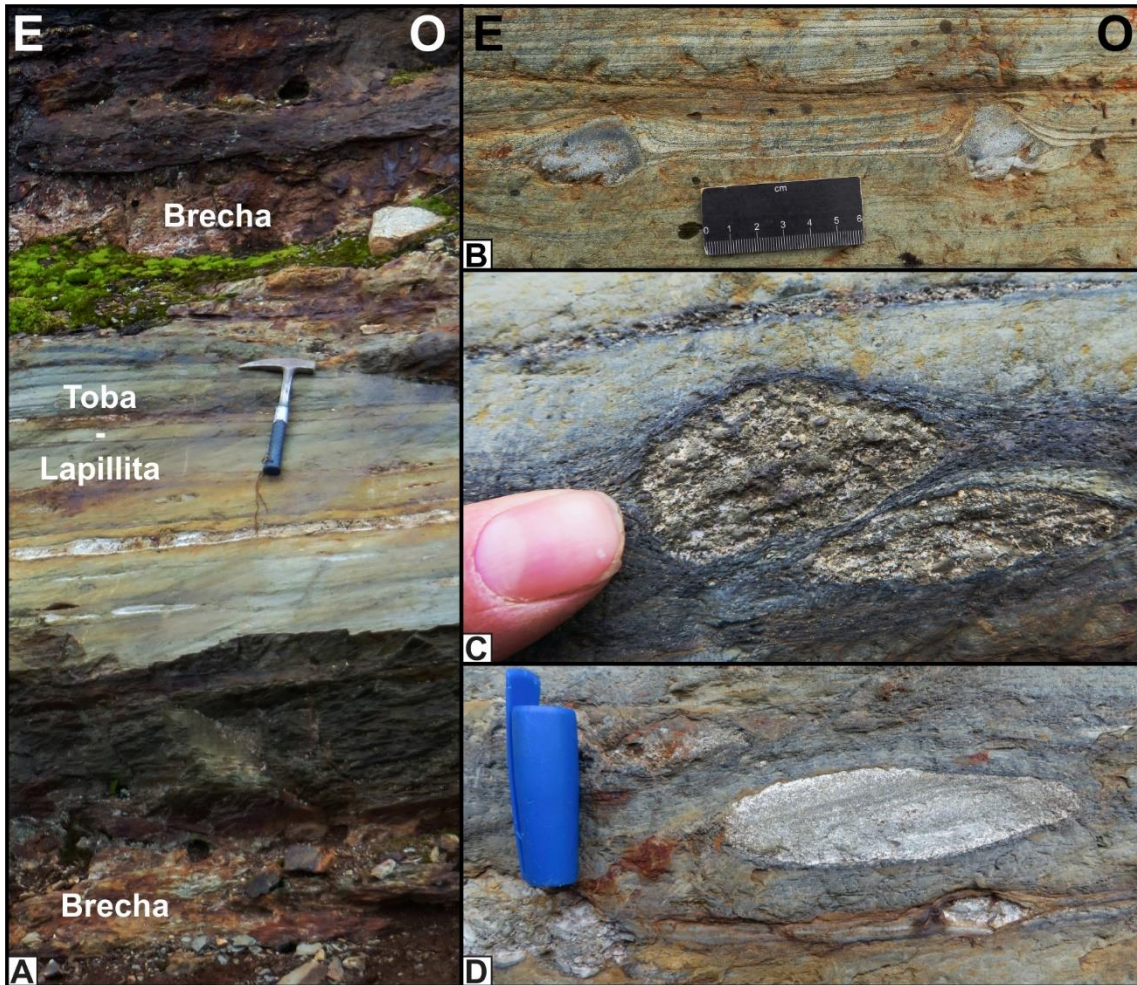


Fig. IV.18. A. intercalación de niveles volcanoclásticos de distintas granulometrías en la Formación Yahgán, aproximadamente 300 m al Noroeste del afloramiento de la Figura IV.17. B-D Detalle de clastos volcanogénicos en meta-tobas y meta-lapillitas.

IV.3.3 Gabro Puente Quemado (GPQ)

La base expuesta de la Formación Yahgán en el sector Laguna del Caminante-Cañadón Bianchi se encuentra intruída por filones capa de gabro (Figura IV.20), los cuales se extienden desde aquí en dirección Sur hasta las inmediaciones de la Estación del Tren del Fin del Mundo (Olivero et al., 1997; Villar et al., 2007; González Guillot et al., 2016). Según González Guillot et al. (2016) se trata de una intrusión múltiple, constituida por al menos dos filones separados por septos de pizarra delgados y discontinuos, alcanzando en conjunto un espesor de alrededor de 500 m. A escala de afloramiento, se reconoció en el GPQ una

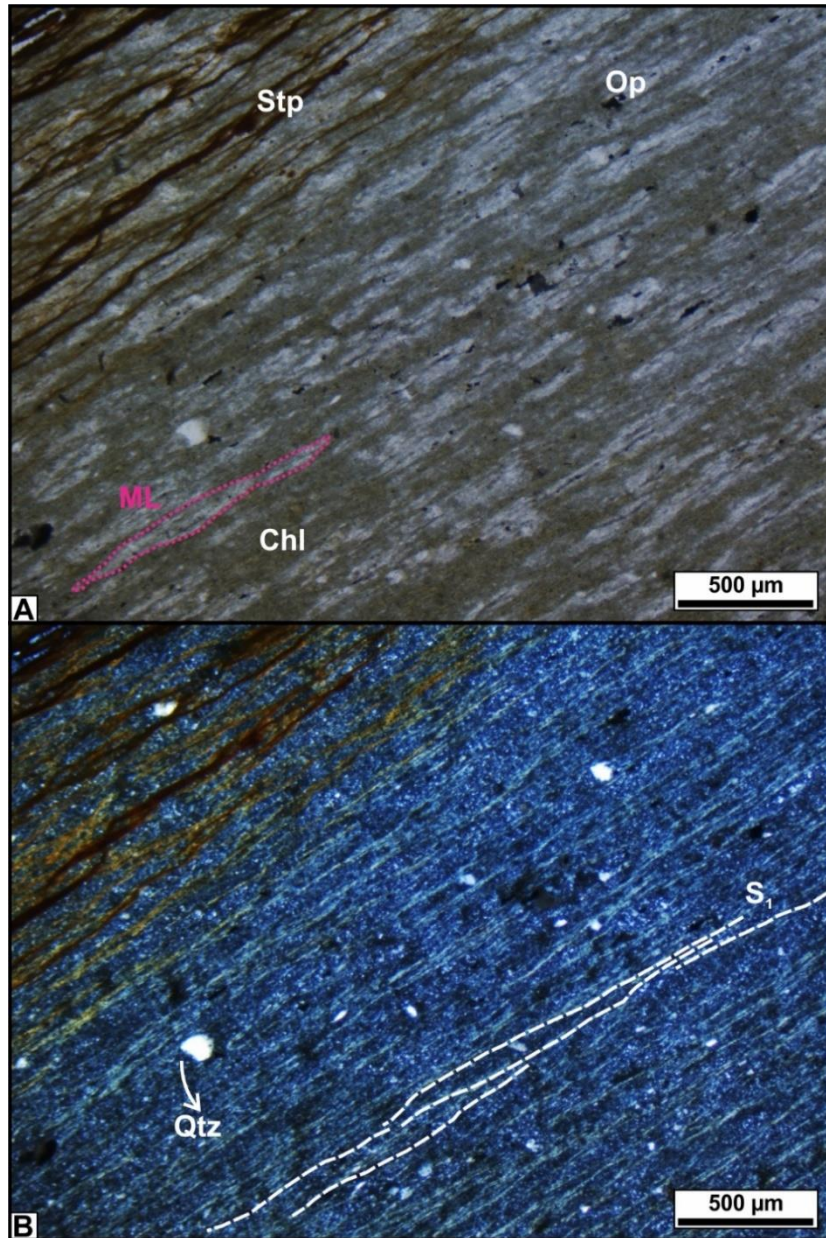


Fig. IV.19. Fotomicrografías (A: NP, B: NC) de meta-tobas/meta-lapillitas de niveles volcanoclásticos en la Formación Yahgán. ML: microlitón. Stp: estilpnomelano. Op: material opaco. Chl: clorita. Qtz: cuarzo.

foliación tectónica espaciada y pobremente desarrollada (S_1). En el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán, el GPQ se encuentra por sectores involucrado en una zona de cizalla frágil/dúctil, produciéndose cataclasis y deflexión de la foliación (ver sección IV.4.2.a).

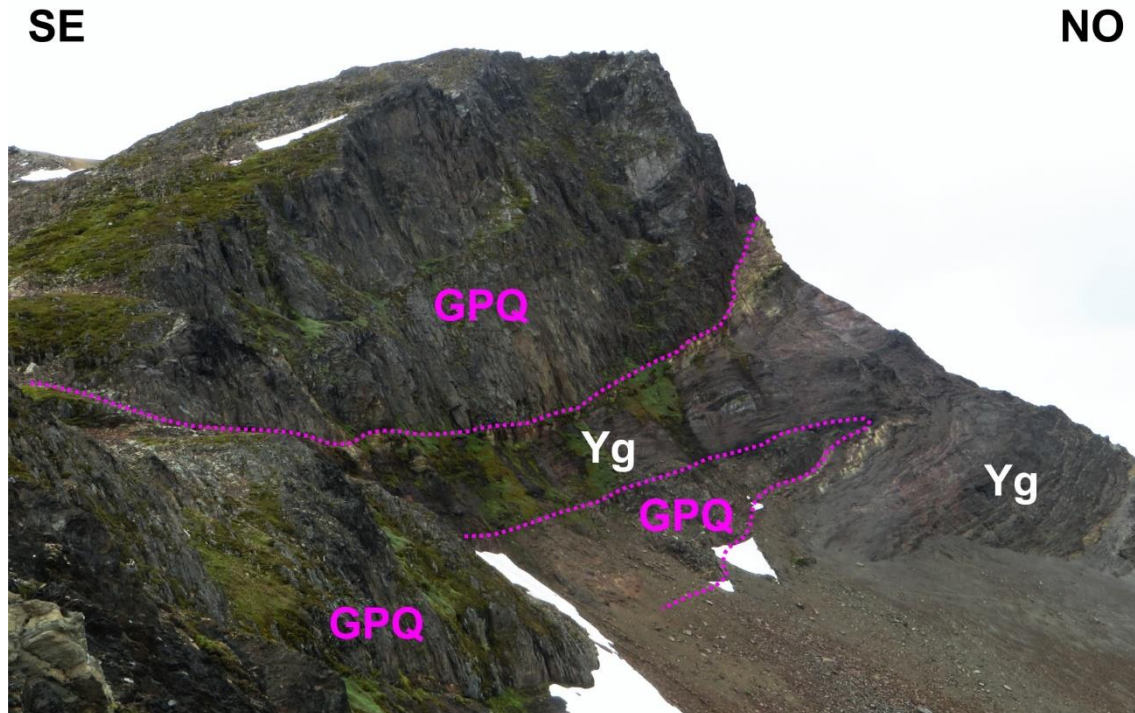


Fig. IV.20. Intrusivos del Gabro Puente Quemado (GPQ) en la Formación Yahgán (Yg) en la zona del Cañadón Bianchi.

Al no ser un objetivo fundamental de esta tesis, no se analizaron láminas delgadas del GPQ. Respecto a la petrografía de esta unidad, González Guillot et al. (2016) reportaron una paragénesis primaria que incluye clinopiroxeno, plagioclasa, ilmenita, titanita y hornblenda, sumados a apatito, cuarzo e intercrecimientos vermiculares de cuarzo-albita intersticiales. La paragénesis metamórfica afectando las rocas del GPQ es cuarzo + albita + clorita + epidoto + actinolita (y ferro-actinolita) + titanita + sericita + carbonatos + estilpnomelano. Para mayor detalle respecto a la petrografía y petrología de esta unidad, el lector es referido a las citas indicadas.

IV.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO

En el sector Laguna del Caminante – Cañadón Bianchi se reconocieron estructuras penetrativas y no-penetrativas, asignables a tres fases de deformación (D_1 , D_2 y D_3 ; Figura IV.21, IV.22, IV.23), distinguibles a partir de relaciones de corte (e.g. superposición de estructuras, estructuras D_1 afectadas por estructuras D_2), estilo y naturaleza de la deformación. Las estructuras D_1 , a su vez, están asociadas a un pico de metamorfismo dinamo-térmico (M_1) que afectó conjuntamente a todas las unidades geológicas descritas en la sección anterior. Las paragénesis de minerales metamórficos presentes en cada grupo litológico están controladas por la litología de los protolitos y el nivel estructural de los mismos al momento de M_1 . Adicionalmente, los productos metamórficos generados durante M_1 fueron afectados, localmente, por metamorfismo dinámico (M_{ID}), evidenciado en texturas de recristalización dinámica que indican milonitización en determinados grupos litológicos de la Formación Lemaire. M_{ID} debió ocurrir durante o poco después de alcanzado el pico metamórfico M_1 , dado que la milonitización afecta las metamorfitas producto de este evento de metamorfismo regional, pero tiene estrecha relación con las estructuras generadas durante D_1 , por lo que las estructuras asociadas a M_{ID} (por ejemplo, lineaciones de estiramiento contenidas en superficies de foliación tectónica S_1) serán incluidas en D_1 .

IV.4.1 Primera fase de deformación (D_1)

D_1 está representada por una serie de estructuras tectónicas que afectan la S_0 (estratificación primaria del protolito), las cuales son, además, contemporáneas con el evento de metamorfismo dinamo-térmico M_1 . S_1 (primera foliación tectónica reconocida) es una estructura penetrativa homogéneamente distribuída, con desarrollo localmente variable entre distintas unidades y grupos litológicos (dependiendo fundamentalmente de las características

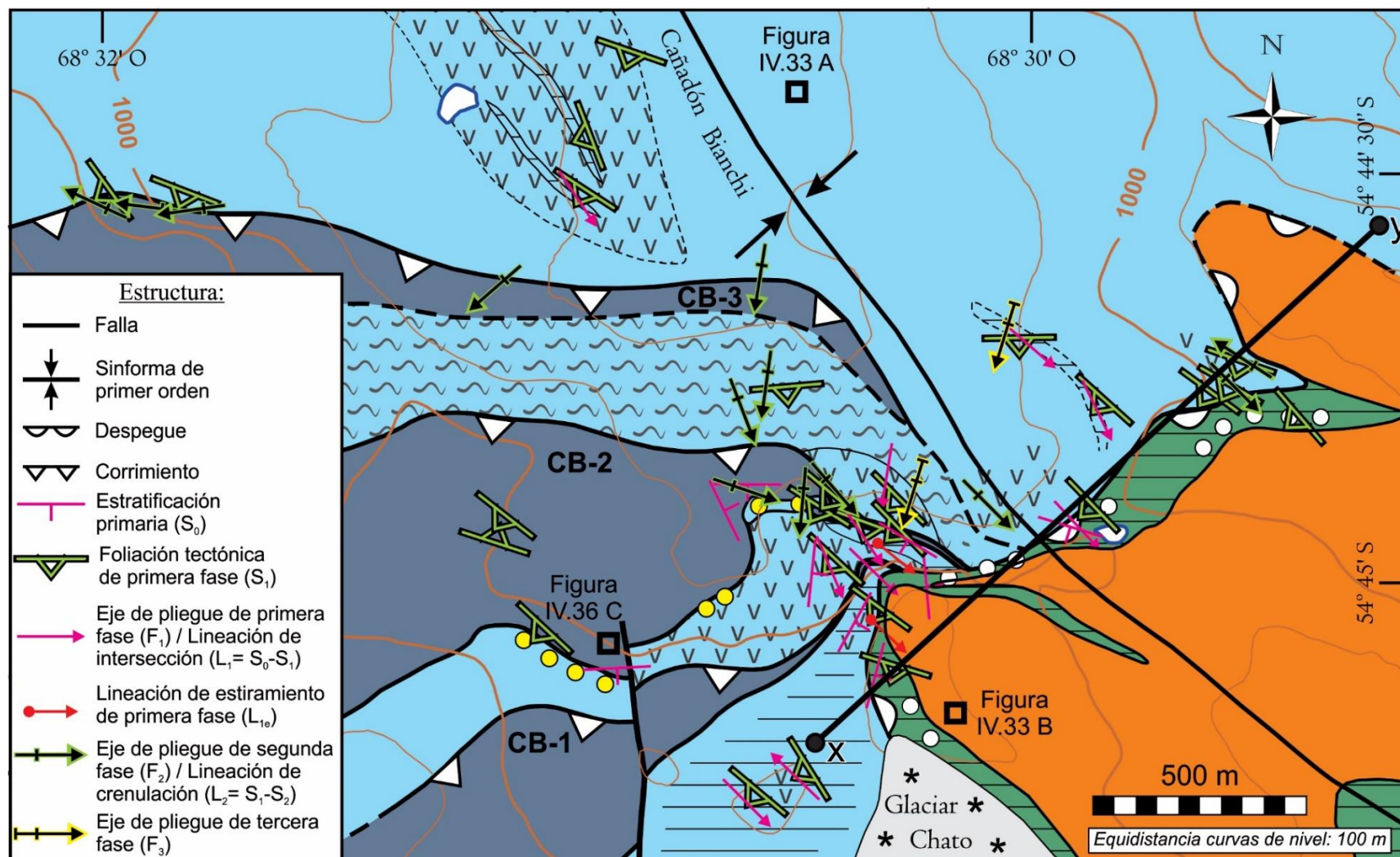


Figura IV. 21. Estructuras reconocidas en la zona del Cañadón Bianchi. X-Y: transecta de la Figura IV. 47. Referencias a las litologías en la Figura IV.1. Los valores de inclinación de las estructuras se indican en los diagramas de la Figura IV.23.

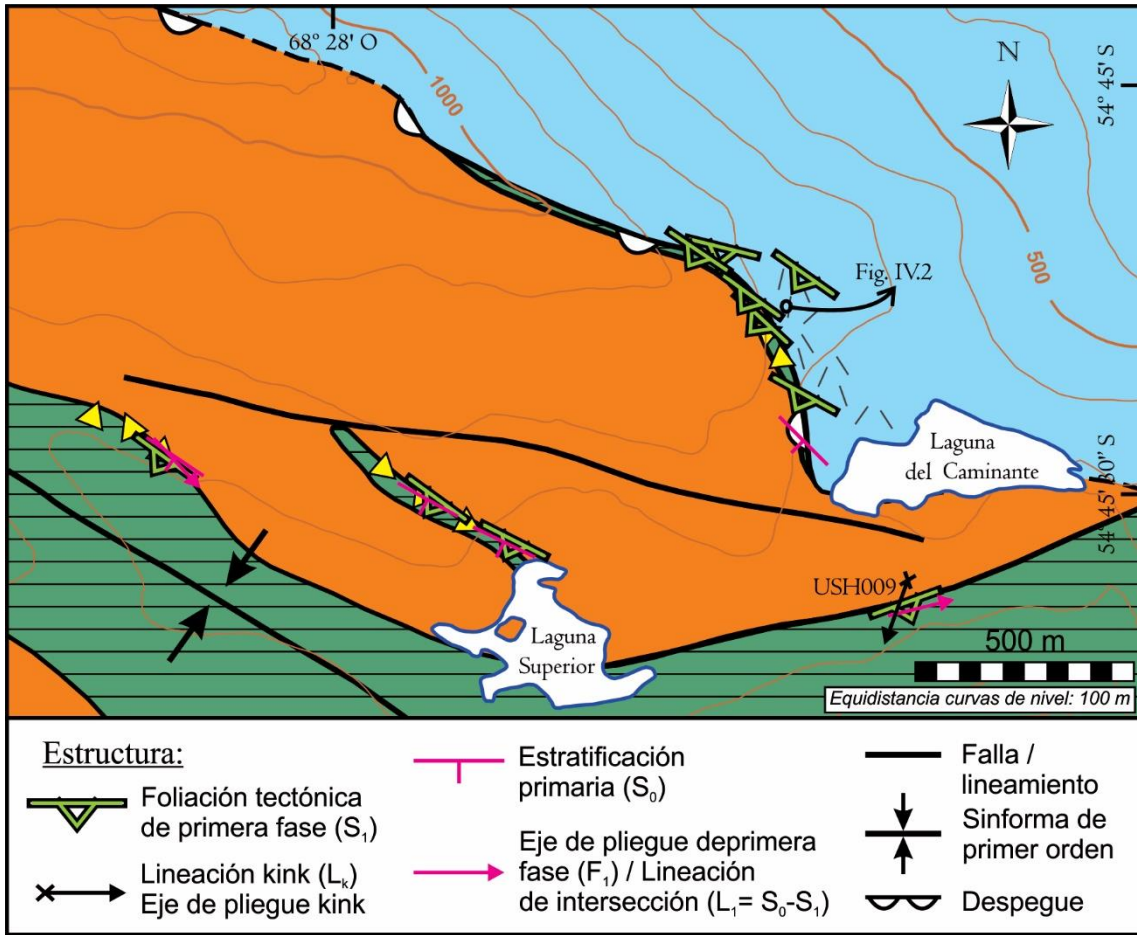


Figura IV.22. Estructuras reconocidas en la zona de la Laguna del Caminante – Laguna Superior. Referencias a las litologías en la Figura IV.1. Los valores de inclinación de las estructuras se indican en los diagramas de la Figura IV.23.

reológicas de los mismos). Macroscópicamente ha sido descrita como clivaje pizarreño o esquistosidad fina, según el grupo litológico observado. La conforman bandas de disolución por presión y minerales metamórficos (fundamentalmente filosilicatos) cuya mineralogía varía en función de la paragénesis metamórfica asociada a cada grupo litológico, como fuera indicado en la sección IV.3. El espaciamento de S_1 también es variable, habiéndose descrito foliaciones continuas y espaciadas, con distintas morfologías (disyuntivas, anastomosadas, etc.; ver sección anterior). Las orientaciones originales de las estructuras D_1 han sido afectadas por dos fases de deformación subsiguiente (D_2 y D_3), generando plegamiento y, por consiguiente, cambios en la orientación de las superficies S_1 , fundamentalmente durante D_2 .

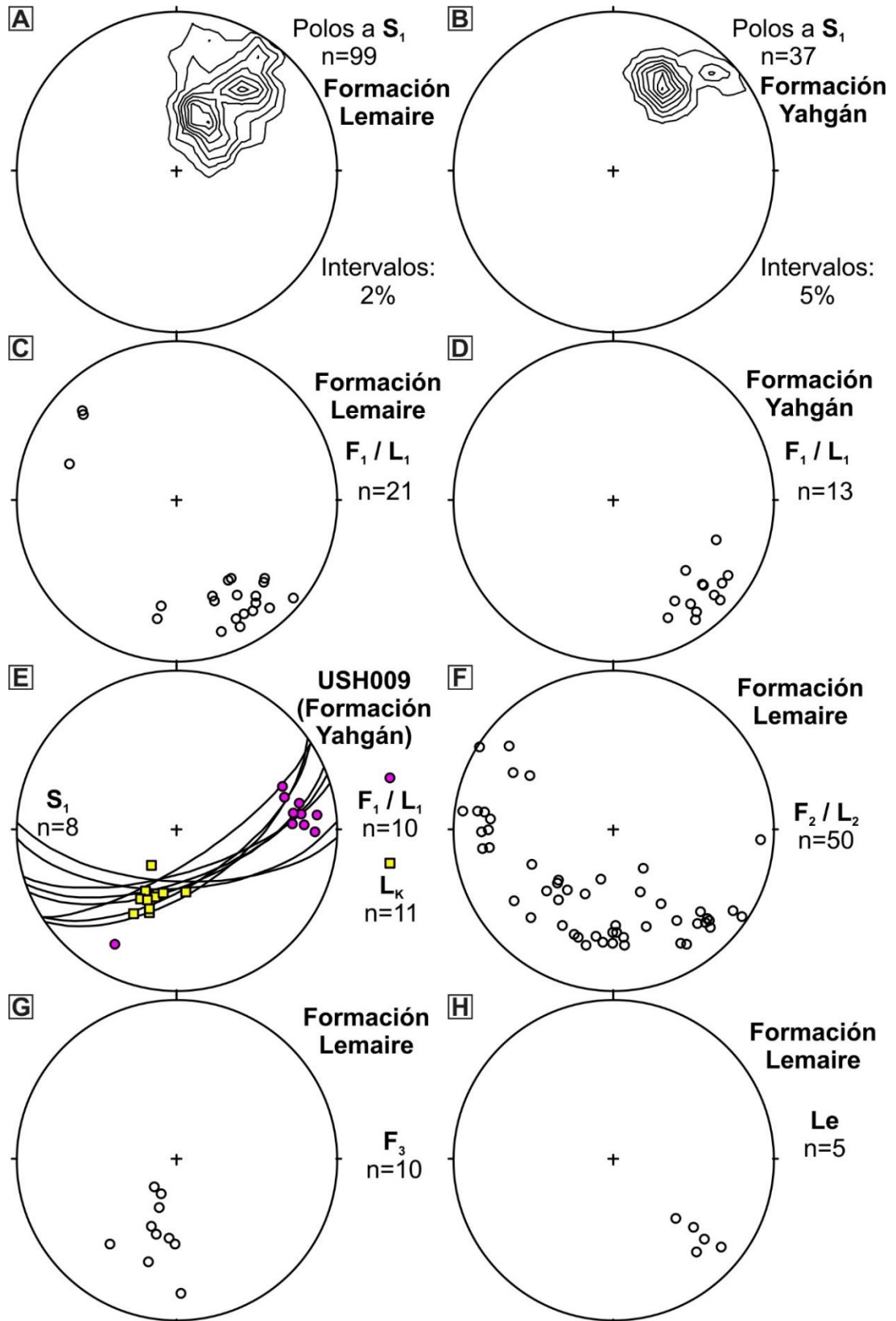


Figura IV.23. Proyecciones esféricas equiareales (hemisferio inferior) de los datos estructurales presentados en este capítulo. Diagramas de densidad: técnica de proyección del 1% del área total, intervalos indicados en cada caso.

No obstante, existe una predominancia de rumbos ONO-ESE y buzamiento hacia el SSO (Figura IV.23 A, B). S_1 es paralela a los planos axiales de los pliegues de primera fase (F_1), de apretamiento variable. En la Formación Lemaire, los pliegues F_1 son muy apretados a isoclinales en los esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita, generándose una foliación de transposición (S_1 transpuesta con S_0), que incorpora fragmentos de láminas sedimentarias (S_0) correspondientes a limbos y charnelas de pliegues F_1 desmembrados y orientados paralelos a S_1 , en algunos casos generándose pliegues intrafoliales (Figura 24).

El plegamiento isoclinal, desarrollo de foliaciones de transposición y pliegues intrafoliales no están generalizados en la Formación Lemaire, sino restringidos al grupo litológico mencionado. En estas litologías, las estructuras indicadas tienen sobrepuesto el desarrollo de zonas de cizalla frágil/dúctil, que evolucionaron durante D_2 , produciendo un fuerte plegamiento de las estructuras preexistentes, con fallamiento asociado (ver sección IV.4.2). En otros grupos litológicos de esta Formación, los pliegues F_1 presentan apretamiento variable, con ejes que inclinan hacia el Sudeste y Noroeste (Figura IV.23 C) y vergencia generalizada hacia el Noreste (Figura IV.25, 26). La heterogeneidad litológica de la Formación Lemaire permite el desarrollo de pliegues multicapa disharmónicos (Figura IV.26). Los pliegues F_1 en la Formación Yahgán son típicamente apretados y asimétricos, clasificables como 1C, 2 y 3 (según la clasificación de pliegues de Ramsay, 1967); con vergencia hacia el Norte-Noreste (Figura IV.27, ubicación en Figuras IV.2 y IV.22). Comúnmente presentan engrosamiento en las charnelas y varios órdenes de plegamiento.

En algunas litologías de las Formaciones Lemaire y en la Formación Yahgán, donde el plegamiento no es isoclinal, suele desarrollarse una lineación de intersección entre S_0 y S_1 (L_1 , Figura IV.23 C, D), considerada aproximadamente paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación, y por ende incluidas junto a los F_1 en los diagramas de proyecciones esféricas de la Figura IV.23 C, D. En una estación específica de medición

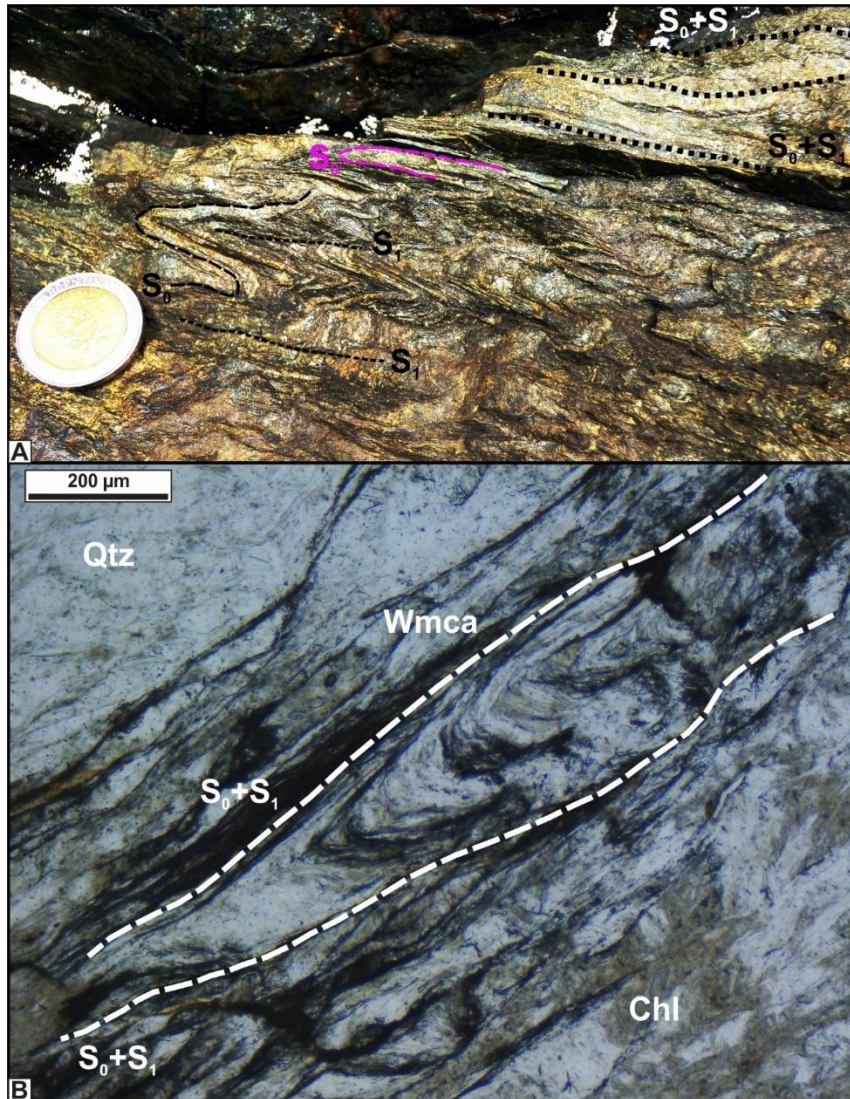


Figura IV.24. A. Foliación de transposición - S_0+S_1 - (sector superior derecho) y pliegues F_1 apretados (centro) en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita de la Formación Lemaire. B. Foliación de transposición y pliegues intrafoliales en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita de la Formación Lemaire (NP). Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Chl: clorita.

(USH009 -ver ubicación en Figura IV.22-, Figura IV.15), correspondiente a la Formación Yahgán adyacente a un lineamiento que ha sido interpretado como una falla (de cinemática desconocida), las orientaciones de S_1 y F_1/L_1 están rotadas respecto al grano regional (Figura

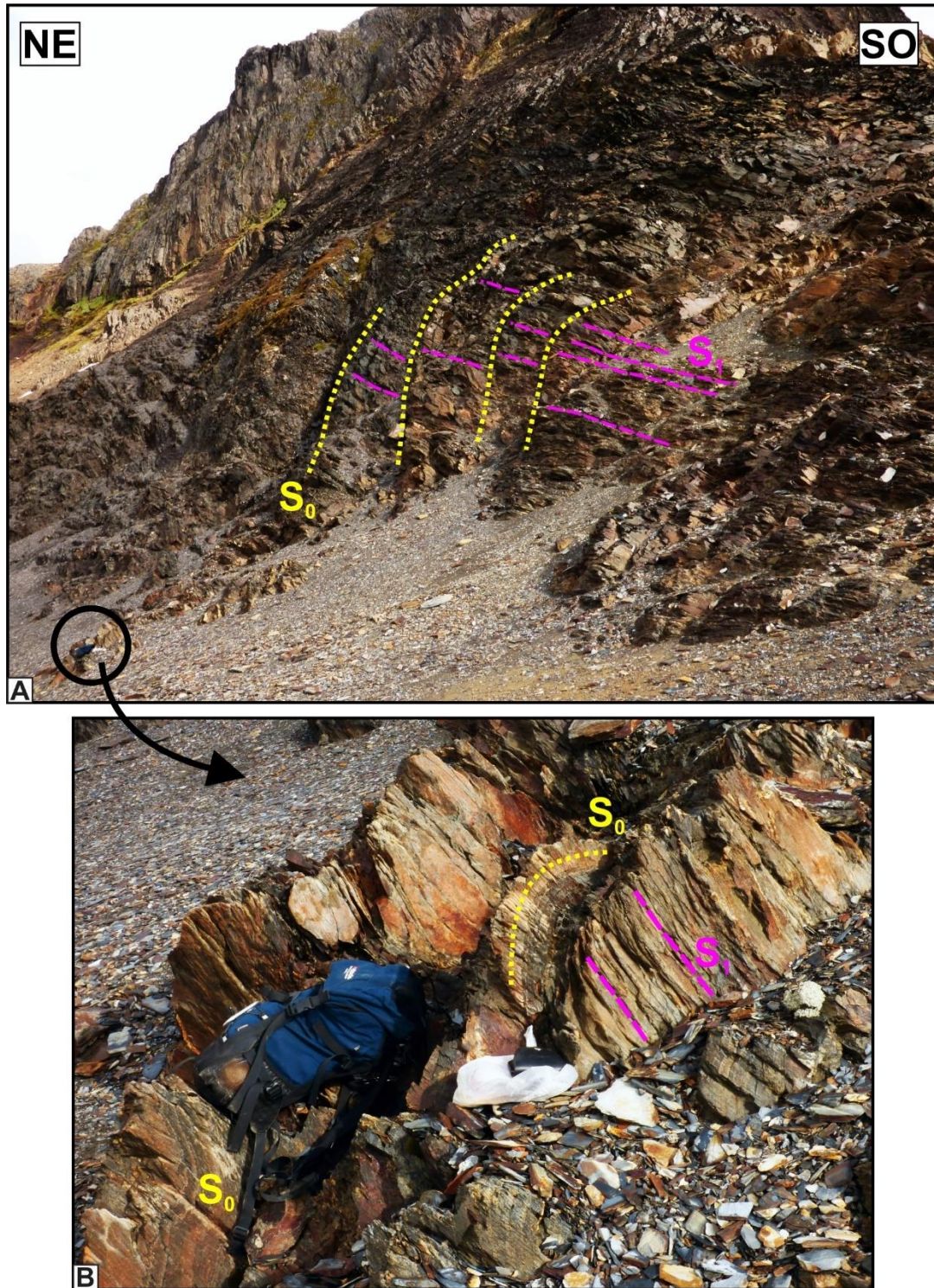


Figura IV.25. Pliegues F_1 en pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Lemaire en la zona del Cañadón Bianchi.

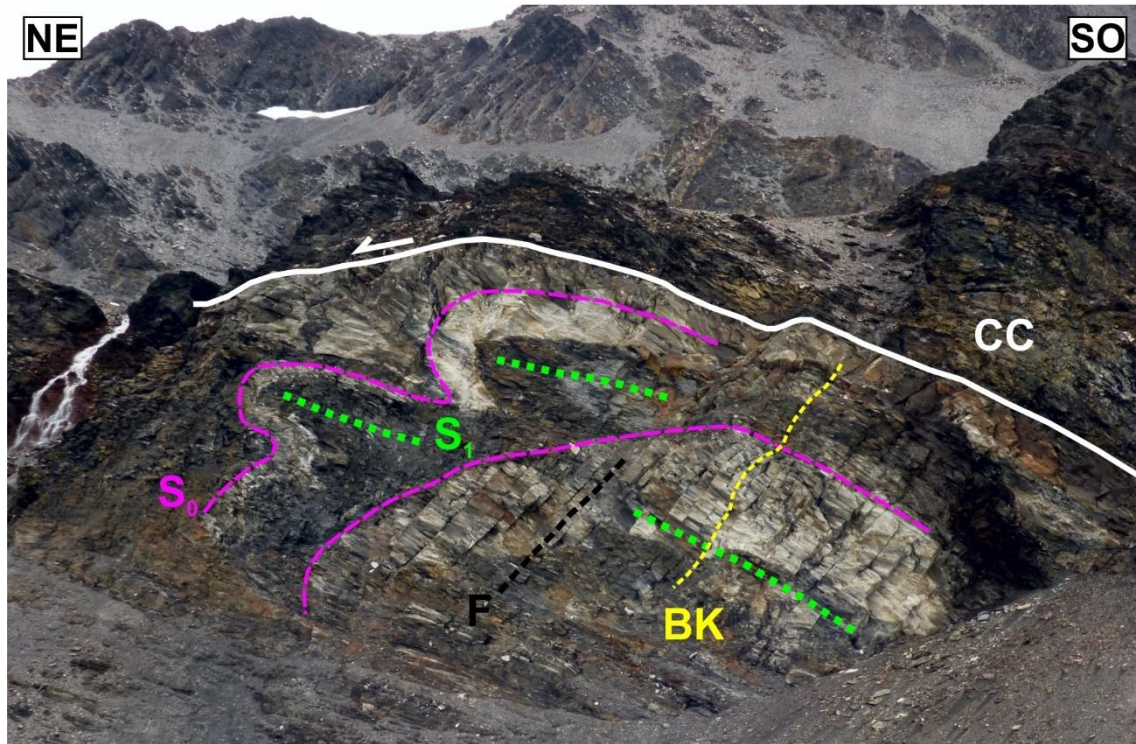


Figura IV.26. Pliegues F_1 disharmónicos en la Formación Lemaire en la zona del Cañadón Bianchi debajo de una lámina de corrimiento (ver secciones IV.4.2.a y IV.5). CC: cataclasitas. F: fracturas. BK: bandas *kink*. Ubicación de la Fotografía en la Figura IV.33 A.

IV.23 E; comparar diagramas en la Figuras IV.23). Las pizarras de esta Formación presentan en este sitio, además, pliegues *kink* (L_K = lineación *kink*, orientación de los ejes de pliegues tipo *kink*).

Las rocas intrusivas del GPQ presentan una foliación tectónica (S_1) poco penetrativa, de muy pobre desarrollo, y un plegamiento muy suave, de longitud de onda del orden de centenares de metros a kilométrica. Las observaciones de campo y las mediciones de S_0 en la base de los intrusivos del GPQ sugieren que se trata de filones capa plegados, involucrados en una mega-estructura de carácter regional (sinforma de segunda fase - D_2 -, ver sección IV.4.2). Sin embargo, si bien no se hallaron evidencias de plegamiento durante D_1 , la presencia de S_1 indica que estas rocas fueron deformadas previo a D_2 . M_1 se define como un evento metamórfico dinamo-térmico (regional) de grado bajo (sub - esquistos verdes a

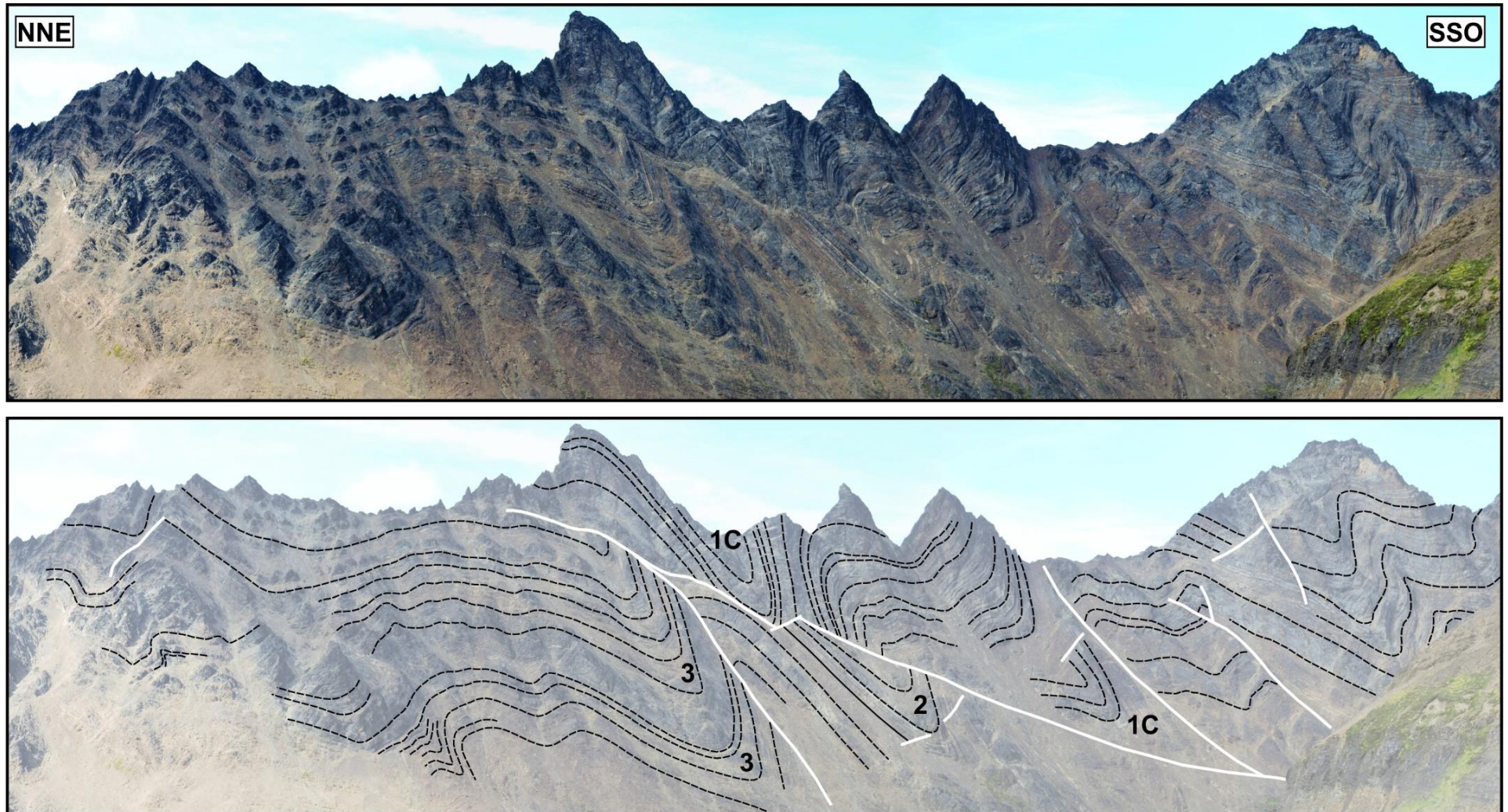


Figura IV.27. Estilo de plegamiento en la Formación Yahgán. Ver ubicación en las Figuras IV. 2 y 22. 1C, 2 y 3: clases de capas plegadas según la clasificación de Ramsay (1967). Los trazos blancos indican fallas.

esquistos verdes inferior), de acuerdo con las paragénesis de minerales metamórficos señalados en distintos grupos litológicos descritos en la sección IV.3.

IV.4.1.a Texturas de recristalización dinámica e indicadores cinemáticos de metamorfismo dinámico.

En algunos sectores, y particularmente en ciertos grupos litológicos (productos del metamorfismo regional o dinamo-térmico) previamente descritos, ocurrieron procesos de recristalización dinámica durante o inmediatamente después de D_1 . Los mayores grados de recristalización dinámica se observan en litologías específicas de la Formación Lemaire (meta-grauvacas intercaladas en las pizarras, meta-conglomerados y esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita), las cuales desarrollaron texturas de recristalización localizada, lineaciones de estiramiento minerales (L_e , Figura IV.23 H) y en algunos casos milonitización en sectores de mayor deformación. Como resultado, la foliación tectónica definida como S_1 (primera foliación tectónica visible) es, en algunos sectores, una foliación milonítica (S_{1m}) donde gobiernan texturas de recristalización dinámica que evidencian reducción del tamaño de grano, formándose porfiroclastos y matriz contemporáneamente al crecimiento de filosilicatos orientados durante un evento de metamorfismo dinámico aquí referido como M_{1D} . De este modo, algunos de los grupos litológicos descritos en la sección IV.3, clasificados como productos metamórficos de un evento dinamo-térmico (M_1), podrían ser definidos (sólo en zonas de cizalla de claro desarrollo) como proto-milonitas y milonitas de bajo grado (cf. Trouw et al., 2010).

Cabe aclarar que, de acuerdo con las definiciones modernas de rocas miloníticas (cf. Passchier y Trouw, 2005; Trouw et al., 2010), la presencia de texturas de recristalización dinámica no implica necesariamente la denominación de una roca como “milonita”, aun

existiendo disminución del tamaño de grano de porfiroclastos mediante recristalización dinámica. Según estos autores, el término “milonita” reviste una significancia estructural más que litológica, y por eso consideran (y recomiendan) mantener una connotación genética para el mismo, vinculando a las milonitas a zonas de cizalla dúctiles concretamente distinguibles y que han funcionado a través de un determinado intervalo temporal acomodando desplazamiento lateral. Siguiendo estos conceptos, se describirán texturas de recristalización dinámica asociadas a D_1 , indicándose donde sea oportuno que se trata efectivamente de fábricas miloníticas asociadas a una o varias zonas de cizalla dúctil (ver criterios de clasificación en la sección I.1.5.b).

Niveles de meta-grauvacas foliadas intercaladas con pizarras de la Formación Lemaire presentan porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa inmersos en una matriz de cristales de menor tamaño de los mismos minerales que, parcialmente, ha sido recristalizada dinámicamente. Estos se ubican intercrecidos con mica blanca orientada, definiendo conjuntamente la foliación tectónica S_1 (Figura IV.28). Los porfiroclastos de cuarzo tienen extinción ondulosa y en parches, con desarrollo de sub-granos en algunos cristales. En sus bordes, el mecanismo de recristalización dinámica e incorporación de material a la matriz es predominantemente *bulging*, y en menor medida rotación de sub-granos (Figura IV.28 A). Los porfiroclastos de plagioclasa presentan maclas de deformación (acuñadas), extinción ondulosa y recristalización por *bulging* en los bordes (Figura IV.28 B).

En los meta-conglomerados de la Formación Lemaire, los clastos y la matriz del protolito -de composición predominantemente cuarzosa- presentan extinción ondulosa y sub-granos, además de recristalización por *bulging* restringida a los bordes de grano (Figura IV.29). Los esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita presentan grados de recristalización dinámica variada, concentrándose en zonas de cizalla dúctil que han evolucionado a zonas de cizalla frágil/dúctiles, combinando procesos de deformación

cristaloplásticos y cataclásticos durante D₂ (Figura IV.1, ver sección IV.4.2.a). En zonas de cizalla, este grupo litológico presenta milonitización (proto-milonitas y milonitas), con porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa y matriz de igual composición. La foliación milonítica (S_{1m}) la definen dominios cuarzo-feldespáticos alternados con niveles donde predominan filosilicatos y bandas de disolución por presión (Figura IV.30). Los porfiroclastos son predominantemente de cuarzo, tienen extinción en parches y sub-granos, y presentan colas de material recrystalizado (principalmente por *bulging*), en algunos casos mostrando rotación que indica cizalla simple con cinemática de techo hacia el antepaís (Figura IV.30). Los cristales de plagioclasa exhiben maclas deformadas y recrystalización dinámica por *bulging* (Figura IV.31). En algunos casos se puede observar cristales de clorita obstaculizando (*mica pinning*) el crecimiento por recrystalización de cristales de cuarzo y plagioclasa, orientadas paralelas a S_{1m} (Figura IV.31).

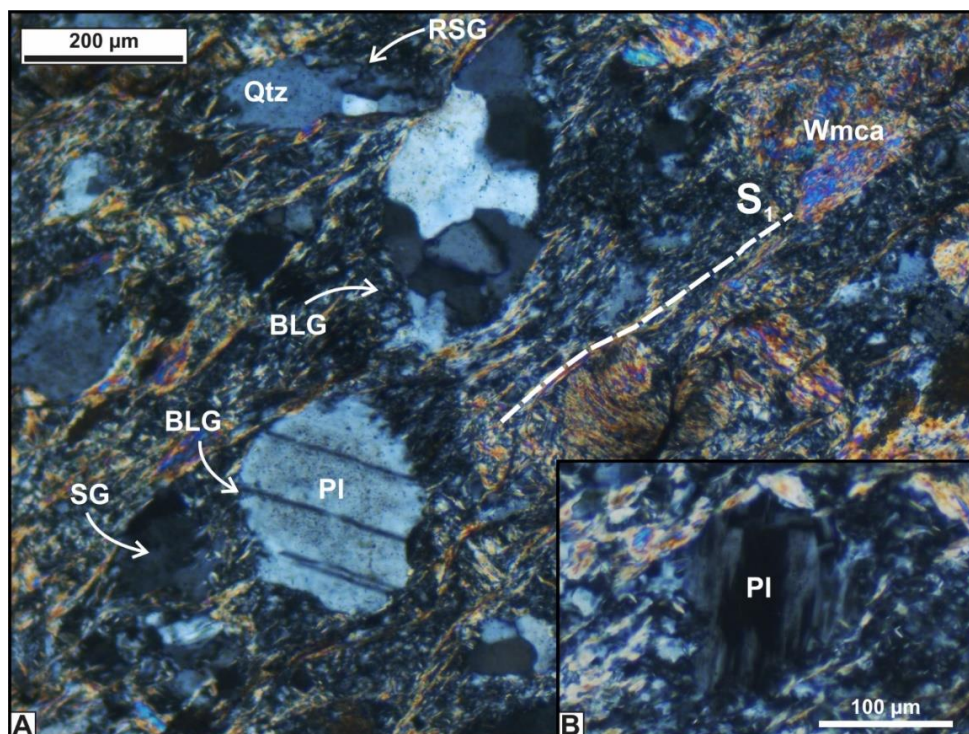


Figura IV.28. Texturas de recrystalización dinámica en meta-grauvacas foliadas de la Formación Lemaire. BLG: *bulging*. RSG: rotación de sub-granos. SG: sub-granos. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Pl: plagioclasa. NC.

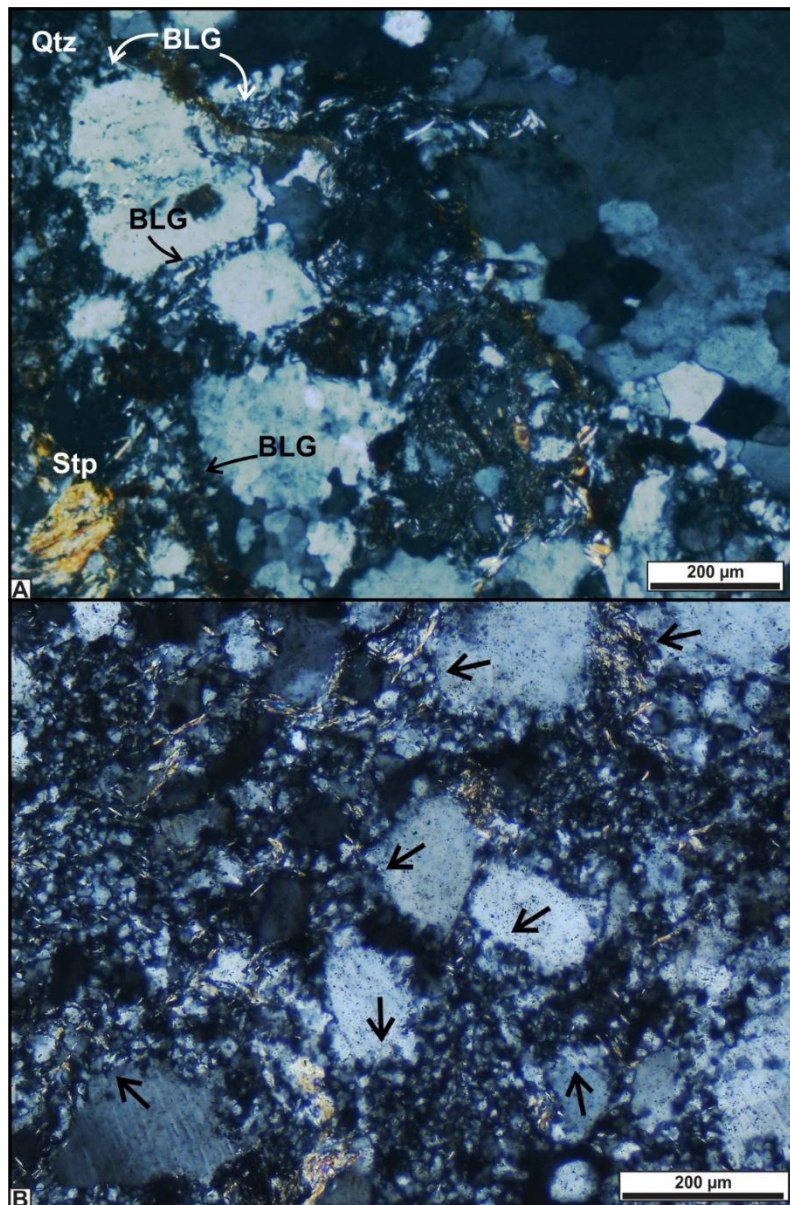


Figura IV.29. Texturas de recristalización dinámica en meta-conglomerados de la Formación Lemaire. **BLG:** *bulging*. **Qtz:** cuarzo. **Stp:** estilpnomelano. Las flechas negras en **B** indican recristalización por *bulging* en bordes de grano. **NC.**

Las texturas de recristalización dinámica asociadas a S_1 y fábricas miloníticas (S_{1m}) descritas en esta sección se encuentran afectadas por estructuras correspondientes a D_2 .

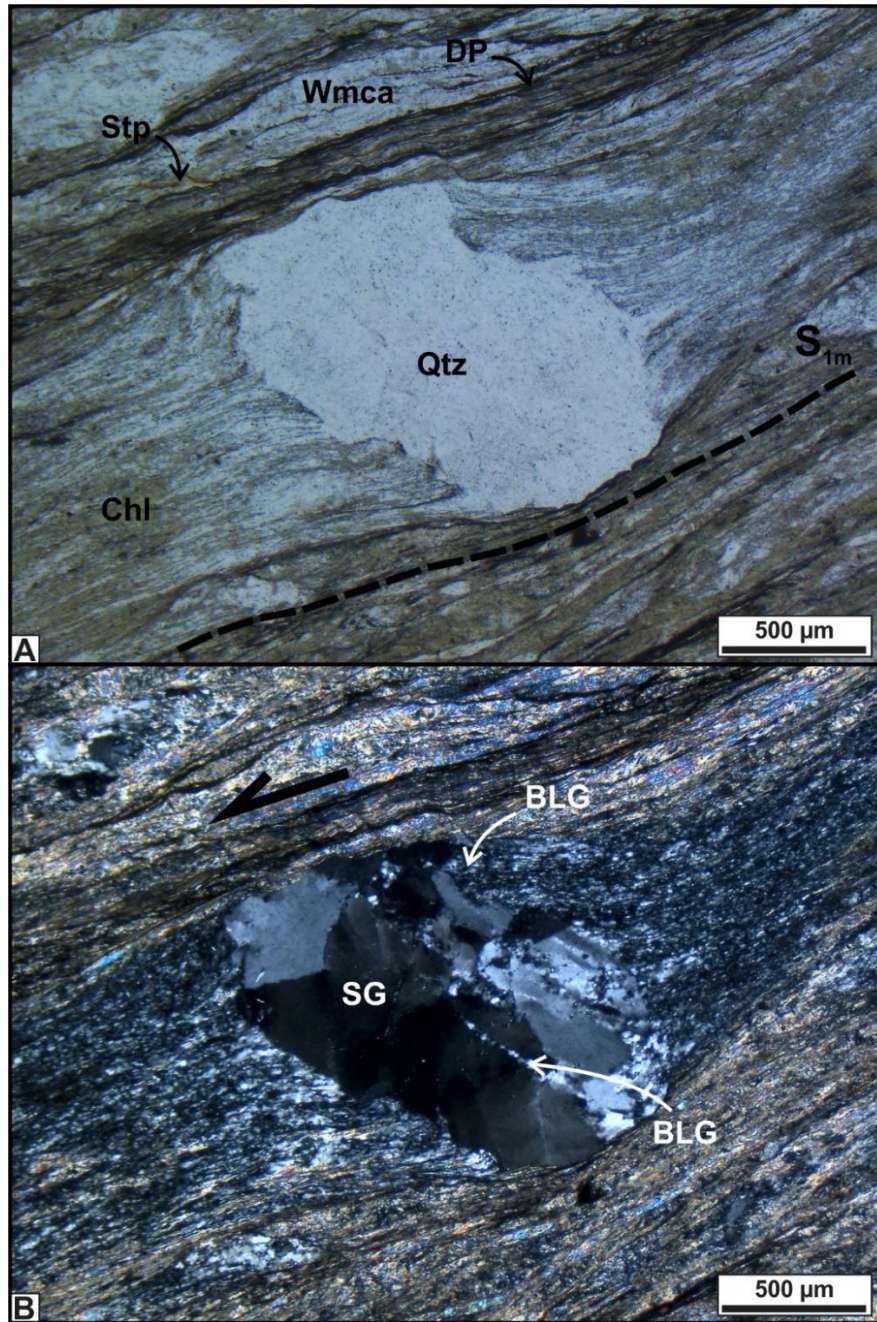


Figura IV.30. Porfiroclasto (A: NP, B: NC) tipo σ y foliación milonítica (S_{1m}) en milonitas desarrolladas en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita en la zona de cizalla CB-2 del Cañadón Bianchi (ver Figura IV.21). DP: bandas de disolución por presión. BLG: bulging. SG: sub-granos. Qtz: cuarzo. Stp: estilpnomelano. Wmca: mica blanca. Chl: clorita.

Esto, sumado a que no existe una orientación de las foliaciones miloníticas que sea claramente discordante a S_1 sugiere un fuerte vínculo entre ambas estructuras. Por lo tanto, S_{1m} se interpreta como un fenómeno localizado de metamorfismo dinámico (M_{1D}) que

probablemente ocurrió durante el pico de metamorfismo asociado a D₁, o poco después del mismo en zonas de cizalla discretas y afectando grupos litológicos específicos. Estas zonas de cizalla dúctiles evolucionaron a zonas de cizalla frágil/dúctiles que funcionaron como corrimientos durante D₂, como será tratado en la sección IV.4.2.a.

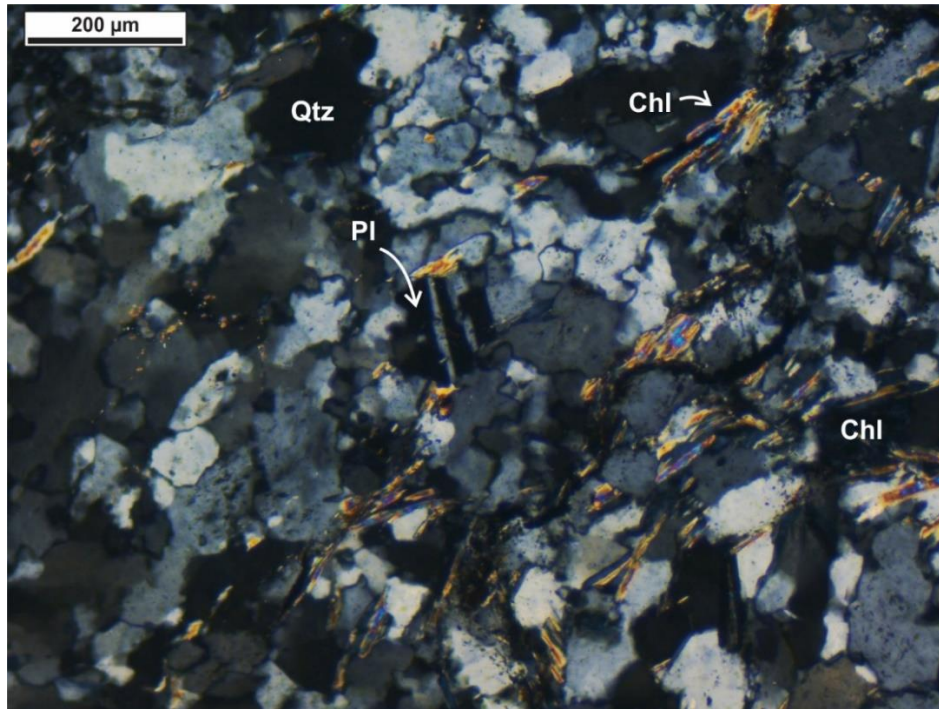


Figura IV.31. texturas de recristalización dinámica y deformación cristaloplástica en cristales de plagioclasa en la matriz de proto-milonitas en la zona de cizalla CB-2 del Cañadón Bianchi (ver Figura IV.21), desarrolladas en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita. Pl: plagioclasa. Chl: clorita. Qtz: cuarzo. NC.

IV.4.2 Segunda fase de deformación (D₂)

Las metamorfitas y estructuras generadas durante M₁, M_{1D} y D₁ se encuentran deformadas y afectadas por D₂. En comparación con D₁, D₂ exhibe un estilo de deformación más frágil y con distribución de las estructuras más localizada. A partir de las orientaciones y relaciones de corte medidas y observadas en las estructuras vinculadas a D₁ y D₂ (Figura IV.21, 22, 23) se considera -como en otros sectores del CCAF analizados en esta tesis- que

ambas fases de deformación son coaxiales y presentan continuidad durante deformación progresiva. D_2 produjo el apretamiento y fallamiento de pliegues F_1 , y la generación de pliegues de segunda fase (F_2), los cuales producen patrones de interferencia en los pliegues de primera fase previamente volcados (Figura IV.32 A). F_2 presenta un rango de órdenes de plegamiento amplio, expresando el mayor orden en la crenulación de S_1 (observable en sección delgada) y el menor orden perceptible en la estructura sinforme de escala regional que atraviesa el área de estudio de este capítulo con un eje que inclina hacia el Sudeste (Figura II.1, IV.1, 21, 22).

La crenulación de S_1 produce una foliación de crenulación (S_2) (Figura IV.7 D). S_2 es zonal o discreta y asimétrica, definida por material opaco producto de disolución por presión y el crecimiento de estilpnomelano metamórfico, fundamentalmente a lo largo de los limbos cortos de los pliegues de crenulación. La intersección entre S_1 y S_2 define una lineación de crenulación (L_2 , contenida en las superficies S_1 ; Figura IV.32 B), cuya orientación es aparentemente coincidente con los pliegues F_2 medidos en el campo (Figura IV.23 F).

El desarrollo de la crenulación, el plegamiento y fallamiento de las estructuras de primera fase no está homogéneamente distribuido, sino que se encuentra concentrado y es notablemente mayor en las cercanías de zonas de cizallas frágil/dúctil asociadas a D_2 . Alejándose de los sectores donde se concentró la deformación por cizalla simple, las rocas de la Formación Lemaire presentan evidencias de deformación frágil (fallamiento) sobreimpuesto al plegamiento F_2 , al igual que en las zonas de cizalla, pero con desarrollo más espaciado (Figura IV.32 C).

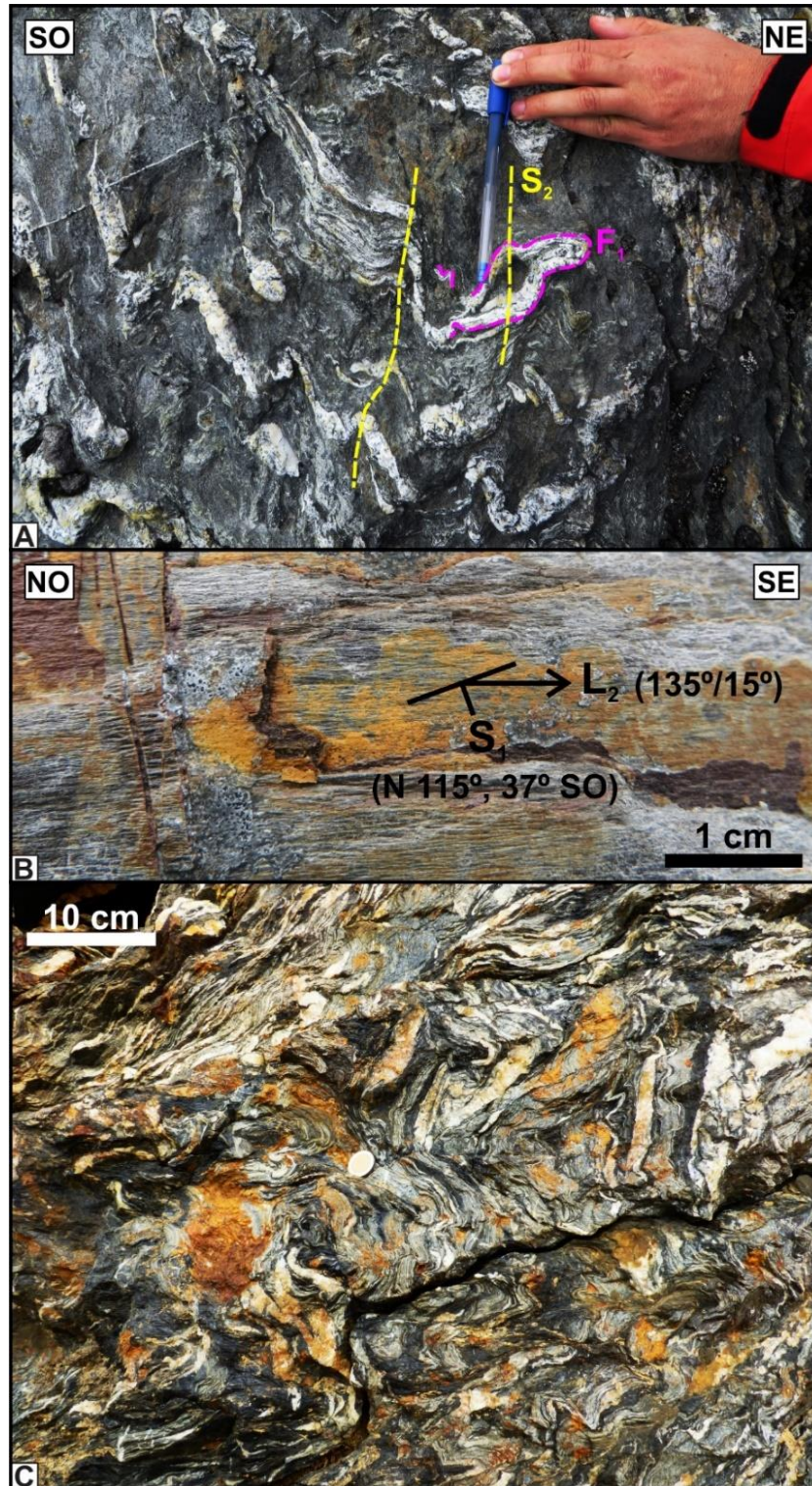


Figura IV.32. A. Pliegues F_2 en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita de la Formación Lemaire, produciendo patrones de interferencia en pliegues F_1 . B. Lineación de crenulación (L_2) en pizarras de la Formación Lemaire en el entorno de la zona de despegue (ver secciones siguientes) en el Cañadón Bianchi. C. Plegamiento apretado en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita de la Formación Lemaire, afectados por fallas.

IV.4.2.a Zonas de cizalla frágiles/dúctiles asociadas a D₂.

Corrimientos D₂. En la zona Laguna del Caminante - Cañadón Bianchi se reconocieron zonas de cizalla de extensión muy variable, asociadas a corrimientos desarrollados durante D₂ que afectan las metamorfitas de la Formación Lemaire (interpretación en sección IV.5). Estos conectan secuencia arriba con una superficie de despegue alojada en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán, estratigráficamente por debajo del GPQ (Figura IV.1, 33, 42). La superficie de despegue aquí descripta es equivalente a otras zonas de cizalla indicadas en esta tesis como el despegue de techo de un sistema de dúplex de escala regional, que evolucionó transmitiendo acortamiento de forma progresiva hacia el antepaís desde ca. 80 Ma.

Las fábricas, texturas y el conjunto de estructuras que caracterizan las zonas de cizalla del sector Laguna del Caminante – Cañadón Bianchi son variadas, y evidencian deformación en niveles corticales propios del ámbito frágil/dúctil. Asimismo, las orientaciones medidas en el campo y la expresión cartográfica de los corrimientos que afectan la Formación Lemaire (Figura IV.1, 21, 22) sugieren, por un lado, que las zonas de cizalla no son superficies discretas ni mantienen un espesor constante a lo largo de su extensión lateral, sino que se trata de zonas amplias con geometrías anastomosadas y variaciones de espesor muy marcadas (cf. Bellanger et al., 2014; Fossen y Cavalcante, 2017); y por otro, que estas fueron plegadas luego de ser desactivadas, durante el avance de la deformación hacia el antepaís. En la zona del Cañadón Bianchi se mapearon tres zonas de cizalla (corrimientos CB-1, CB-2 y CB-3; Figura IV.21, IV.33 A) que cortan secuencia arriba la estratigrafía de la Formación Lemaire, conectando con la superficie de despegue ubicada en el entorno del contacto entre esta unidad y la Formación Yahgán, inmediatamente debajo de las rocas intrusivas del GPQ (Figura IV.1, 33 A).

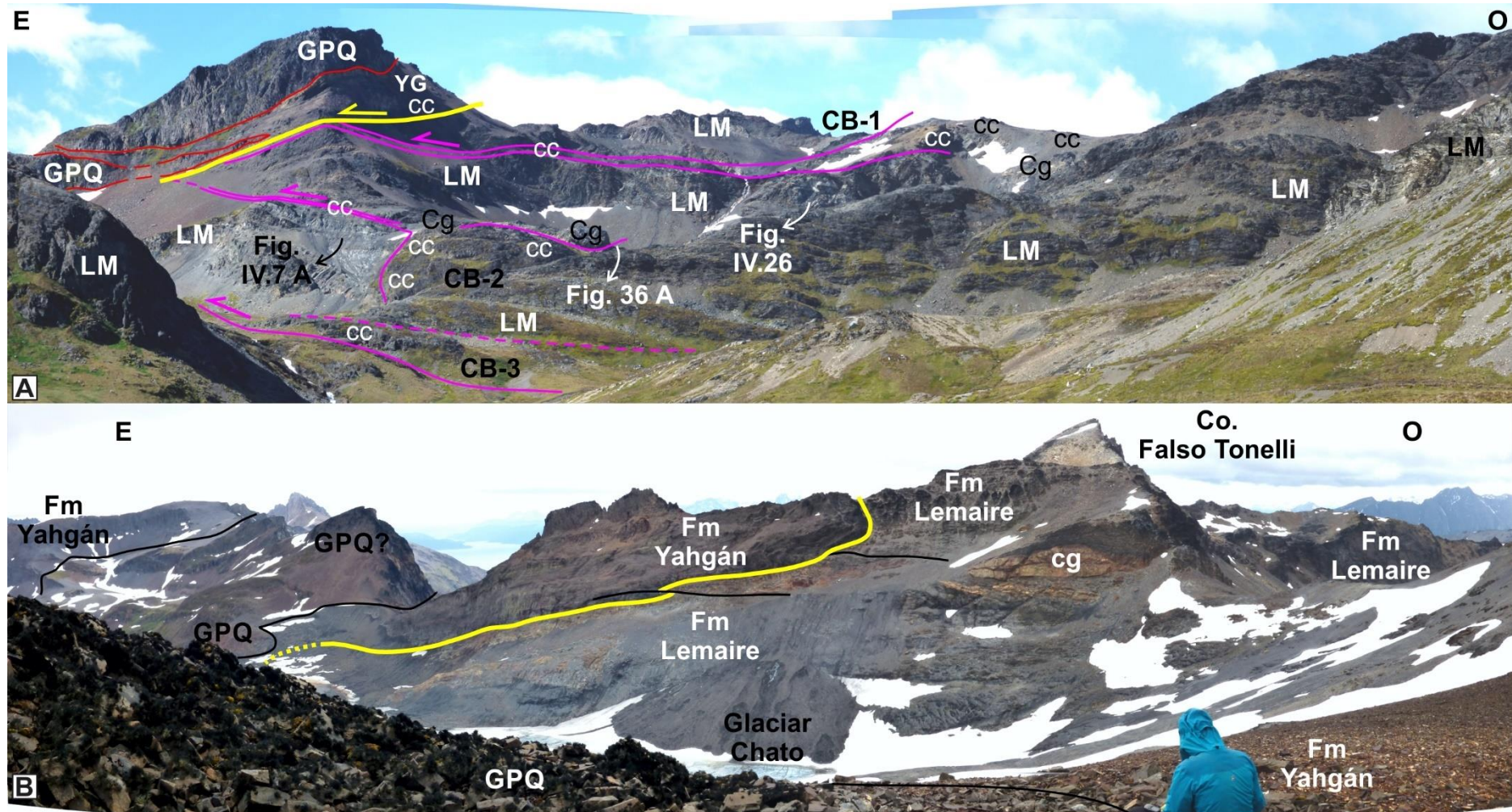


Figura IV.33. Panorámicas de dos sectores del Cañadón Bianchi (ubicación de la toma de las fotografías en Figura IV.21), mostrando las relaciones estratigráficas y estructurales entre los grupos litológicos de las Formaciones Lemaire (LM), Yahgán (YG) y el GPQ. CC: cataclasitas. Cg: meta-conglomerados.

Siguiendo la terminología de rocas de falla propuesta por Twiss y Moores (2007), las rocas que componen las zonas de cizalla CB-1, CB-2 y CB-3 son en su gran mayoría cataclasitas (porcentaje de matriz mayor al 30%), y en menor proporción -especialmente alejándose de las zonas de mayor concentración de la deformación- brechas de falla (porcentaje de matriz menor al 30%); tratándose en ambos casos de rocas cataclásticas cohesivas. En las zonas de cizalla se combinan fenómenos de cataclasis, plegamiento (F_2), fallamiento (que afectan los pliegues) y deflexión de foliaciones previas generando fábricas de cizalla sigmoidales (estructuras “tipo S-C”, Figura IV. 34, 41).

Las litologías involucradas en las zonas de cizalla, si bien son difíciles de determinar por la intensa deformación, corresponden fundamentalmente a esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita, existiendo un aparente control litológico en el emplazamiento de las fallas. Esto es muy claro en el caso del corrimiento CB-3, en el cual alejándose del frente del corrimiento (donde se concentra la deformación y predomina la cataclasis, Figura IV.34, 35) hacia el Sur se observan las rocas del grupo litológico mencionado afectadas en menor grado por cataclasis, predominando estructuras de plegamiento (F_2) y fallamiento -en orientaciones muy variadas- de escala microscópica y de afloramiento (Figura IV.32 C). El límite Sur de esta zona de cizalla es, por lo tanto, difuso, siendo el contacto entre las rocas afectadas y no afectadas por cataclasis gradual. El corrimiento CB-2, por su parte, involucra litologías similares y se concentra estratigráficamente por debajo de los meta-conglomerados de la Formación Lemaire, que funcionan como “tope” de la zona de cizalla (Figura IV.36 A, C). En la base de los meta-conglomerados ocurrió cataclasis (Figura IV.37), fenómeno que no es visible algunos metros por encima de esta. En este nivel estratigráfico, así como en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita cercanos a la base de la zona de cizalla, se observa una transición entre proto-milonitas/milonitas (deformación dúctil, Figura IV.30) hacia cataclasitas cohesivas donde predominan la fracturación en fragmentos angulosos,

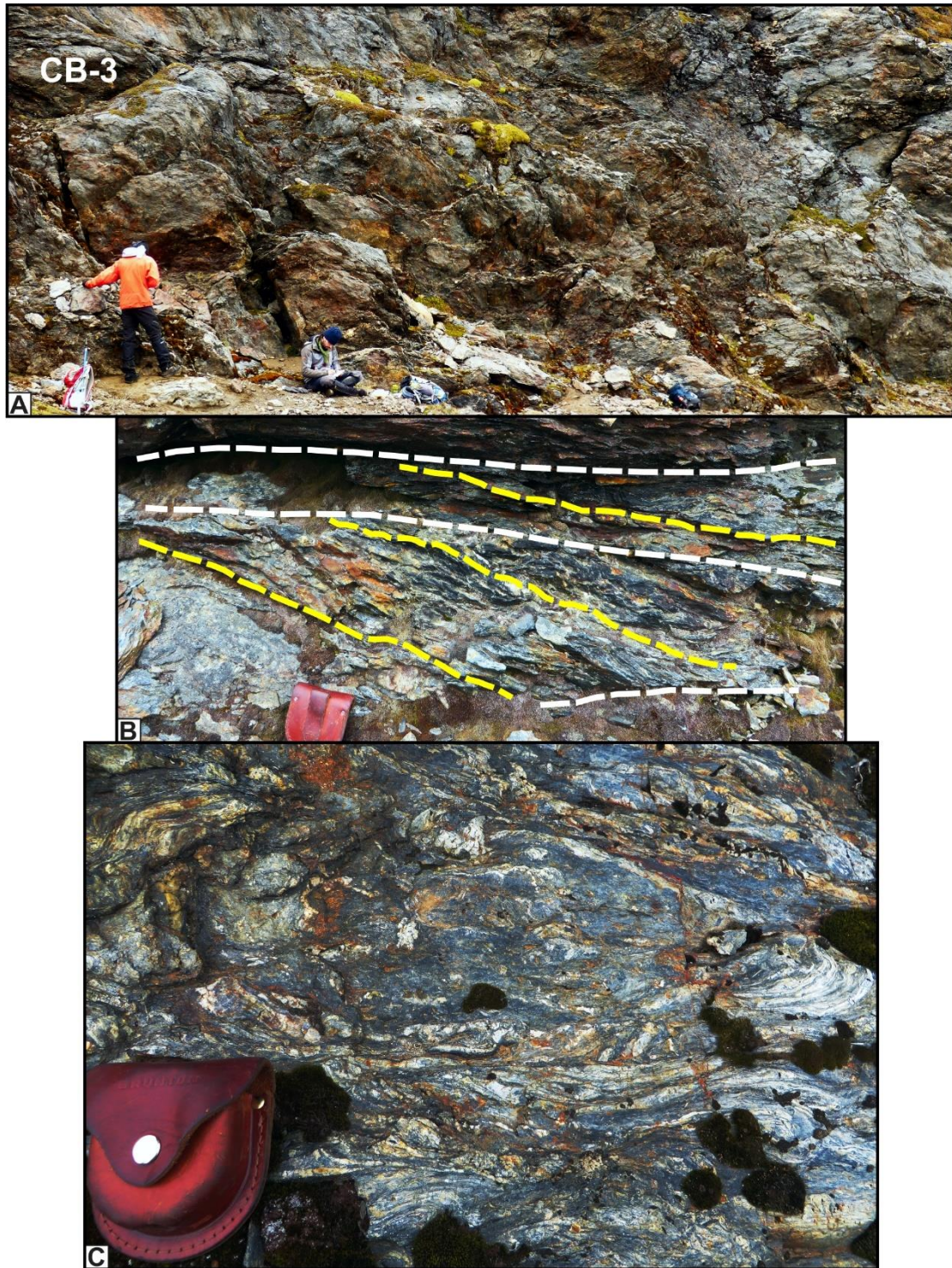


Figura IV.34. A. Zona de cizalla correspondiente al corrimiento CB-3. Las rocas cataclásticas están afectadas por numerosos planos de falla frágiles con orientaciones muy variadas. B. Fábricas de cizalla sigmoidales -estructuras “tipo S-C”-, con deflexión de la foliación (líneas amarillas) hacia planos de falla discretos (líneas blancas). Pliegues F_2 desmembrados y fallados. A esta escala de observación la roca debería clasificarse como una brecha de falla.

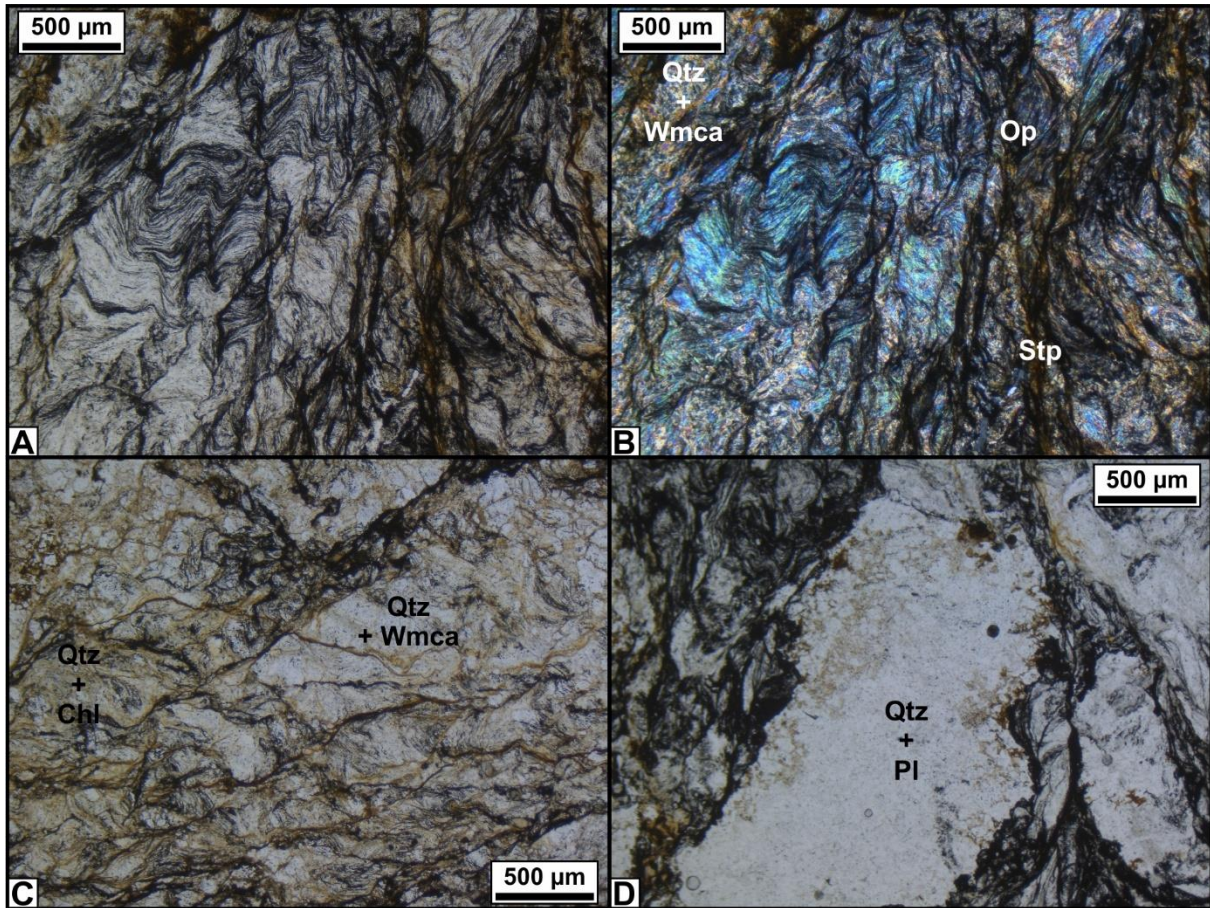


Figura IV.35. A (NP), B (NC). Brecha de falla en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita. Nótese las superficies de fractura desplazando los pliegues F_2 . C, D (NC). Cataclasitas cohesivas en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita en la zona de cizalla correspondiente al corrimiento CB-3. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Op: material opaco. Chl: clorita. Stp: estilpnomelano.

sobreimpuesta a las texturas miloníticas (Figura IV.37). En la zona de cizalla, las rocas involucradas fueron intensamente fracturadas por procesos cataclásticos, plegadas y falladas (Figura IV.36, 37). En algunos casos, estructuras previas como la foliación tectónica de primera fase se deflectan hacia planos discretos formando fábricas de cizalla sigmoidales -estructuras “tipo S-C”- (Figura IV.36 B, D, E). La zona de falla está atravesada por numerosas venas de cuarzo. Muchas de ellas, previas o contemporáneas al cizallamiento, están plegadas y desmembradas por fallamiento y probablemente estiramiento -en zonas de cizalla de menor escala- de sus fragmentos (Figura IV.36 F).

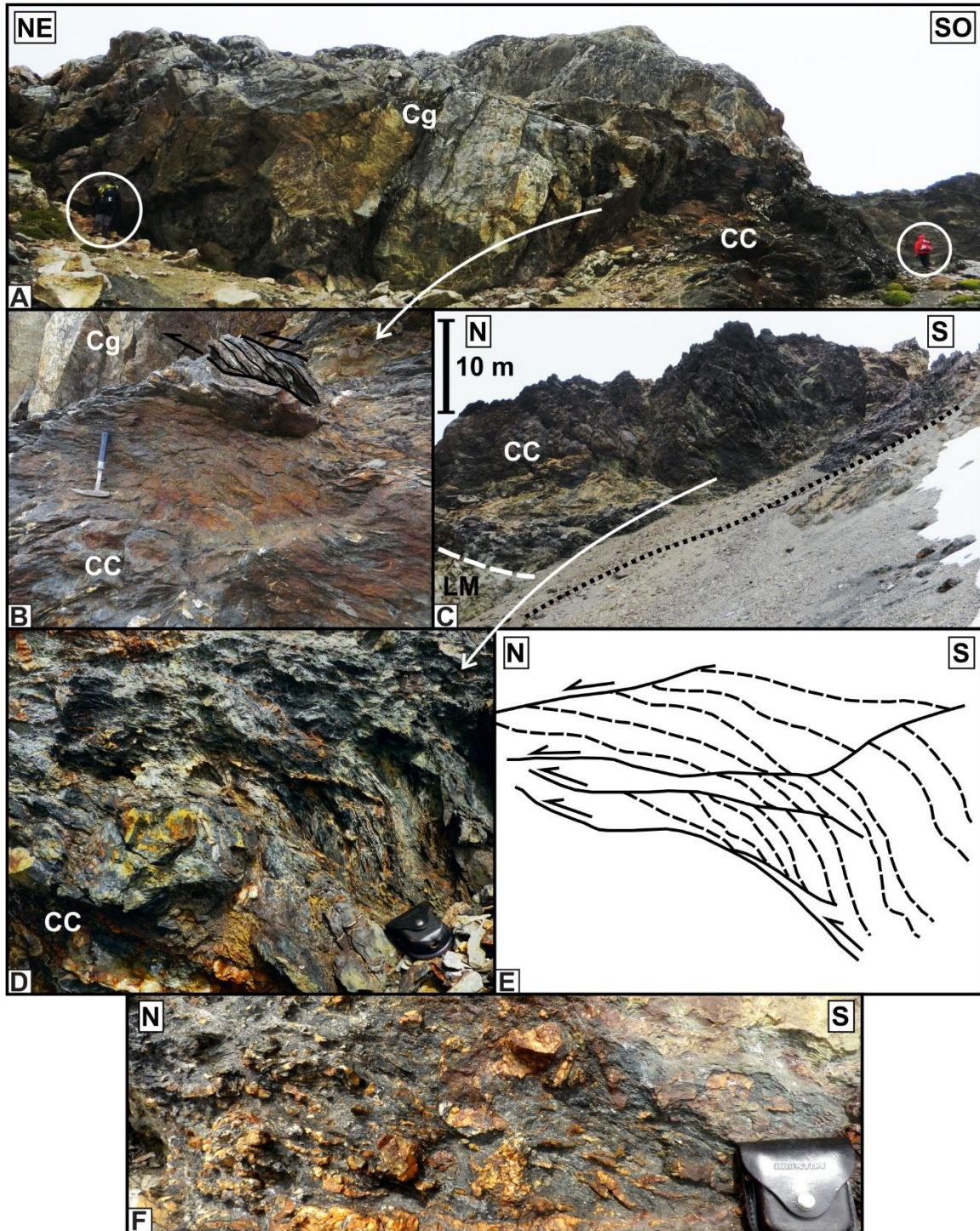


Figura IV.36. A. Contacto entre meta-conglomerados (Cg) de la Formación Lemaire y cataclasitas (CC) en la zona de cizalla correspondiente al corrimiento CB-2. Ubicación en la Figura IV.33 A. B. Detalle de las cataclasitas. Se observan fábricas de cizalla sigmoidales -estructuras “tipo S-C”-. Zona de cizalla correspondiente al corrimiento CB-2 (ubicación en Figura IV.21), emplazado en la Formación Lemaire (LM). D-E. Detalle de estructuras “tipo S-C” en la zona de cizalla de la Figura C. F. Texturas cataclásticas que involucran venas de cuarzo en la misma zona de cizalla.

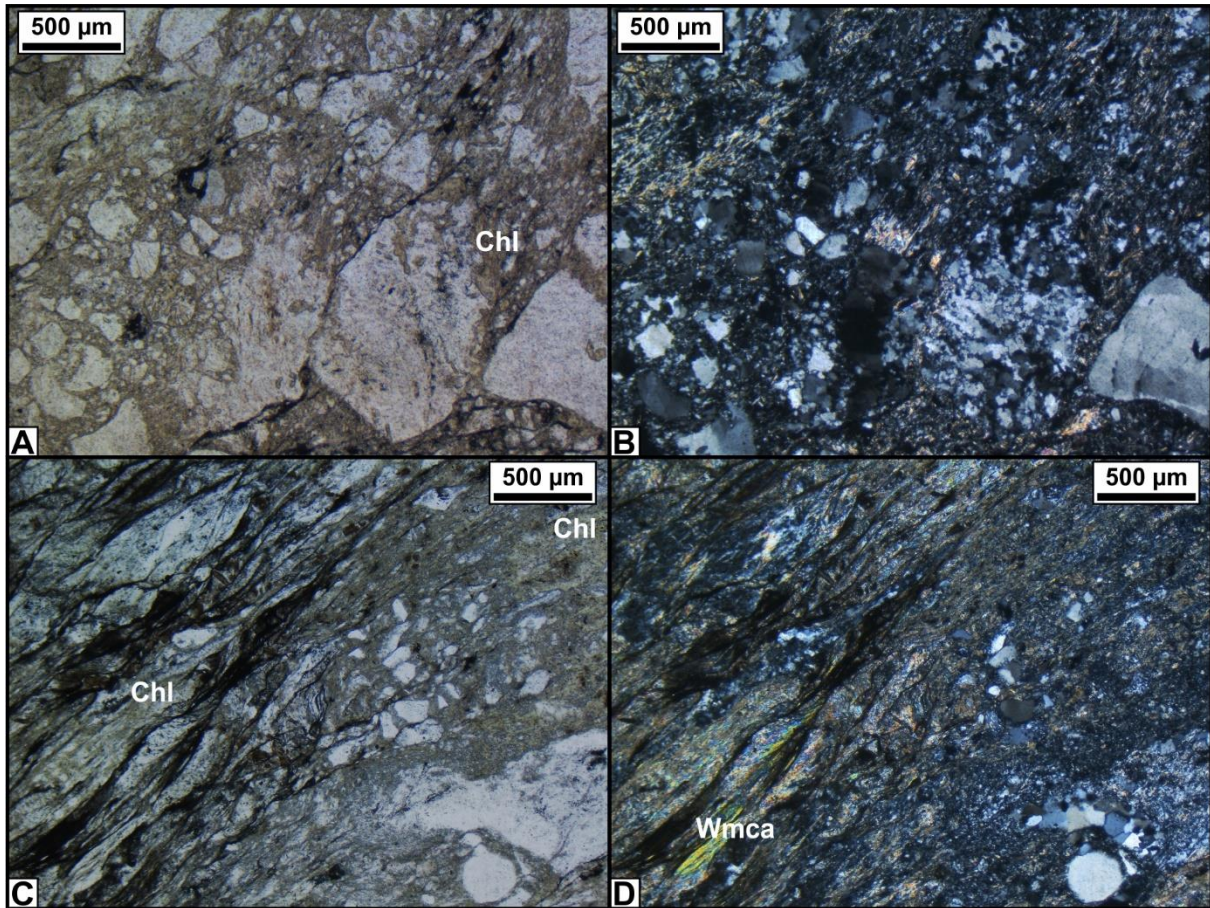


Figura IV.37. A (NP), B (NC). Proto-milonitas en la zona de cizalla correspondiente a CB-2, ubicada en la base de meta-conglomerados de la Formación Lemaire. C (NP), D (NC). Contacto entre brecha cohesiva (izquierda) y proto-milonita (derecha) en la misma zona de cizalla. Chl: clorita. Wmca: mica blanca.

Los clastos en las rocas cataclasitas cohesivas de la zona de cizalla correspondiente al corrimiento CB-1 (Figura IV. 38, 39) indican que el grupo litológico afectado también concierne a un nivel de esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita. Estas presentan trituración mecánica, produciendo clastos angulosos de diversos tamaños, en algunos casos con texturas de rompecabezas (*jig-saw*). La fábrica dominante comprende una densa red de fracturas, con material del protolito triturado y abundante óxido ferruginoso en la matriz (Figura IV.38, 39). La propensión de los corrimientos D₂ a desarrollarse en ciertas litologías de la Formación Lemaire (y ser continuas a lo largo de las mismas) sugiere un emplazamiento en niveles estratigráficos que presentaban inclinación en limbos de pliegues

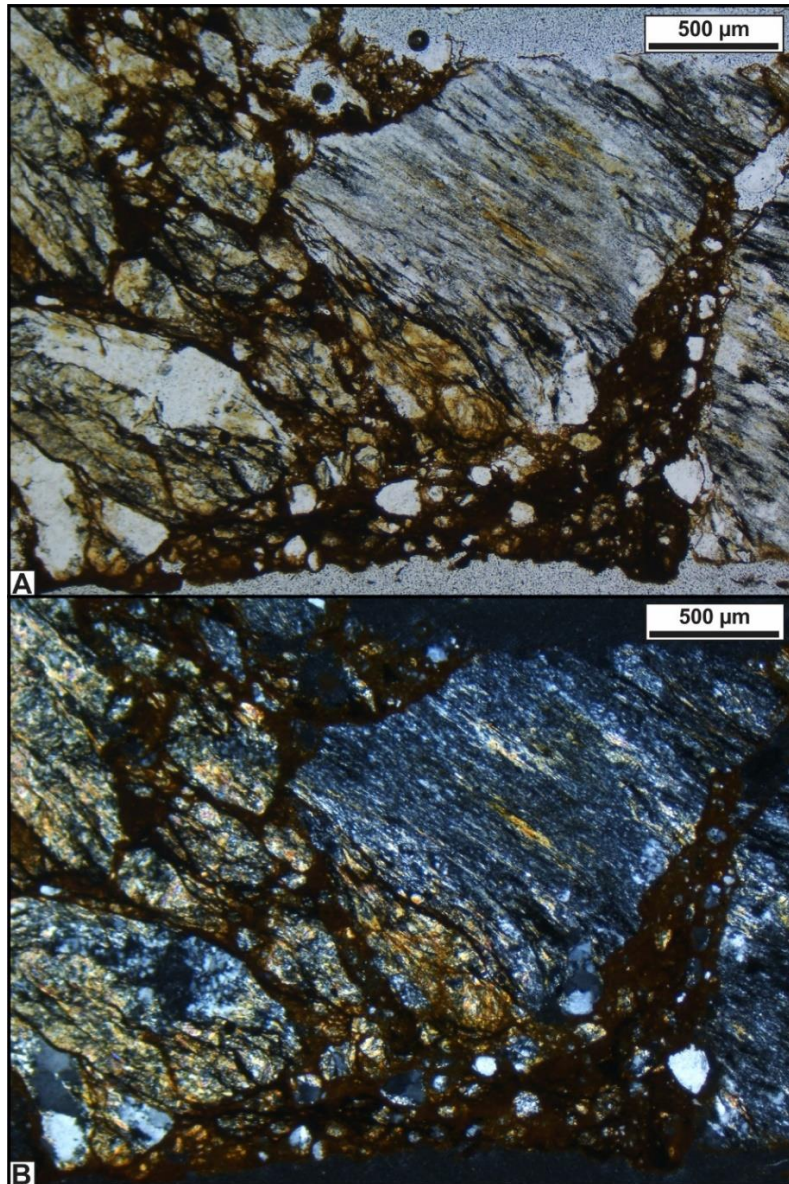


Figura IV.38. A (NP), B (NC). Cataclasitas cohesivas en la zona de cizalla correspondiente al corrimiento CB-1, emplazada en esquistos cuarzo-micáceos de mica blanca y clorita de la Formación Lemaire.

preexistentes -F₁- al momento de ocurrir el fallamiento (ver sección IV.5). Como ya fuera mencionado, estas zonas de cizalla experimentaron plegamiento y exhumación -en conjunto con las unidades estratigráficas circundantes- asociados al avance progresivo de la deformación hacia el antepaís durante D₂.

Despegue D₂. El nivel de despegue ubicado en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán, verificado en el campo en las inmediaciones de la Laguna

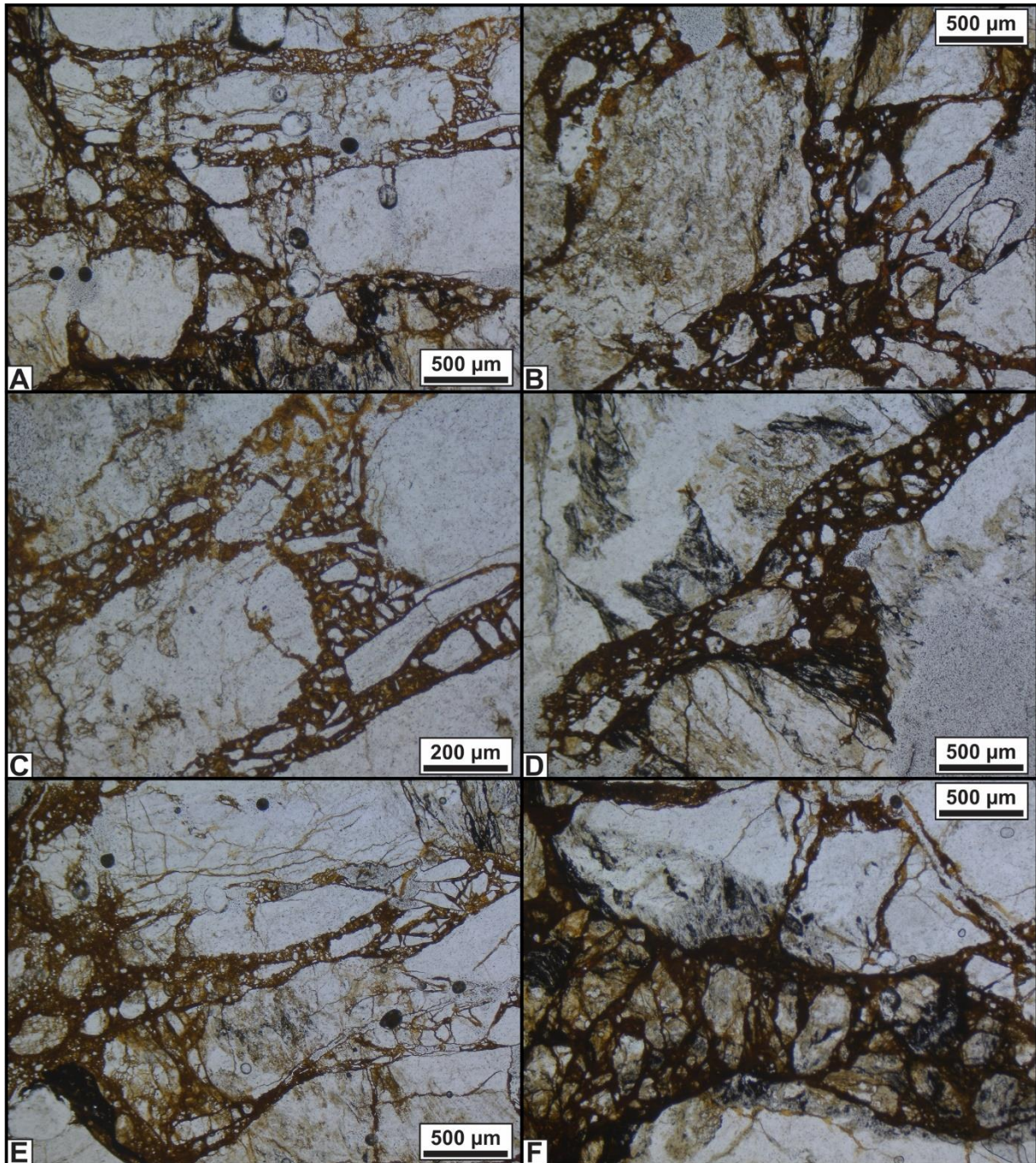


Figura IV.39. Texturas cataclásticas (NP) en cataclasitas cohesivas en la zona de cizalla correspondiente al corrimiento CB-1. Nótese el entramado de redes de fracturas compuestas por clastos angulosos producto de la trituración mecánica del protolito, con texturas de rompecabezas y la presencia de óxido ferruginoso en la matriz.

del Caminante y en el Cañadón Bianchi (Figura IV.33, 40) está constituido por rocas con grados variables de cataclasis, que presentan estructuras frágiles/dúctiles asociadas a D₂, en

algunos casos indicando la cinemática de la cizalla (techo hacia el Norte-Noreste). Sobre la margen occidental de la Laguna del Caminante, una zona de cizalla de al menos 5 metros de espesor se ubica en la base del GPQ, deformando intensamente las pizarras de la Formación Yahgán (Figura IV.40 A, B). Las rocas de la zona de cizalla son cataclasitas cohesivas.

Fragmentos de gabro incluidos en la cataclasita indican que la base del GPQ está parcialmente involucrada en la zona de cizalla. La foliación S_1 del GPQ se observa, a su vez, deflectada hacia la zona de cizalla (Figura IV.40 C). Se reconocieron fábricas de cizalla con estructuras similares a S-C, donde los planos C, orientados aproximadamente paralelos a la actitud de la zona de cizalla (en este sector, inclinados en promedio 30° al Sur) producen la deflexión de una foliación que podría corresponder al S_1 de las pizarras previo a D_2 (Figura IV.40 C, D).

En la zona de cizalla ocurrió un intenso plegamiento de las estructuras de la primera fase, como la S_1 de las pizarras. Estos pliegues (F_2) están notablemente concentrados espacialmente en esta zona de cizalla, y suele producir una lineación de intersección entre S_1 y S_2 -o lineación de crenulación-, contenida en las superficies S_1 (Figura IV.41 A, B). La cataclasita exhibe densas redes de fracturas con clastos angulosos de tamaños muy variables - con texturas *jig-saw*- y gran abundancia de óxidos y otros materiales opacos en la matriz (Figura IV.41 C, D). La existencia de fenómenos de recristalización dinámica de bajo grado (*bulging*) en bordes de cristales y venillas de cuarzo indican que parte de la disminución del tamaño de grano, incorporados progresivamente a la matriz durante la cizalla involucró procesos no exclusivamente frágiles (Figura IV.41 E).

En el sector del Cañadón Bianchi, debajo del GPQ la Formación Yahgán está involucrada en una zona de cizalla lateralmente equivalente a la arriba descrita. Se destacan

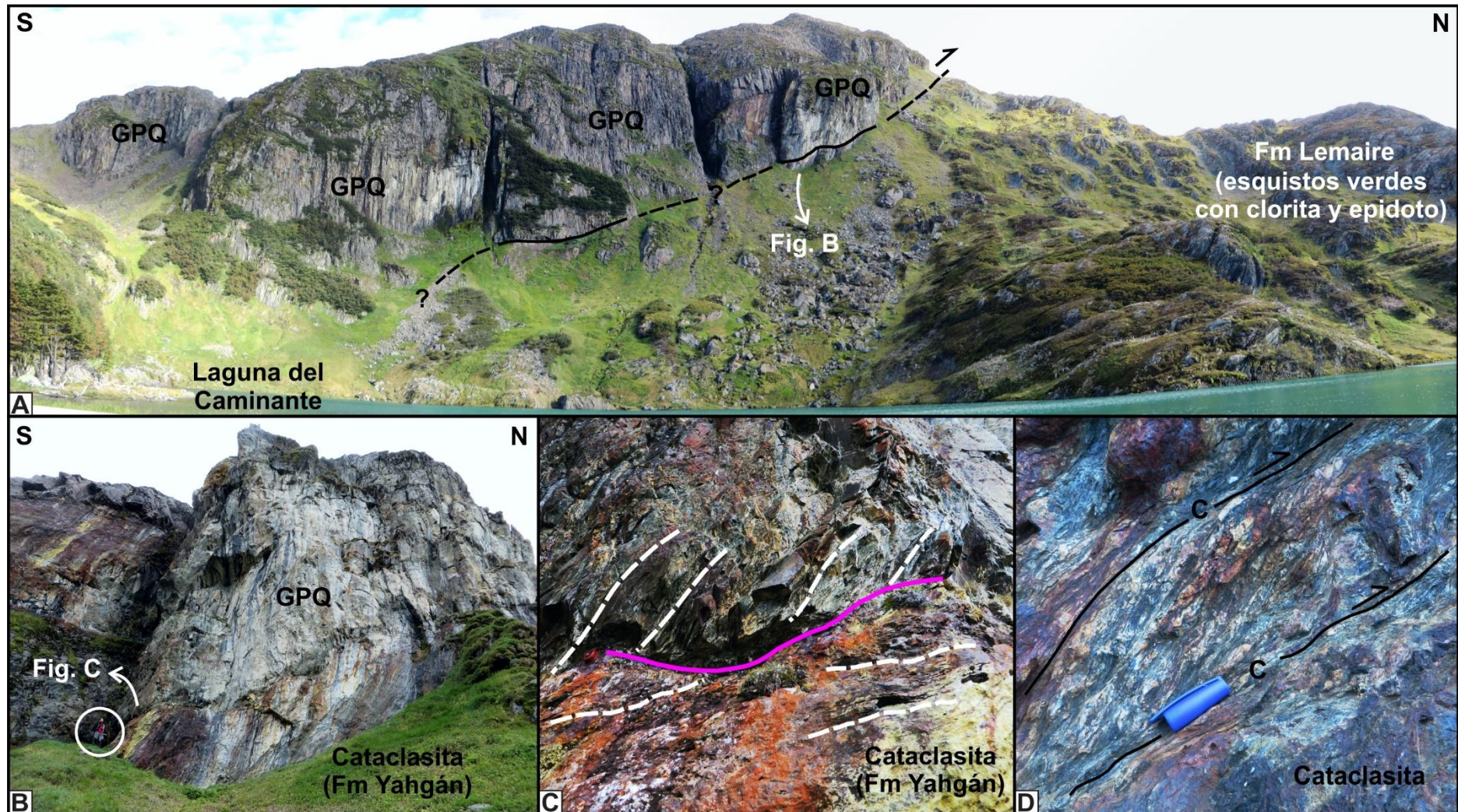


Figura IV.40. Zona de cizalla en la zona de la Laguna del Caminante, correspondiente al despegue en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán. A. Vista panorámica hacia la cabecera de la Laguna del Caminante. B-D Detalle de estructuras S-C y texturas cataclásticas.

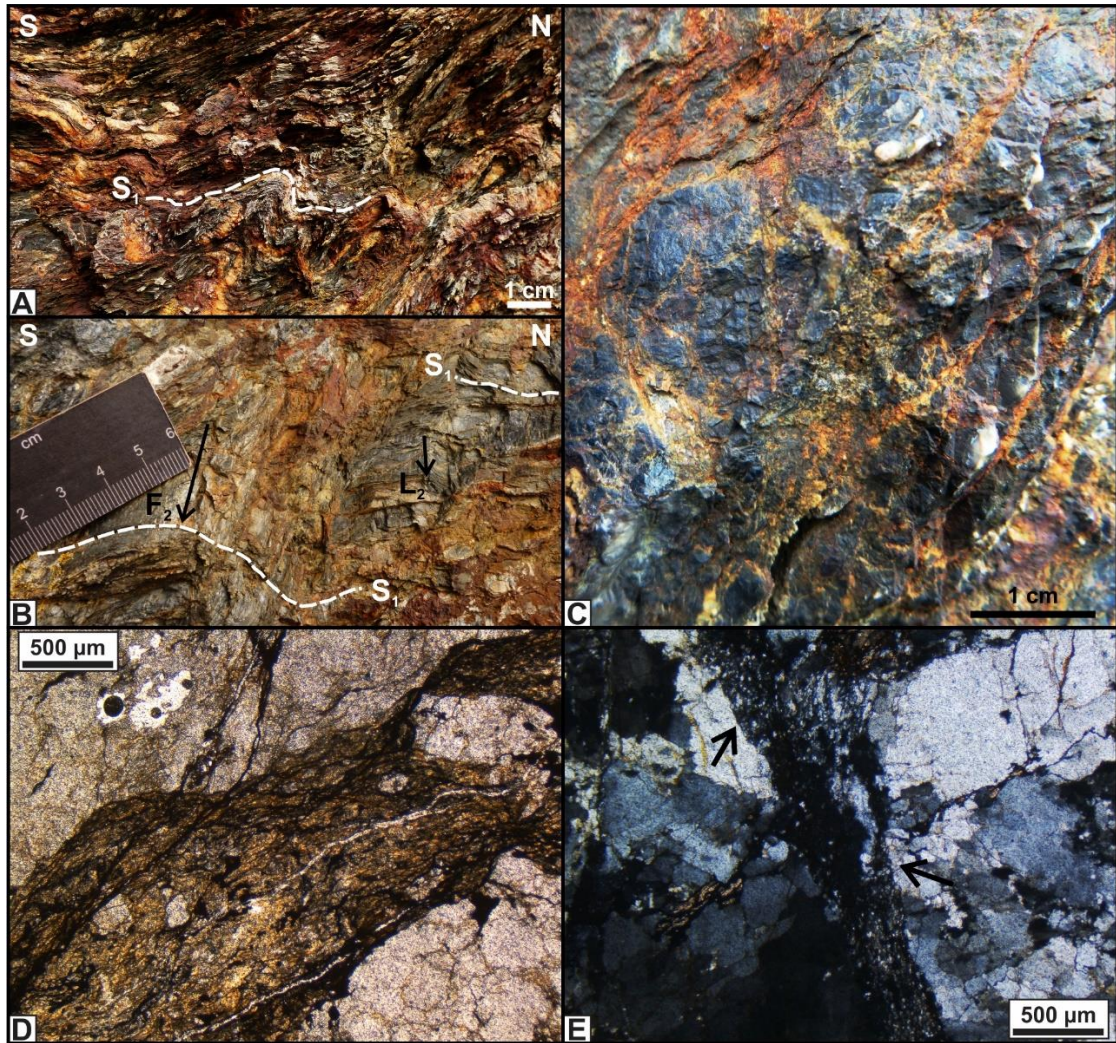


Figura IV.41. Estructuras en la zona de cizalla del despegue de la Laguna del Caminante A. Pliegues F_2 vergentes al Norte B. Ejes de pliegue F_2 y lineación de crenulación. C. texturas cataclásticas. D. Fotomicrografía (NP) de cataclasita cohesiva. E (NC). Detalle de recristalización dinámica (*bulging*) en los bordes de clastos en cataclasitas cohesivas de Laguna del Caminante.

texturas cataclásticas en brechas de falla y cataclasitas cohesivas (Figura IV. 42 A), estructuras “tipo S-C” en pizarras -indicando cinemática de la cizalla de techo hacia el Noreste, Figura IV.42 B) y un intenso replegamiento de los pliegues F_1 , volcados hacia una posición de paralelismo con la superficie de cizalla. Se reconoce, además, una crenulación de la foliación de plano axial - S_1 - y fallamiento de los pliegues (Figura IV.42 C, D).

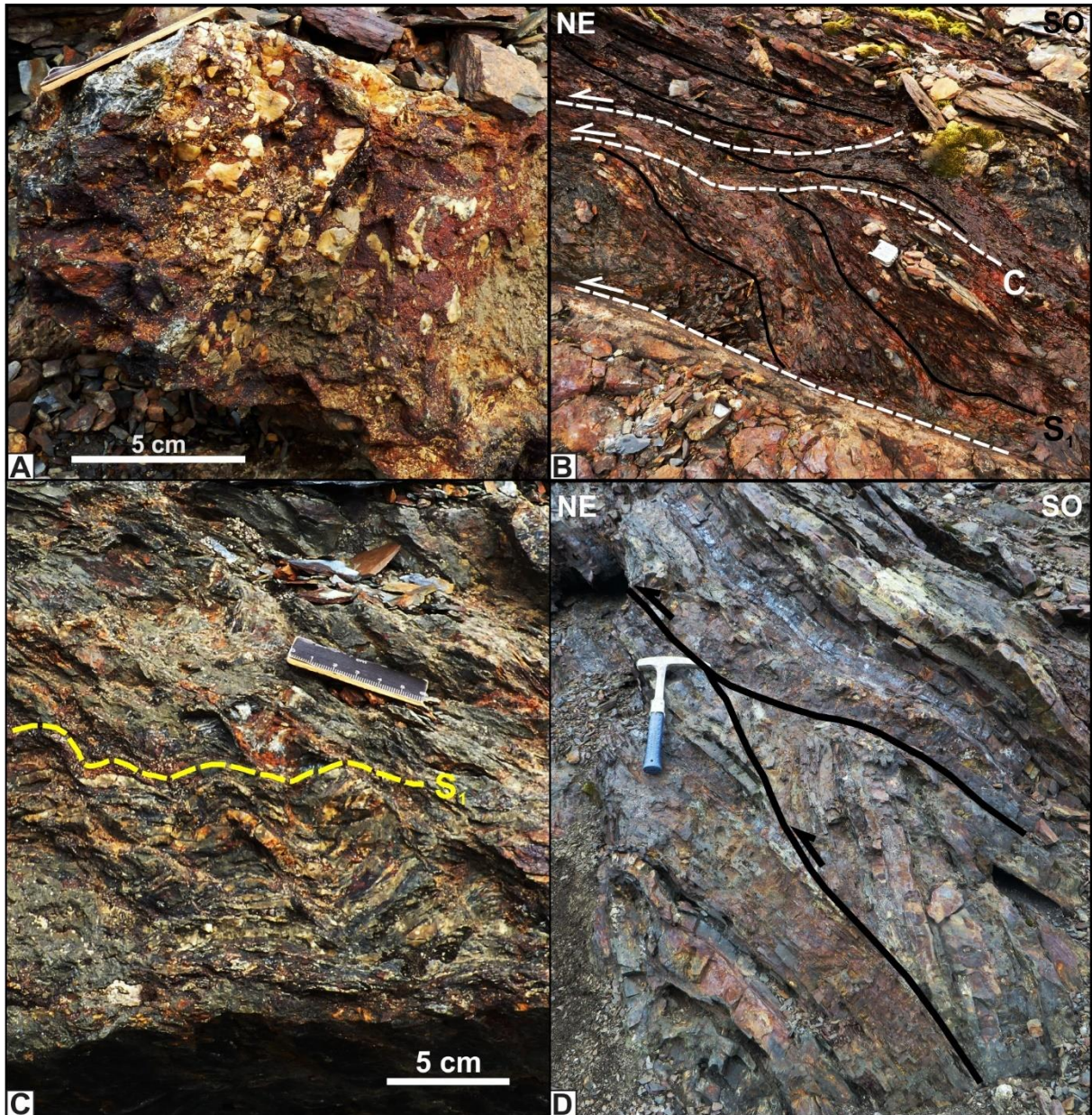


Figura IV.42. Estructuras en la zona de cizalla del despegue del Cañadón Bianchi. A. Rocas cataclásticas (brecha de falla/cataclasita). B. Estructuras “tipo S-C” en pizarras. Las superficies de foliación S_1 se indican en negro, los planos “C” en blanco. C. Plegamiento (F_2) de la foliación S_1 en la zona de cizalla. D. Pliegues F_1 afectados por fallas asociadas a D_2 .

IV.4.3 Tercera fase de deformación (D_3)

Como también fuera observado en otros sectores del CCAF estudiados en esta tesis, se identificaron estructuras de plegamiento en condiciones frágiles afectando estructuras propias de D_1 y D_2 , con orientaciones distintas a las mismas (Figura IV.23 G). En pizarras de

la Formación Lemaire, las estructuras F_3 fueron identificadas como pliegues muy abiertos, por sectores tipo *kink*, con ejes inclinando al Sur - Sudoeste y fracturas con la misma orientación, aparentemente asociadas (Figura IV.43).



Figura IV.43. Estructuras frágiles (D_3) de plegamiento tipo *kink* asociado a fracturas sub-verticales en pizarras de la Formación Lemaire.

IV.4.4 Análisis de la deformación interna (*strain*)

Se realizaron estimaciones de la magnitud de la deformación interna (*strain*) en capas de la Formación Lemaire correspondientes a filitas con un protolito volcanoclástico, las cuales contienen clastos deformados de pizarras con geometrías originales presumiblemente elipsoidales o sub - elipsoidales. Este nivel de la Formación Lemaire se ubica en la zona del Cañadón Bianchi cercano al techo expuesto de la Formación en este sector. El método utilizado, conocido como R_f / ϕ , contempla marcadores originalmente elipsoidales o sub - elipsoidales deformados de manera pasiva con el conjunto de la roca. A partir del mismo, se obtuvieron las razones axiales y orientaciones de dos elipses de deformación, correspondientes a los planos principales de deformación x - y (paralelo a las superficies de S_1)

y $x-z$ (perpendicular a las mismas) del elipsoide de deformación (*strain* en tres dimensiones) finito (Figura IV.44, IV.45). La descripción detallada de la metodología aplicada se puede encontrar en la sección I.1.4.a.

Los resultados obtenidos se desprenden de la medición de 41 y 58 -para los planos $x-y$ y $x-z$, respectivamente) relaciones axiales de elipses de deformación finita (R_f) y orientaciones de los ejes mayores de las elipses resultantes de la deformación (ϕ) respecto a una línea de referencia (LR). Para el plano $x-y$ se estimó una relación axial de la elipse de deformación impuesta (R_s) de $R_{x-y} = 2,34$; y para el plano $x-z$, $R_{x-z} = 3,08$. Dado que $R_{y-z} = R_{x-z} / R_{x-y}$; con estos datos se pueden obtener las relaciones axiales de las tres elipses correspondientes a los planos principales del elipsoide de deformación, de modo que $R_{y-z} = 1,32$. De acuerdo con la clasificación gráfica de elipsoides de Flinn, el valor del parámetro k del elipsoide de deformación resultante es: $k = (R_{x-y} - 1) / (R_{y-z} - 1) = 4,19$ (Figura IV.46); consistente con una geometría **prolada** ($k > 1$). Las superficies S_1 contienen una lineación de estiramiento asociada (Figura IV.23 H) cuya orientación promedio es $133^\circ/32^\circ$, coincidente con el eje largo de las elipses contenidas en el plano $x-y$.

Debe tenerse en cuenta que D_2 , además de producir el plegamiento de las estructuras de primera fase, reorientándolas hacia posiciones que probablemente no coincidan con su orientación original, puede haber contribuido a la deformación de los marcadores utilizados para estos cálculos, siendo difícil interpretar la participación individual de D_1 y D_2 en la constitución del elipsoide de deformación. No obstante, las características del estilo de deformación observadas en D_1 sugieren una mayor participación en la deformación dúctil que produjo el estiramiento de los marcadores hacia geometrías proladas.

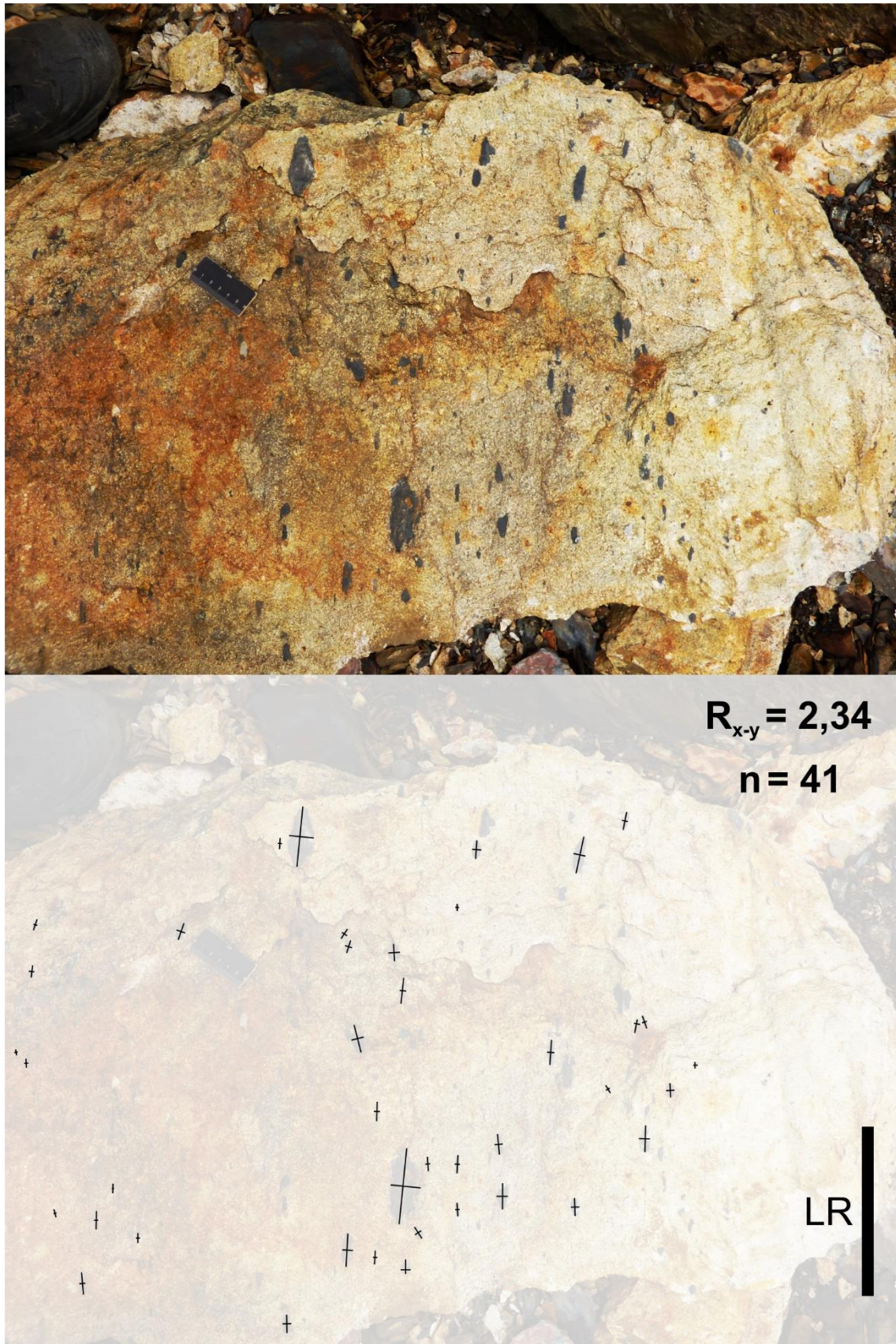


Figura IV.44. Cálculo de relaciones axiales en elipsoides de deformación finita en el plano x-y del elipsoide de deformación, a partir del análisis R_f / ϕ de clastos de pizarra en filitas de la Formación Lemaire.

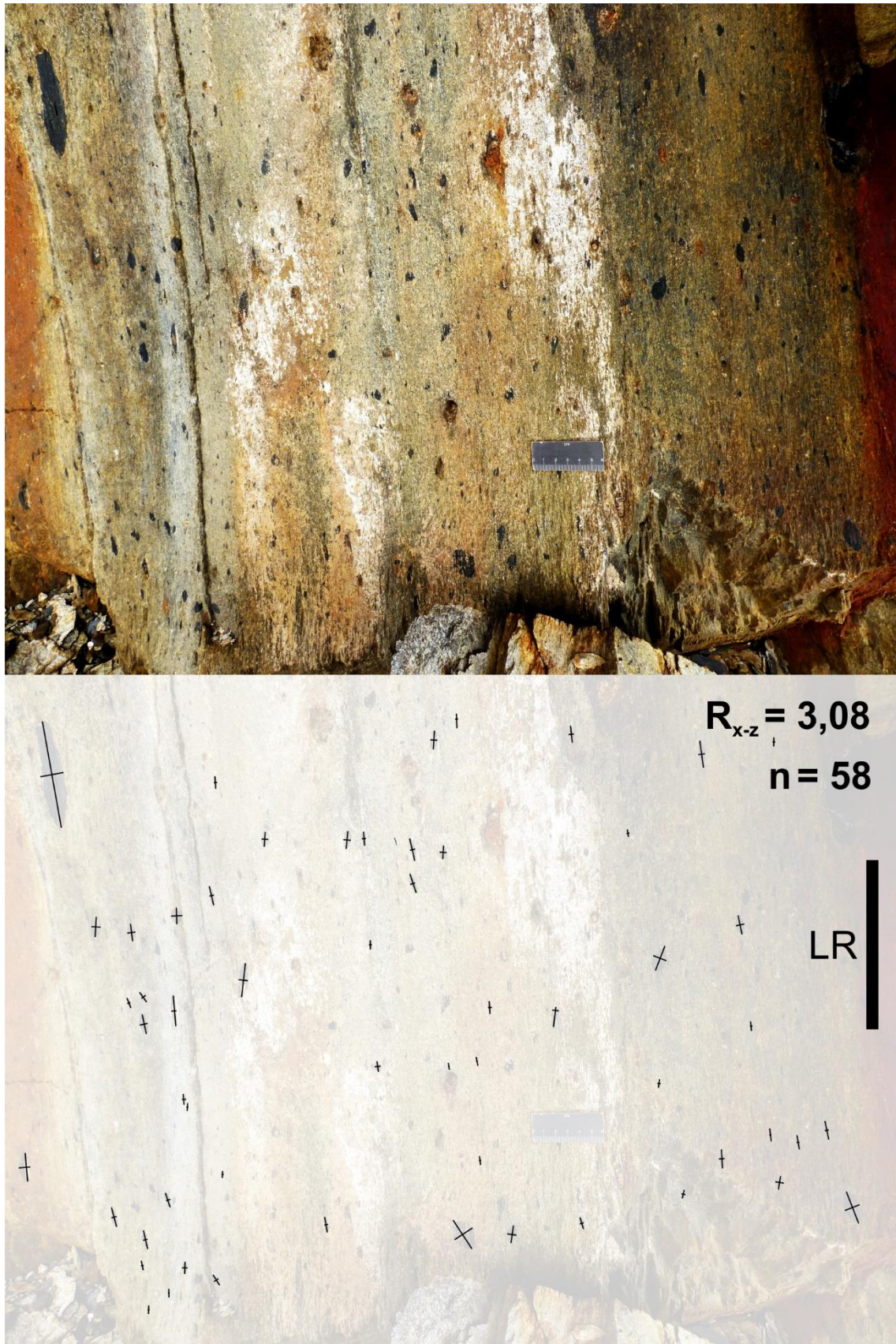


Figura IV.45. Cálculo de relaciones axiales en elipses de deformación finita sobre el plano x-z del elipsoide de deformación, a partir del análisis R_t / ϕ de clastos de pizarra en filitas de la Formación Lemaire.

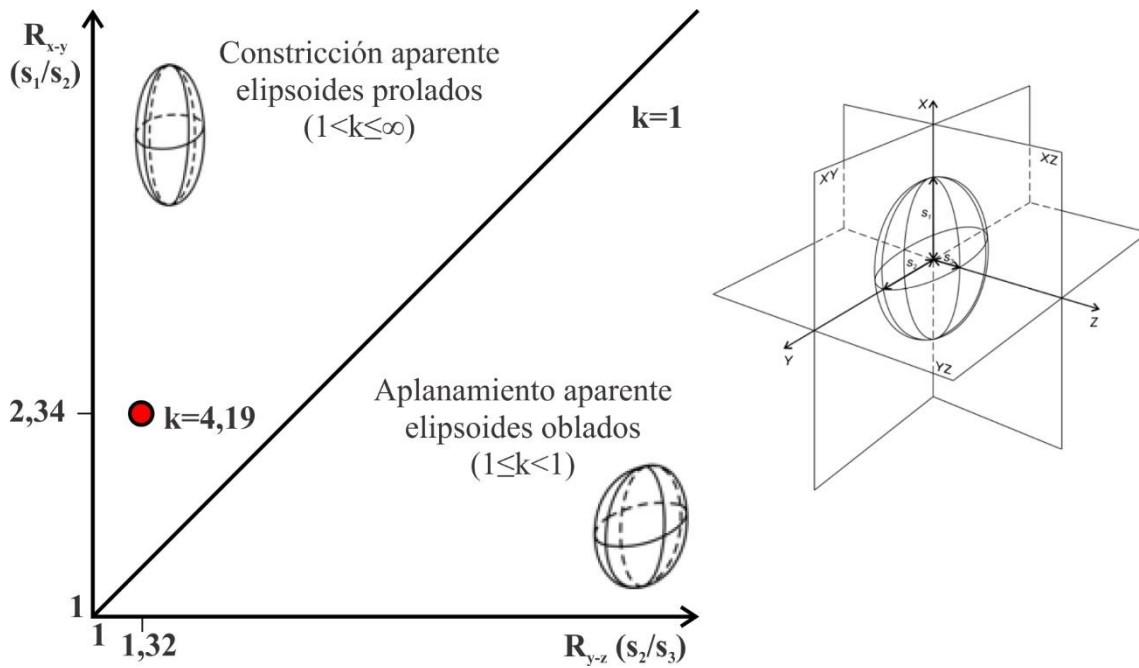


Figura IV.46. Izquierda: ubicación de las razones axiales del elipsoide de deformación calculado en las Figuras IV.44 y IV.45 en un diagrama de Flinn. Los parámetros introducidos en el diagrama y los elementos geométricos de un elipsoide de deformación hipotético (ejes, relaciones axiales y planos principales) se muestran en el esquema de la derecha (modificado de Ramsay y Huber, 1983).

IV.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES

En el sector Cañadón Bianchi – Laguna del Caminante, las Formaciones Lemaire y Yahgán, constituídas por metamorfitas de bajo grado, muestran una gran variedad de protolitos ígneos y sedimentarios. En la Formación Lemaire se destacan facies clásticas gruesas (conglomerádicas) y niveles pelíticos – psammíticos con estructuras sedimentarias consistentes con niveles turbidíticos. A su vez, se identificaron niveles volcanoclásticos (tobáceos y lapillíticos) ácidos, intercalados en las sucesiones epiclásticas. Algunos de estos niveles, metamorfizados a filitas micáceas, se ubican interdigitados entre pizarras hacia el techo de la unidad expuesto en el sector. Las asociaciones de facies sedimentarias y

volcaniclasticas mencionadas sugieren un ambiente de sedimentación marino con volcanismo asociado, como han indicado numerosos autores respecto a la Formación Lemaire en otros sectores del orógeno (Kranck, 1932; Bruhn et al., 1978; Hanson y Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 1996a; González Guillot et al., 2016).

La base visible de la Formación Yahgán presenta bancos de algunas decenas de metros de conglomerados polimícticos, intercalados con delgados niveles pelíticos. La presencia de conglomerados en la Formación Yahgán ha sido reportada en Isla Hoste (Chile) en los “Estratos de Tekenika” (Halle, 1913), incluidos en el Miembro Bahía Douglas de la Formación Yahgán por Suárez et al. (1985). Debe aclararse que los “Estratos de Tekenika” no se ubican en la base de la Formación Yahgán, sino en sus niveles estratigráficos superiores (Aptiano - Albiano; Halpern y Rex, 1972; Dott et al., 1977). También en Isla Hoste, la Formación Hardy (Suárez y Pettigrew, 1976) incluye brechas y conglomerados volcaniclasticos (de probable edad tithoniana - valanginiana; Suárez et al., 1985), intercalados en una secuencia eminentemente volcánica. En Tierra del Fuego existe una única mención a la presencia de conglomerados posiblemente pertenecientes a la Formación Yahgán, aportada por Caminos et al. (1981), quienes describieron paraconglomerados y areniscas conglomerádicas foliadas, con clastos de hasta 7-8 cm de diámetro entre los cuales destacaron la presencia de granitos y gneisses granatíferos. Según estos autores, tales facies corresponden a la base de secuencias turbidíticas de la Formación Yahgán, reconocidas en bahía El Arenal -entre las bahías Slogget y Aguirre-. Sin embargo, su atribución a la Formación Yahgán es dudosa, considerando que en mapas geológicos más modernos las exposiciones rocosas del sector mencionado se incluyen en la Formación Lemaire (e.g. Olivero et al., 2007). Además de los conglomerados descritos en este capítulo, durante esta tesis se reconoció la presencia de un banco de conglomerados polimícticos en la Formación Yahgán en la zona del Monte Olivia – Cerro Cinco Hermanos (capítulo V).

Secuencia arriba, la Formación Yahgán exhibe delgados niveles de material pelítico y psammítico finamente intercalados, produciendo una estratificación de tipo *flysch*, característica de esta unidad. Para estas litologías se ha interpretado un ambiente de depositación marino profundo afectado por corrientes de turbidez, incluyendo diversas asociaciones de facies de turbiditas (Olivero y Martinioni, 1996a; Olivero y Malumián, 2008). Completan la columna estratigráfica del sector las rocas intrusivas del Gabro Puente Quemado (GPQ), alojadas como filones capa en los niveles basales de la Formación Yahgán.

Los grupos litológicos mencionados fueron metamorfizados en facies de sub - esquistos verdes a esquistos verdes inferior durante un evento de metamorfismo dinamo-térmico (M_1) vinculado a la primera fase de deformación reconocida en la zona (D_1). Estos productos metamórficos y la deformación asociada han sido ampliamente atribuidos al primer evento de cierre de la Cuenca Rocas Verdes (CRV) en otros sectores de Tierra del Fuego, iniciado hacia ca. 100 Ma. (Bruhn et al., 1979; Nelson et al., 1980; Kohn et al., 1993, 1995; Klepeis et al., 1994, 2010; entre otros). Las rocas del GPQ presentan una paragénesis de minerales metamórficos de bajo grado (González Guillot et al., 2016) y una foliación tectónica con una orientación coincidente con S_1 , además de encontrarse involucradas en un plegamiento suave y de primer orden relacionado a la segunda fase de deformación (D_2). Lo expuesto sugiere un momento de intrusión del GPQ previo o parcialmente simultáneo a $D_1 - M_1$. D_1 se caracteriza por ser una fase de deformación dúctil, con plegamiento variable entre isoclinal y apretado, charnelas engrosadas, y pliegues vergentes o volcados hacia el Norte-Noreste. S_1 es un rasgo muy penetrativo homogéneamente distribuido, y está asociada a metamorfismo regional de bajo grado. En algunos niveles estratigráficos de la Formación Lemaire, S_1 es una foliación de transposición. En determinados grupos litológicos de esta Formación, además, se reconocieron fenómenos de recristalización dinámica ocurridos durante o poco después de D_1 , en algunos casos distinguibles como zonas de cizallas dúctiles

con proto-milonitas y milonitas que evolucionaron a cataclasitas durante D₂. El conjunto de estructuras relacionadas a D₁ mencionadas, sumadas a la presencia de lineaciones de estiramiento contenidas en S₁ y la geometría de un elipsoide de deformación en la Formación Lemaire calculada en este capítulo, sugieren una fuerte componente de cizalla simple -con dirección de transporte tectónico hacia el Norte – Noreste- distribuída a escala orogénica durante D₁, en coincidencia con estudios previos en otros sectores de la CRV (Bruhn et al., 1979; Tanner y Macdonald, 1982; Torres Carbonell et al., 2017a; Cao et al., 2018).

D₂ se reconoce en este sector como una fase de deformación de naturaleza frágil – dúctil, con orientación de las estructuras aparentemente coaxial con D₁. La naturaleza claramente más frágil respecto a la primera fase queda evidenciada en foliaciones de crenulación espaciadas y sin metamorfismo asociado, la restricción espacial de los pliegues F₂ a zonas de cizalla frágiles/dúctiles y la presencia de rocas cataclásticas en las mismas. D₂ está asociada a la exhumación y enfriamiento progresivos del orógeno, con dos eventos claramente diferenciables, calculados alrededor de 80 y 50 Ma en Cordillera Darwin (Nelson, 1982; Kohn et al., 1995). La transecta geológica - estructural de la Figura IV.47 A atraviesa la zona de estudio de este capítulo de Sudoeste a Noreste. En la misma se observan las relaciones estructurales entre las Formaciones Lemaire, Yahgán y el GPQ, y las zonas de cizalla generadas durante D₂, descritas en detalle en la sección IV.4.2.a. Los corrimientos indicados corresponden a zonas de cizalla con geometrías anastomosadas complejas, con variaciones laterales y verticales de espesor considerables y concentración de la deformación en niveles, dejando “lentes” de roca menos deformada dentro de la zona de cizalla (cf. Fossen y Cavalcante, 2017). Zonas de cizalla frágiles/dúctiles con morfologías similares han sido descritas, por ejemplo, en el basamento de los Alpes occidentales (Bellanger et al., 2014).

La evolución tectónica del sector (Figura IV.47 B) se interpreta en el avance progresivo de la deformación desde el Sur - Sudoeste (retropaís) hacia el Norte-Noreste (antepaís),

funcionando como un sistema de dúplex con apilamiento antiforme. Este sistema evoluciona levantando láminas de corrimiento desde un despegue de piso, emplazándose en la Formación Lemaire y conectando secuencia arriba con una superficie de despegue -despegue de techo- alojada en el entorno del contacto entre esta unidad y la Formación Yahgán que transmite acortamiento hacia el antepaís. De acuerdo con las observaciones de campo, el emplazamiento de los corrimientos CB-1, CB-2 y CB-3 aprovecha limbos de pliegues F_1 , los cuales probablemente estuvieran volcados hacia el antepaís producto de D_1 , y fueran replegados y apretados durante D_2 hasta lograr el fallamiento en los niveles estratigráficos más propicios. En algunos casos, como se mencionó en la sección IV.4.2.a, estos niveles ya presentaban un grado de milonitización, para luego evolucionar a zonas de cizallas frágil/dúctiles con cataclasitas durante D_2 . Al momento de activarse el corrimiento CB-1 (Figura IV.47 B-a), el despegue de techo del sistema de dúplex funcionaba produciendo acortamiento en la Formación Yahgán, transmitido desde otras láminas de corrimiento originadas en el despegue de piso en el retropaís. Al activarse CB-1 (Figura IV.47 B-b), el segmento del despegue de techo localizado desde el retropaís hasta el frente del corrimiento queda desactivado, deformándose pasivamente en conjunto con la lámina de corrimiento que se está exhumando. La reología del GPQ probablemente propició el emplazamiento del despegue debajo de este nivel. Al activarse el corrimiento CB-2 (Figura IV.47 B-c), la deformación involucra el segmento ubicado desde el frente de este corrimiento hacia el retropaís, incluidos el despegue de techo y el corrimiento CB-1, inactivos. De esta manera, al activarse el corrimiento CB-3 (Figura IV.47 B-d), los corrimientos CB-1 y CB-2 son deformados en conjunto con el despegue de techo inactivo hacia el retropaís, produciéndose el apilamiento de las láminas de corrimiento y el plegamiento progresivo a medida que la deformación avanza hacia el antepaís. La activación de un nuevo corrimiento, ubicado hacia el antepaís de la zona de estudio de este capítulo (Figura IV.47 B-e), produce la deformación

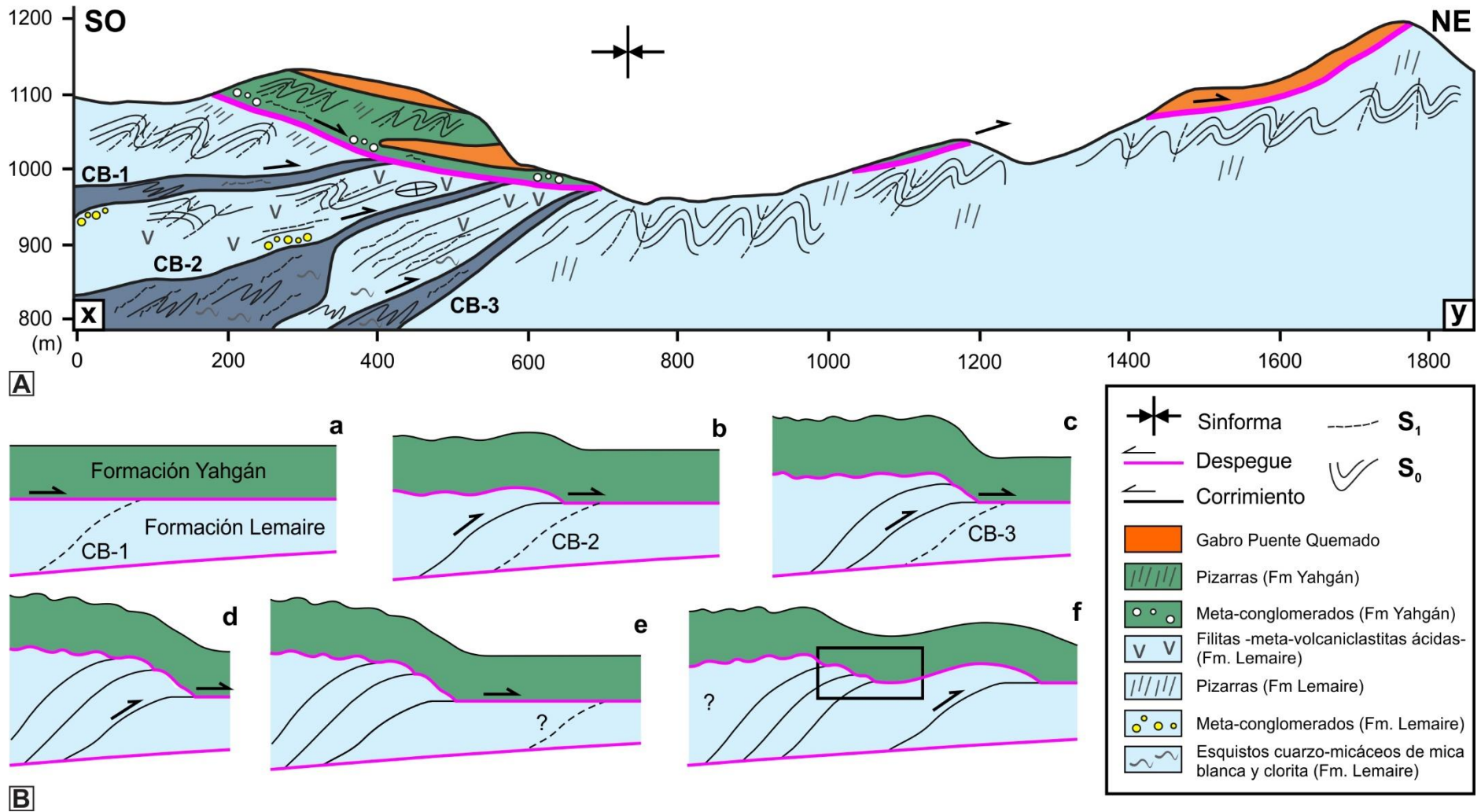


Figura IV.47. A. Transecta geológica/estructural de la zona estudiada en este capítulo (ubicación en la Figura IV.21) B. Interpretación de la evolución tectónica del sector. El recuadro negro indica la zona abarcada en la transecta geológica de A.

y exhumación del conjunto de litologías y estructuras antes descritas, involucrándolas en una estructura de primer orden de tipo sinforme (Figura IV.47 B-f). Esta estructura de escala regional fue indicada previamente por Bruhn (1979) y Torres Carbonell y Dimieri (2013). Debe aclararse que Bruhn -quien además señaló la inclinación del eje de plegamiento al Sudeste, hacia la costa del Canal Beagle a la altura de la Ciudad de Ushuaia- incluyó esta estructura en la primera fase de deformación, probablemente relacionándola a pliegues F_1 de mayor orden, con muy buen desarrollo en los Montes Martial. La interpretación tectónica propuesta en este capítulo sugiere que esta sinforma corresponde a D_2 , y está relacionada al emplazamiento de un sistema de dúplex de escala regional.

Capítulo V

Geología del sector
Monte Olivia - Cerro Cinco
Hermanos

Monte Olivia visto desde
su ladera Norte



V.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se describe la geología de un área que abarca parte del Monte Olivia, faldeado hacia el Oeste por el río Olivia y la Ruta Nacional N°3, hacia el Este por el río Velo de Novia (lindante hacia el Este con el Cerro Cinco Hermanos), y hacia el Norte por el Cerro Carbajal (Figura I.5, II.1, V.1). En el ámbito Sur de esta zona predominan pizarras, intercaladas con finos niveles de meta-grauvacas foliadas y un relativamente potente nivel de meta-conglomerados; correspondientes a la Formación Yahgán. En la porción Norte abundan intercalaciones de litologías meta-volcánicas / volcanoclásticas y meta-sedimentitas marinas de la Formación Lemaire, con complejas relaciones de contacto. La petrografía de los grupos litológicos relevados se describe en detalle en la sección V.3, a fin de determinar -cuando sea posible- la naturaleza de los protolitos y las paragénesis de minerales metamórficos indicativas del grado de metamorfismo que afectan a los mismos. La estructura más conspicua observada en el sector corresponde a una zona de cizalla que buza aproximadamente 30° al Sur - Sudoeste, ubicada en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán. La misma se correlaciona con la superficie de despegue regional descrita para otros sectores del orógeno en otros capítulos. Además de definir las características de la zona de despegue en este sector, permitiendo conectar este segmento del CCAF con aquellos previa y posteriormente analizados, se describirá el estilo de plegamiento de las Formaciones Lemaire y Yahgán, así como la orientación y naturaleza de las estructuras penetrativas afectando cada grupo litológico.

V.2 ANTECEDENTES

Los antecedentes bibliográficos directamente relacionados al sector Monte Olivia - Cerro Cinco Hermanos consisten en algunos relevamientos geológicos de carácter general,

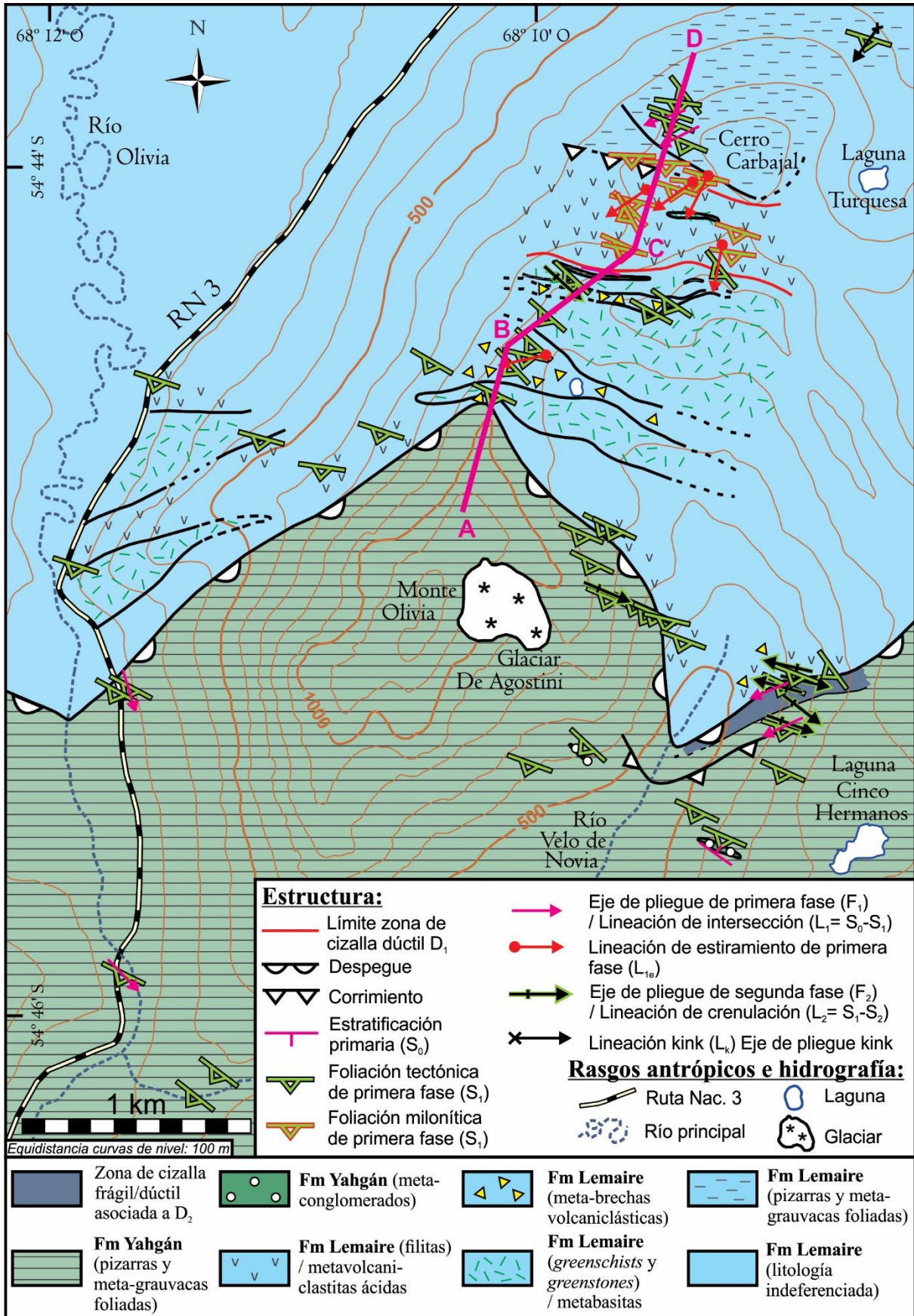


Figura V.1. Mapa geológico/estructural del sector Monte Olivia – Cerro Cinco Hermanos. Los trazos discontinuos indican contactos inferidos.

incluyendo análisis petrográficos de los grupos litológicos presentes (Kranck, 1932) y el establecimiento de las relaciones de contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán (Bruhn, 1979; Caminos et al., 1981). Bruhn (1979) mapeó el contacto entre estas unidades, midió y describió las estructuras penetrativas que las afectan, e interpretó la presencia de una antiformal volcada de primer orden, cuyo eje se ubicaría a menos de 1 km al Norte del contacto entre ambas. Entre sus observaciones se destacan la presencia de lineaciones de estiramiento mineral en rocas de la Formación Lemaire (con inclinación hacia el Sudoeste) y la marcada vergencia de los pliegues de la Formación Yahgán hacia el Norte-Noreste, criterios elementales que apoyan su interpretación respecto al efecto de una “cizalla simple regional” con cinemática de techo al Norte, afectando de forma generalizada el CCAF, atribuida a un mecanismo de obducción en el cierre de la CRV.

Trabajos más modernos han aportado al conocimiento de la petrología (e.g. González Guillot et al., 2016) y la estructura (Torres Carbonell y Dimieri, 2013) de este sector. Aproximadamente 2 km al Este de la zona estudiada en este capítulo se ubica el Yacimiento Arroyo Rojo, depósito polimetálico de tipo VMS que ha sido motivo de extensos estudios de índole metalogénica, mineralógica y geoquímica (Broili et al., 2001; Biel et al., 2010, 2011, 2016; entre otros). Las litologías que alojan los sulfuros masivos del Yacimiento Arroyo Rojo corresponden, en continuidad lateral, a la faja de meta-volcanoclastitas ácidas aquí mapeada inmediatamente al Sur del Cerro Carbajal.

V.3 ESTRATIGRAFÍA DEL SECTOR MONTE OLIVIA – CERRO CINCO HERMANOS

En esta sección se describen la distribución y las características petrográficas observadas en el campo, en muestra de mano y lámina delgada; así como estructuras

primarias (inherentes al protolito) y la mineralogía metamórfica presentes en las Formaciones Lemaire y Yahgán. Estas unidades presentan contacto tectónico, descrito en detalle en la sección V.4.2.a.

V.3.1 Formación Lemaire

Las litologías reconocidas en la Formación Lemaire comprenden, por un lado, meta-sedimentitas (pizarras con intercalaciones de meta-grauvacas foliadas), y por otro, rocas volcánicas/volcanoclásticas de diversa composición. Entre estas se distinguen protolitos volcanoclásticos con matriz predominantemente ácida y clastos de diversa composición (meta-volcaniclastitas ácidas -filitas- y meta-brechas foliadas) y meta-basitas, sobre las cuales se puede hacer una distinción entre esquistos verdes (*greenschists*) y rocas verdes (*greenstones*), de acuerdo a la presencia o no -respectivamente- de una foliación tectónica bien desarrollada (siguiendo las recomendaciones de la Subcomisión de Sistemática de Rocas Metamórficas de la IUGS; Fettes y Desmons, 2007).

V.3.1.a Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas). Meta-pelitas y meta-psammitas finamente intercaladas afloran en el sector Norte de la zona mapeada, en bancos con gradación normal (Figura V.2 A). Se suman a estas al menos dos niveles de pocos metros de espesor de pizarras intercaladas entre meta-basitas (Figura V.2 B). En las inmediaciones del Cerro Carbajal, la secuencia rítmicamente estratificada de pizarras y meta-grauvacas foliadas preserva estructuras sedimentarias como laminación entrecruzada generada por ondulitas de corriente -*ripples*- (Figura V.2 C), y trazas fósiles (*Chondrites isp.*,

Olivero com. pers. 2018) (Figura V.2 D). Al microscopio, las pizarras muestran una foliación continua (S_1), definida por el crecimiento con orientación preferencial de clorita, mica blanca

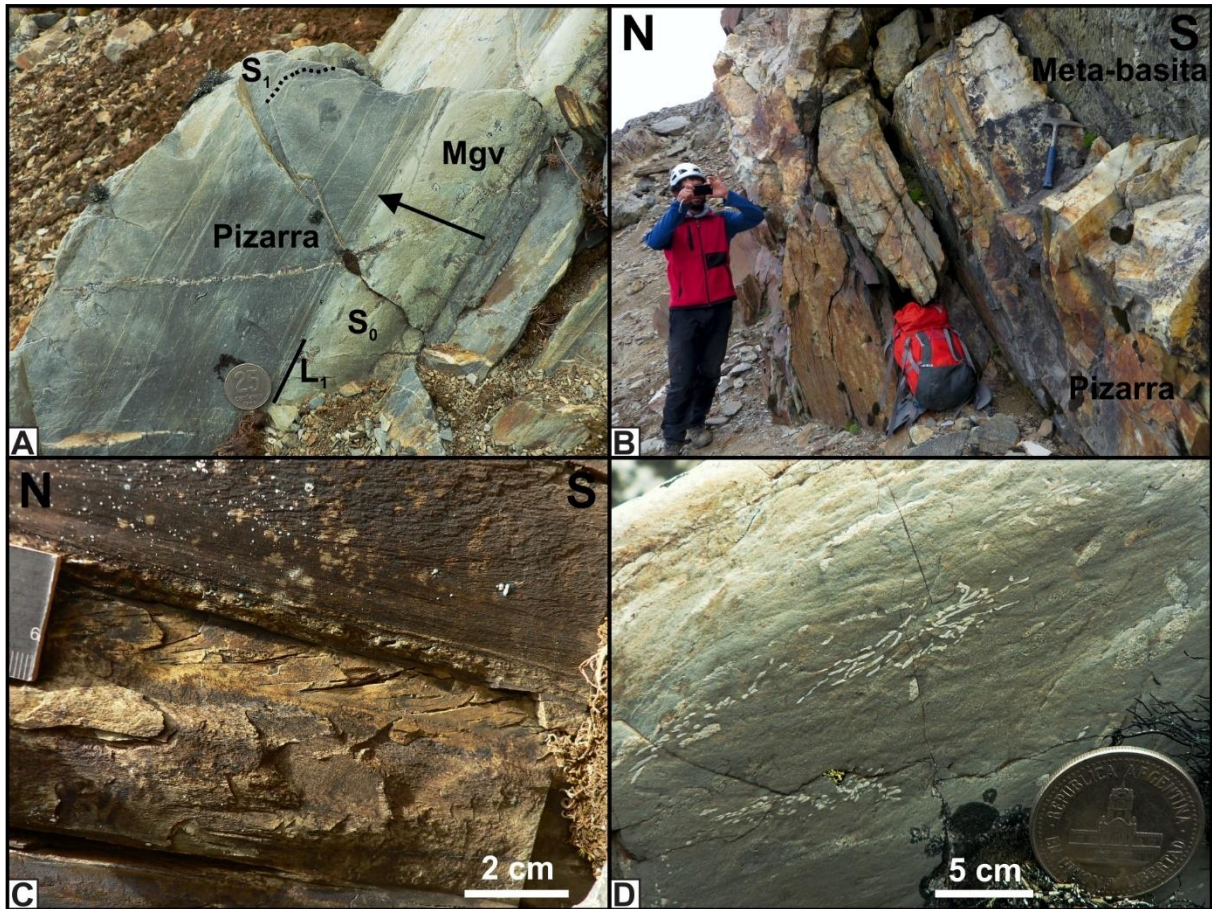


Fig. V.2. A. Pizarras y meta-grauvacas foliadas (Mgv) de la Formación Lemaire. La flecha indica gradación normal hacia el techo. B. Contacto entre pizarras y meta-basitas de la Formación Lemaire. C. Ondulitas de corriente en meta-sedimentitas de la Formación Lemaire en las inmediaciones del Cerro Carbajal. D. Trazas de *Chondrites isp.* en pizarras de la Formación Lemaire en las inmediaciones del Cerro Carbajal. Ubicaciones de las fotografías en la Figura V.8 B.

y estilpnomelano metamórficos, además de cristales de cuarzo y plagioclasa -tanto metamórficos como parte del protolito- orientados paralelos a S_1 . Se reconocieron fragmentos detríticos de cuarzo y plagioclasa de tamaño inferior a la fracción granulométrica de arenas, así como algunos clastos líticos de mayor tamaño, aplastados paralelos a S_1 (Figura V.3 A, B). En las meta-grauvacas foliadas la foliación es disyuntiva, con dominios de clivaje

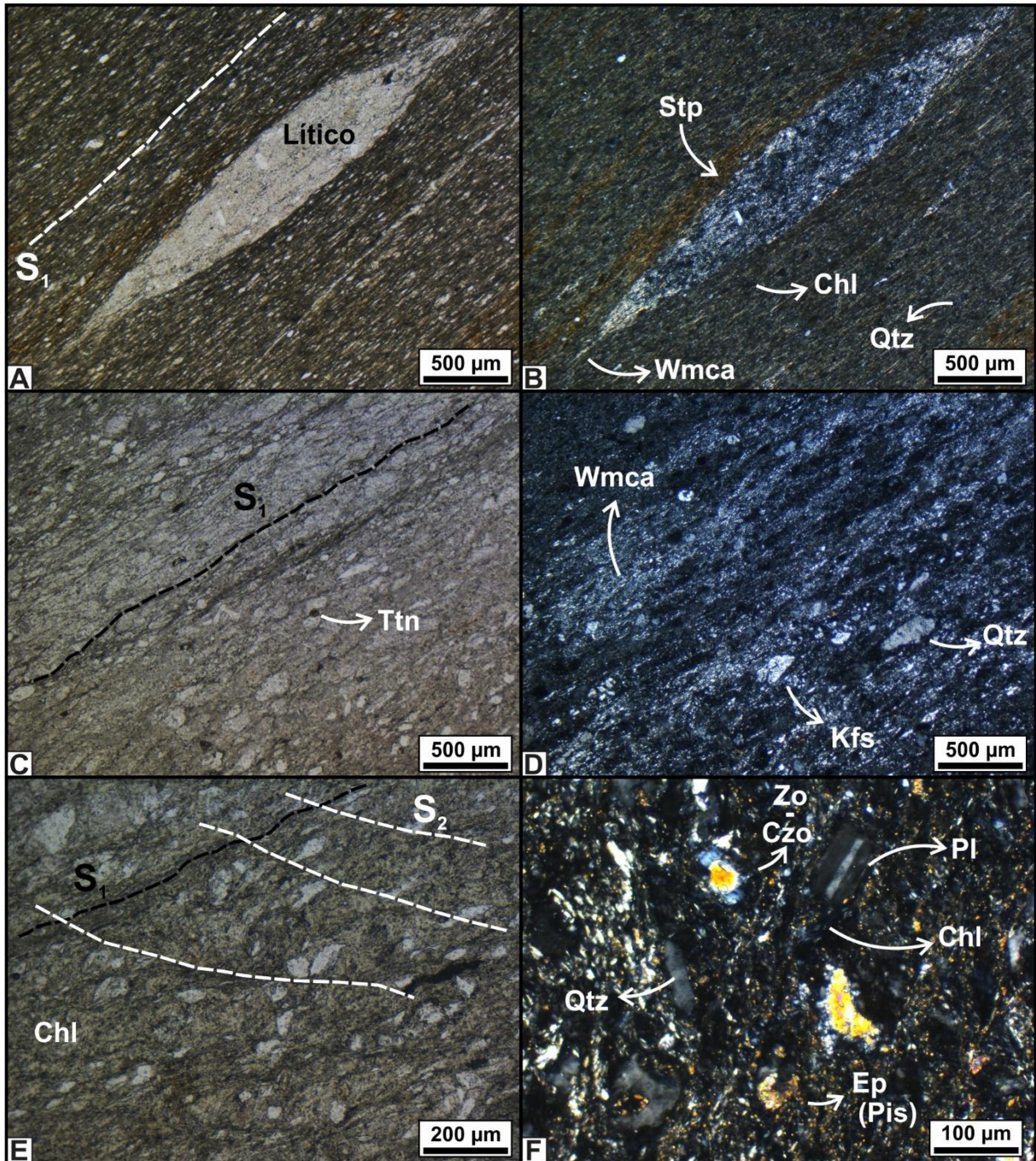


Fig. V.3. Fotomicrografías de pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Lemaire en las inmediaciones del Cerro Carbajal. A (NP) y B (NC). Pizarras. C (NP) y D (NC). Meta-grauvacas foliadas. E. Foliación de crenulación en meta-grauvacas foliadas (NP). F. Paragénesis metamórfica en meta-grauvacas foliadas (NC). Stp: estilpnomelano. Chl: clorita. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Ttn: titanita. Kfs: feldespato potásico. Czo: clinozoisita. Zo: zoisita. Pl: plagioclasa. Ep: epidoto. Pis: pistacita.

constituidos principalmente por clorita y mica blanca orientadas. Los clastos relícticos del protolito corresponden a cuarzo y feldespatos -plagioclasa y posiblemente feldespato potásico- (Figura V.3 C, D). S₁ está afectada por S₂, una foliación de crenulación discreta y asimétrica con desarrollo localizado (Figura V.3 E).

En ambas litologías (finamente interdigitadas) se identificaron, además, minerales del grupo del epidoto (zoisita/clinozoisita, pistacita; Figura V.3 F), generalmente alterando las plagioclasas detriticas y titanita (grumosa o alotriomórfica); sumado a la ocurrencia ocasional y aislada de actinolita. La paragénesis completa de minerales metamórficos en este grupo litológico es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + titanita + epidoto + zoisita/clinozoisita + cuarzo + plagioclasa ± actinolita; consistente con facies de sub-esquistos verdes (muy bajo grado) de metamorfismo regional en meta-pelitas.

V.3.1.b Filitas (meta-volcaniclastitas finas ácidas). Sobre el collado ubicado entre los faldeos Sur del Cerro Carbajal y Norte del Monte Olivia, se expone una faja de aproximadamente 450 metros de ancho de afloramiento de rocas filíticas con protolito volcaniclástico fino de composición ácida. La intensa meteorización le imprime a la superficie expuesta de los afloramientos extensas pátinas de coloraciones ocre rojizas y amarillentas (Figura V.4 A). El espaciado de la foliación es variable en función de los cambios en la composición mineralógica original. De este modo, en sectores donde el protolito es esencialmente cuarzoso, el desarrollo de la foliación es muy pobre. No obstante, el predominio de una foliación disyuntiva y levemente anastomosada permite clasificar las metamorfitas de este grupo litológico como filitas (Figura V.4 B, C). Debido a la presencia de procesos de recrystalización dinámica intensamente desarrollados en estos protolitos (ver

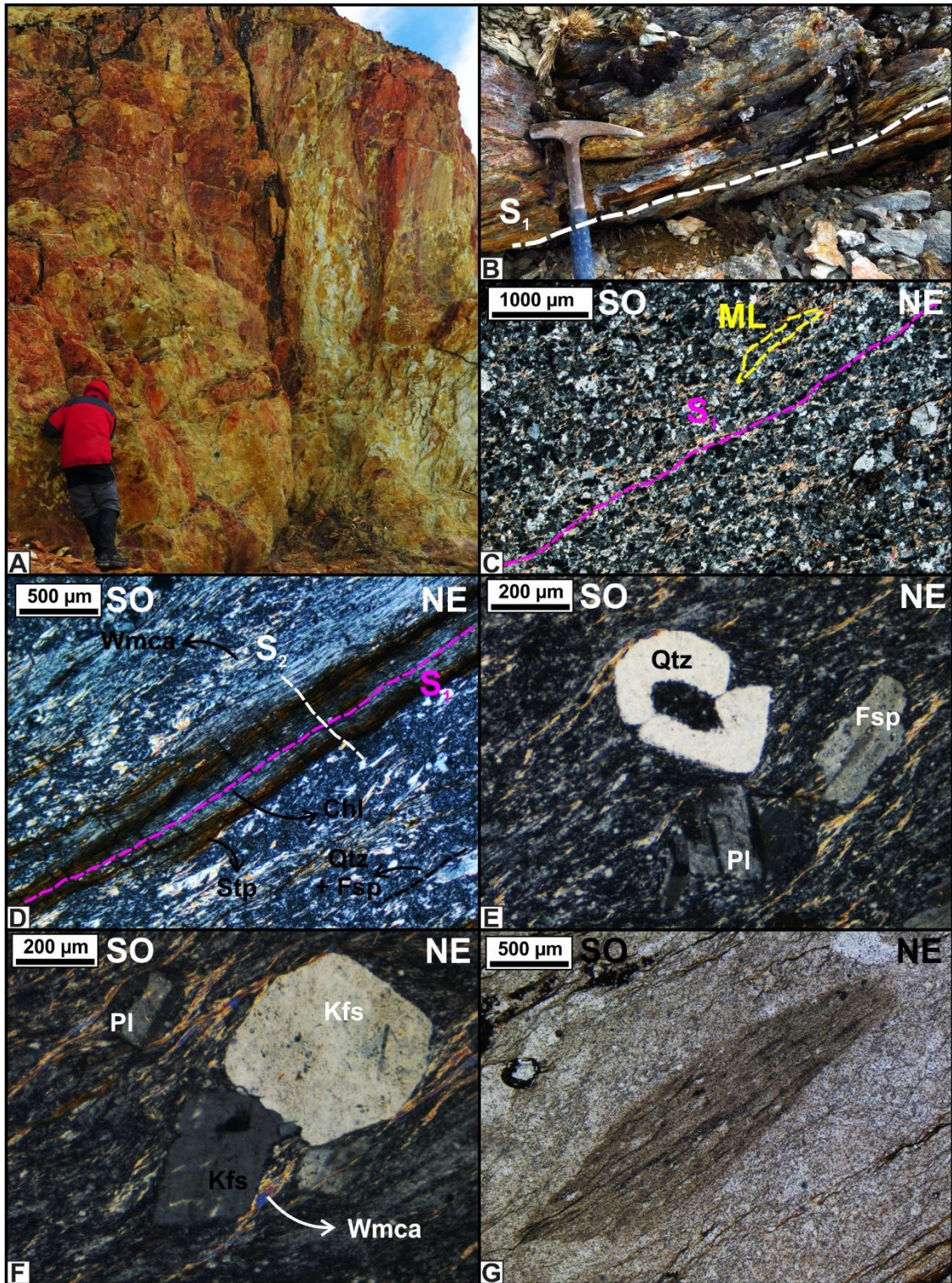


Fig. V.4. Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas) de la Formación Lemaire. A (ubicación en Figura V.8 A) - B. Aspecto de afloramiento. C-F (fotomicrografías, NC) mostrando foliaciones, clastos, matriz y paragénesis metamórficas. Notar engolfamientos en el cristal de cuarzo en “E”. G. (NP) *fiamme*. ML: microlitón. Wmca: mica blanca. Chl: clorita. Stp: estilpnomelano. Qtz: cuarzo. Fsp: feldespato. Pl: plagioclasa. Kfs: feldespato potásico.

sección V.4.1.a) en esta sección se describen sólo aquellas metamorfitas con porcentaje de matriz inferior al 10% -productos de metamorfismo dinamo-térmico-, considerándose que, en rigor, aquellas rocas con matriz milonítica superior al 10% deben ubicarse en la serie de milonitas de las clasificaciones clásicas de rocas de falla (cf. Snoke et al., 1998; sección V.4.1.a).

Al microscopio, los minerales reconocidos asociados a S_1 son mica blanca, clorita y estilpnomelano; además de cuarzo y feldespatos crecidos durante el metamorfismo orientados paralelos a la foliación. S_1 está afectada por una foliación de crenulación (S_2) discreta y asimétrica, espaciada y con mejor desarrollo en los dominios donde predominan los filosilicatos (Figura V.4 D). Entre los constituyentes del protolito se reconocen fenoclastos de cuarzo y feldespatos -potásico y plagioclasa- (Figura V.4 E, F), además de litoclastos de similar composición. Los cristales de cuarzo presentan formas redondeadas y posibles engolfamientos o senos de corrosión (Figura V.4 E), evidencias de interacción con una fase fluída. También se identificaron morfologías lenticulares pervasivamente reemplazadas por clorita, reconocibles como posibles *fiamme* (Figura V.4 G); y geometrías esféricas a elipsoidales, posibles esferulitas deformadas y cloritizadas, que preservan texturas de devitrificación radiales y en abanico (Figura V.5 A, B). Como accesorios del protolito se identificaron circón y allanita. El carácter pre-orogénico de la allanita puede inferirse a partir de cristales deformados, fracturados y afectados por *boudinage*, con fibras de cuarzo creciendo entre fragmentos de cristales estirados (Figura V. 5 C, D) en paralelismo con S_1 , y luego levemente rotados durante la crenulación de S_1 .

En cuanto a la mineralogía metamórfica, además de los minerales mencionados, se reconocieron prehnita y pumpellyita -reemplazando plagioclasa- (Figura V.5 E, F), minerales del grupo del epidoto y titanita. La paragénesis completa de minerales metamórficos en este grupo litológico es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + titanita + epidoto + cuarzo +

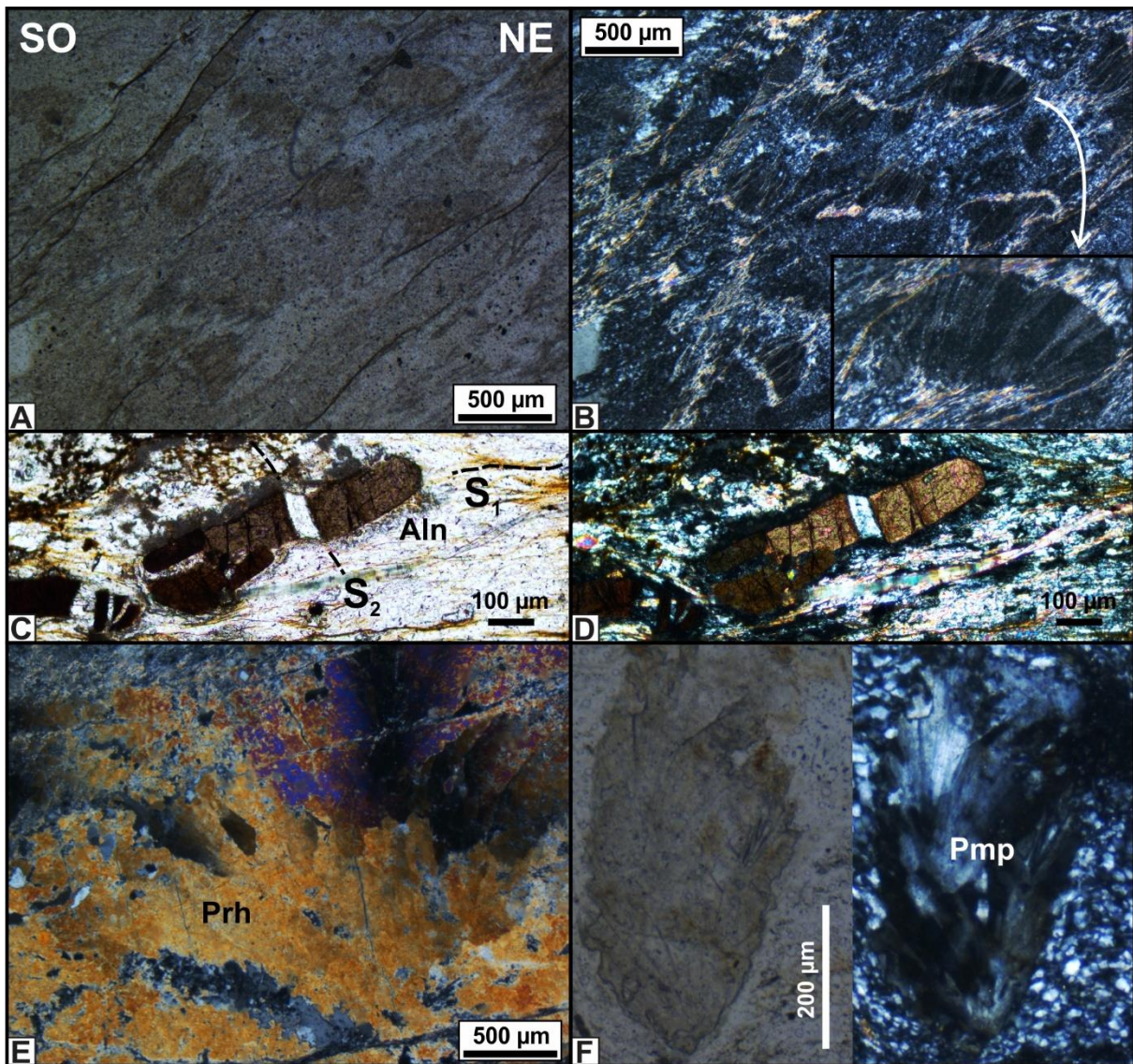


Fig. V.5. Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas de la Formación Lemaire. A (NP) - B (NC). Posibles esferulitas deformadas y cloritizadas, que preservan texturas de devitrificación radiales y en abanico. C (NP) – D (NC). Cristales de allanita (Aln) deformados. E-F. Prehnita (Prh) y Pumpellyita (Pmp) metamórficos.

plagioclasa ± prehnita ± pumpellyita; consistente con facies de prehnita-pumpellyita (sub-esquistos verdes).

V.3.1.c Meta-brechas volcanoclásticas foliadas. Constituyen niveles de espesores variables, asociados a las filitas (meta-volcanoclastitas finas ácidas) de la Formación Lemaire (Figura V.1). Están conformados por bloques angulosos de tamaño variable y origen volcánico de composición ácida y probablemente básica (Figura V.6 A, B); y una matriz de tamaño lapilli y ceniza de fragmentos líticos y cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino.

Al microscopio se reconoce una foliación disyuntiva anastomosada (Figura V.6 C), compuesta por el crecimiento orientado de mica blanca, clorita, estilpnomelano; y la orientación preferencial de forma de granos de cuarzo y feldespatos, tanto por rotación y aplastamiento de los constituyentes del protolito, como por crecimiento mineral durante el metamorfismo.

Los clastos de menor tamaño y la matriz, visibles a escala de lámina delgada, comprenden fundamentalmente cristaloclastos de feldespatos (plagioclasa y alcalino) y cuarzo. Los feldespatos están deformados (fracturados, estirados y plegados, Figura V.6 C, D) e intensamente alterados, reemplazados por sericita, minerales del grupo del epidoto y prehnita (Figura V.6 E). Algunos cristaloclastos de plagioclasa presentan texturas de desequilibrio, como zonación (Figura V.6 F) e inclusiones vítreas (con estructura perlítica) y de cuarzo, formando texturas tipo *sieve* (Figura V.6 F, G). En algunos fragmentos líticos se reconocieron, además, posibles trizas de vidrio (Figura V.7 A, B). En todos los casos el vidrio está cloritizado. Otras texturas ígneas reconocidas en los constituyentes del protolito son mirmequitas, producto del intercrecimiento entre cuarzo y plagioclasa (Figura V.7 C, D). La paragénesis completa de minerales metamórficos en este grupo litológico es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + titanita + epidoto + zoisita-clinozoisita + cuarzo + plagioclasa + prehnita; consistente con facies de sub-esquistos verdes.

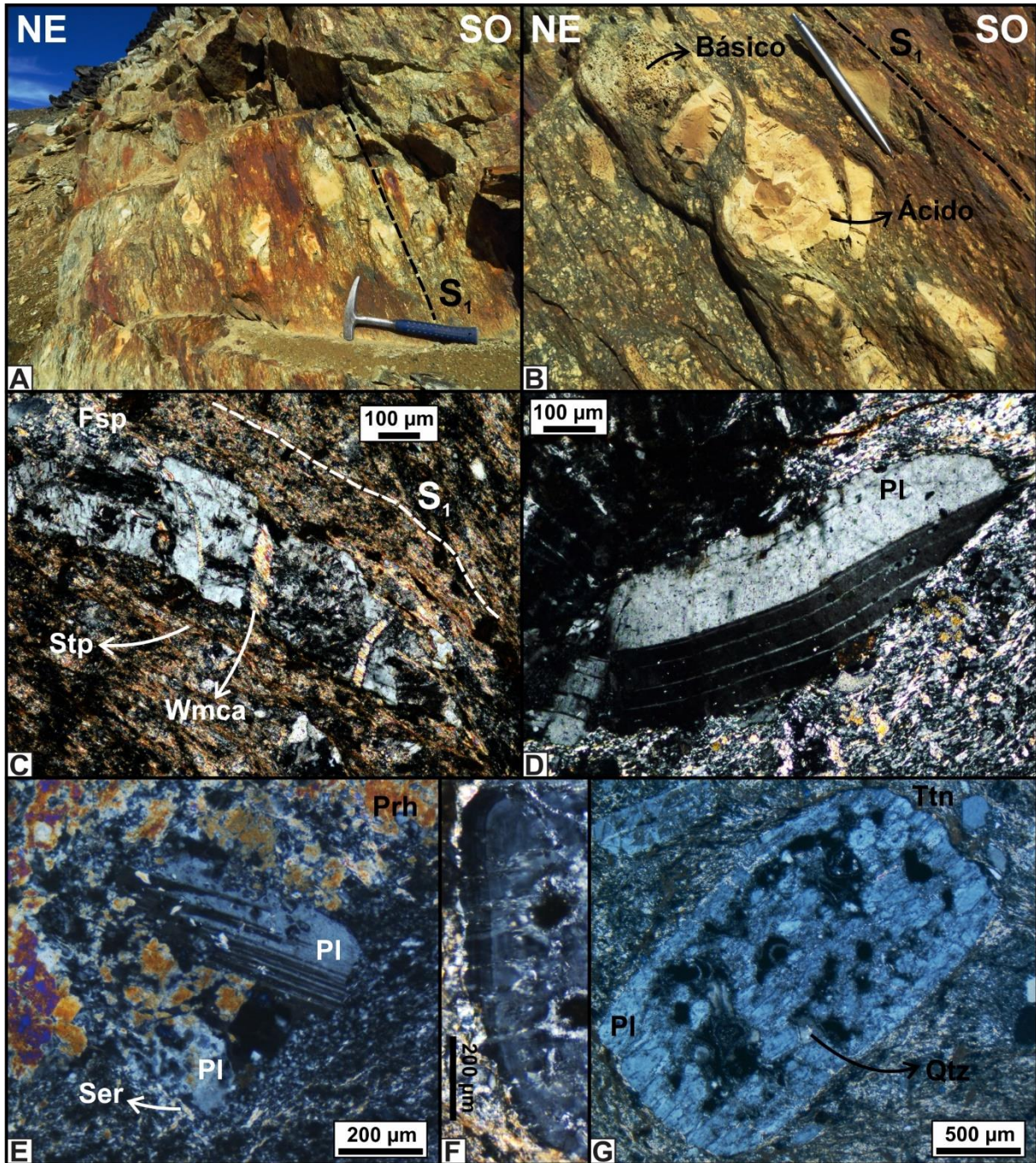


Fig. V.6. Meta-brechas volcanoclasticas foliadas de la Formación Lemaire. A - B. Aspecto de afloramiento. C - D. Fotomicrografías (NC) de feldespatos deformados. E (NC). Plagioclasa reemplazada por sericita y prehnita. F (NC). Zonación en cristaloclastos de plagioclasa. G (NC). Texturas tipo *sieve* en cristaloclastos de plagioclasa. Stp: estilpnomelano. Wmca: mica blanca. Pl: plagioclasa. Ser: sericita. Prh: prehnita. Qtz: cuarzo. Ttn: titanita. Ubicación de las fotografías A y B en la Figura V.8 A.

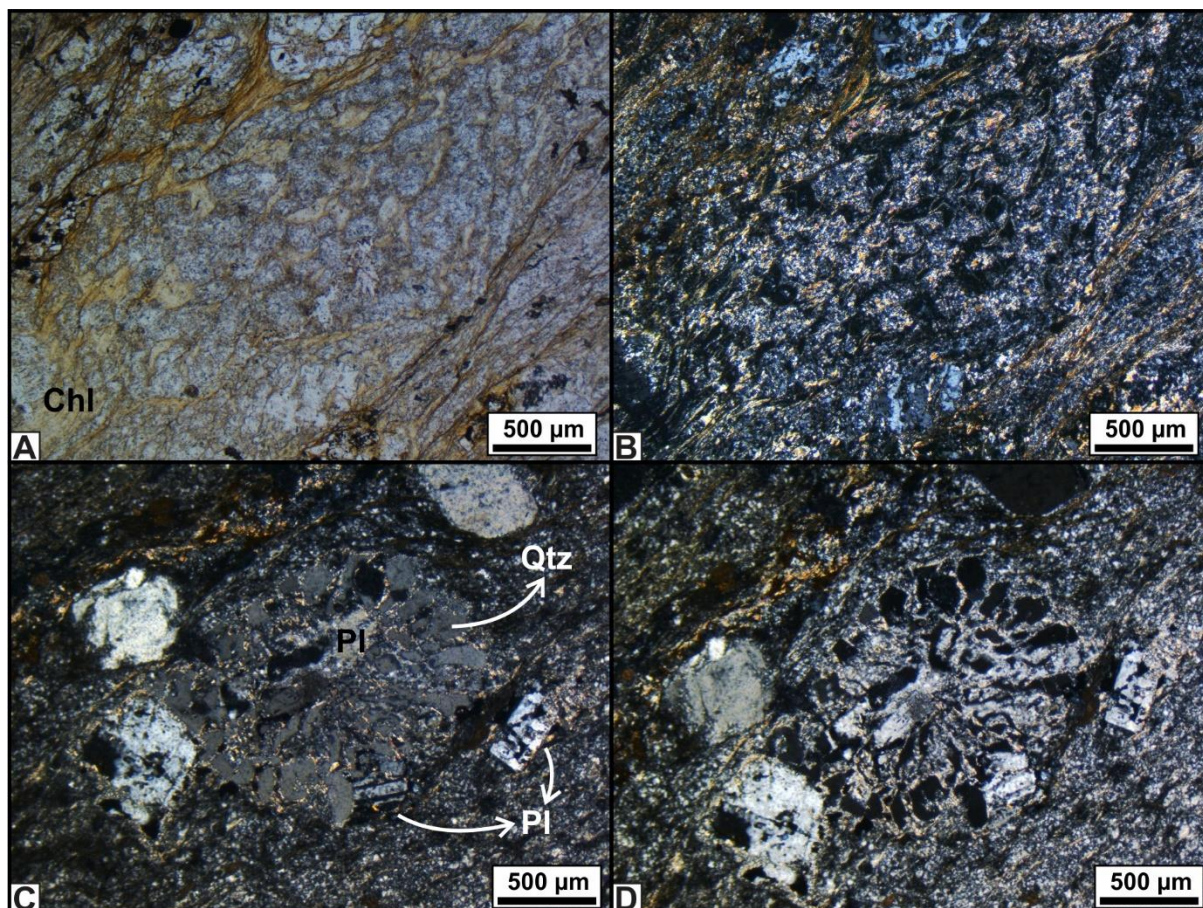


Fig. V.7. A (NP) – B (NC). Trizas de vidrio (cloritizadas) en litoclastos. C (NC) – D (NC, rotada hasta extinción del cuarzo). Mirmequitas. Chl: clorita. Qtz: cuarzo. Pl: plagioclasa.

V.3.1.d Esquistos y rocas verdes con clorita, actinolita, prehnita y epidoto (meta-basitas). Niveles de volcanitas básicas metamorfozadas se intercalan con las filitas, metabrechas foliadas y pizarras de la Formación Lemaire (Figura V.1, Figura V.8). Desde la faja de filitas con protolito volcanoclástico ácido expuesta en el collado adyacente al Cerro Carbajal en dirección Sur, se distinguen dos cuerpos de meta-basitas con contactos estratigráficos aparentemente concordantes con la sucesión sedimentaria (Figura V.1). En el cuerpo inferior (Figura V.8 A), se reconocen disyunciones columnares -deformadas- (Figura V.9 A), dispuestas perpendicularmente a la S_0 del paquete estratigráfico en ese sector. En el cuerpo superior (estratigráficamente por encima de las meta-brechas volcanoclásticas

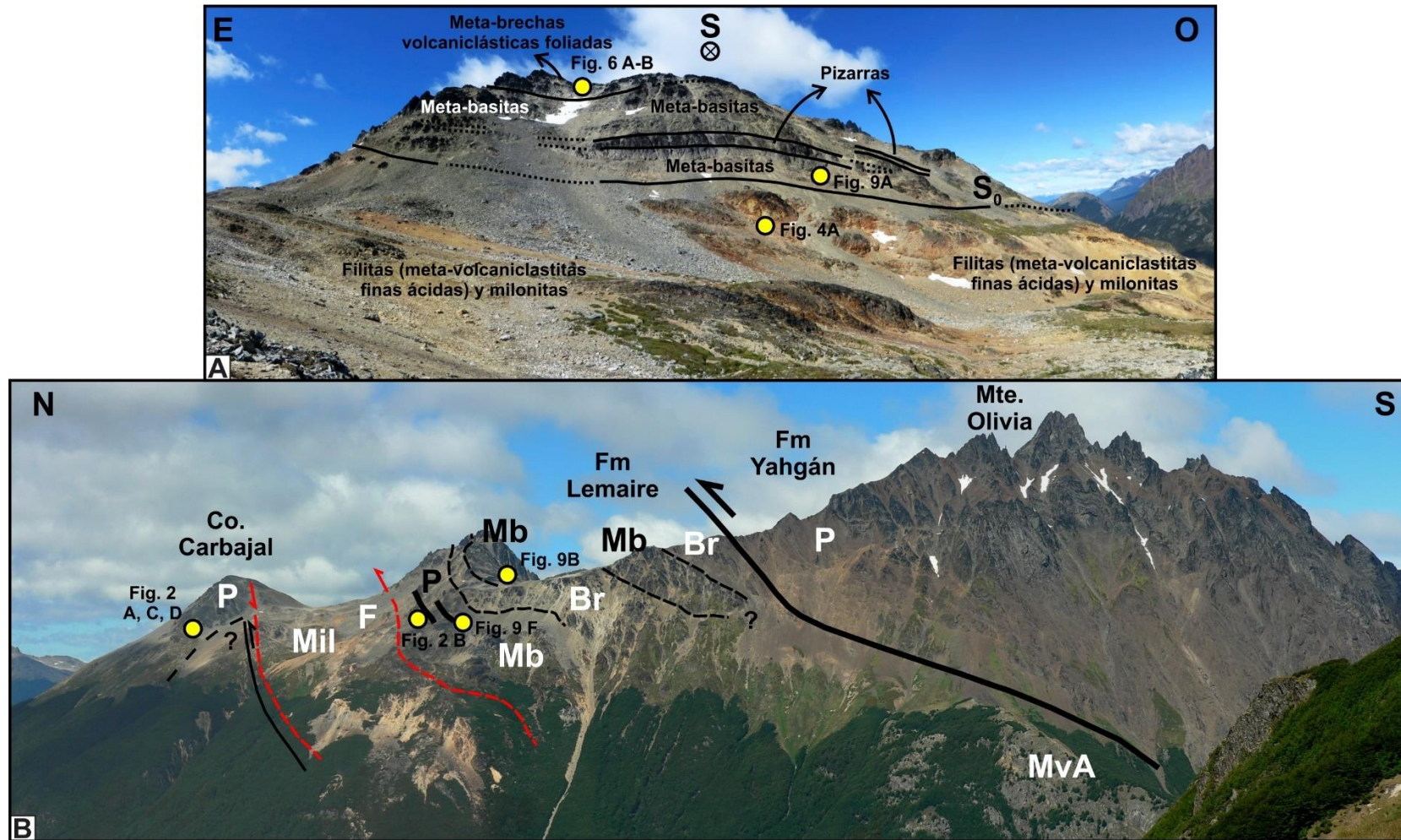


Fig. V.8. A. Panorámica desde el faldeo austral del Cerro Carbajal hacia el Sur. B. Fotografía panorámica hacia el Este, tomada desde el Cerro Portillo. Se indican las litologías y relaciones de contacto analizadas en este capítulo entre el Cerro Carbajal y el Monte Olivia (fotografía: Pablo Torres Carbonell). P: pizarras. Br: meta-brechas volcanoclasticas foliadas. F: Filitas. Mil: proto-milonitas y milonitas. Mb: Metabasitas. MvA: meta-volcanoclastitas ácidas (indeferenciadas).

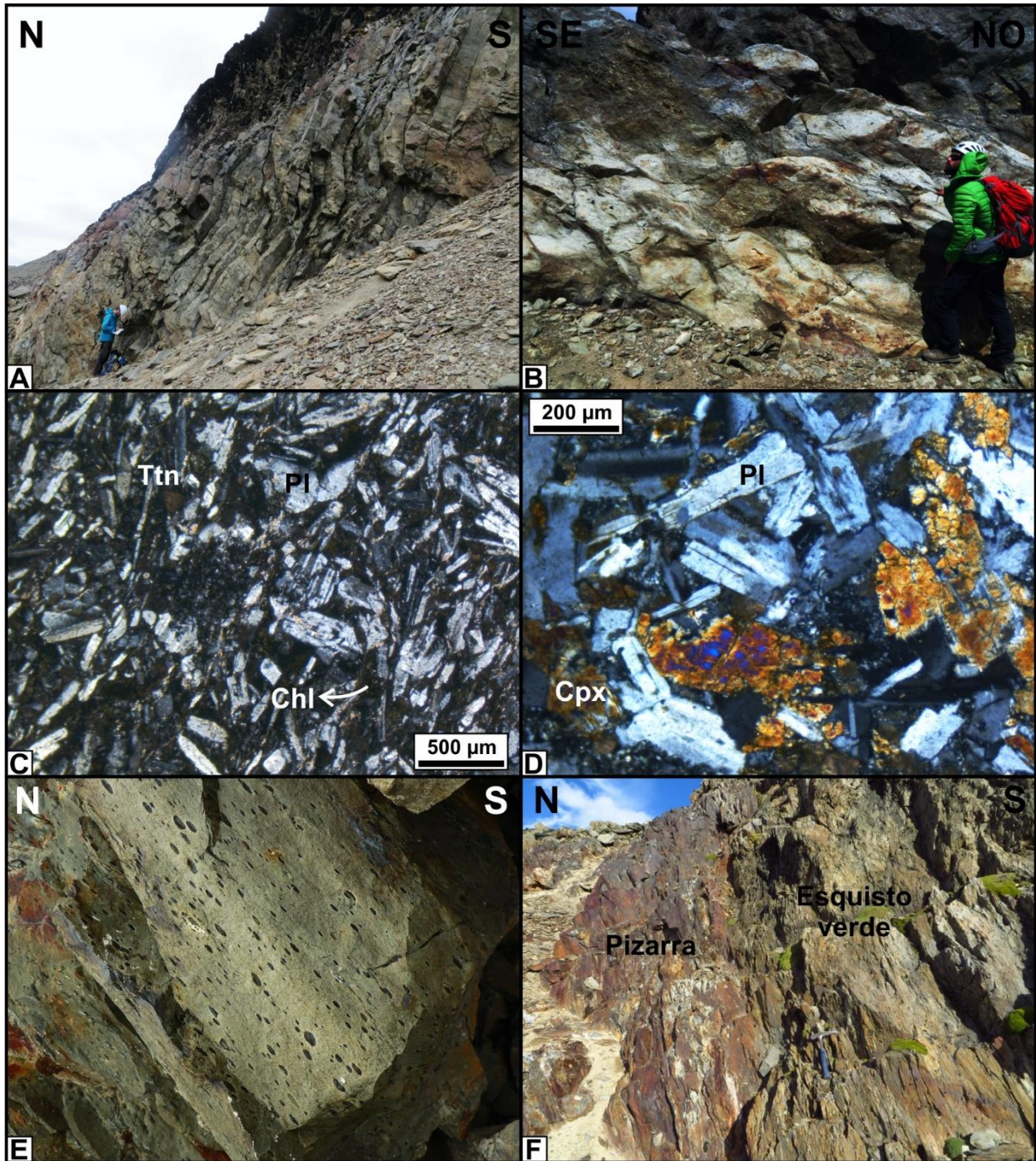


Fig. V.9. Meta-basitas de la Formación Lemaire. A. Disyunciones columnares -deformadas- (ubicación de la fotografía en la Figura V.8 A). B. Posibles peperitas con morfologías globulares (ubicación de la fotografía en la Figura V.8 B). C (NC). Textura pilotáxica. D (NC). Textura sub-oftítica- E. Aspecto de afloramiento de meta-basitas con pobre desarrollo de la foliación tectónica y vesículas aplastadas rellenas con calcita. F. Contacto entre pizarras y meta-basitas foliadas (esquistos verdes). Ubicación de la fotografía en la Figura V.8 B. Ttn: titanita. Chl: clorita. Pl: plagioclasa. Cpx: clinopiroxeno.

foliadas), se identificaron texturas brechosas y morfologías globulares entremezcladas con sedimentos pelíticos, consistentes con posibles peperitas (Figura V.9 B). Un tercer cuerpo, cercano al contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán, presenta una geometría aparentemente discordante con la secuencia estratigráfica (Figura V.8 B).

Al microscopio se reconocen plagioclasas y -en algunos casos- clinopiroxenos, determinando texturas pilotáxicas y sub-ofíticas -heredadas del protolito- (Figura V.9 C, D). El grado variable de desarrollo de la foliación tectónica permite subclasificar las meta-basitas en esquistos verdes -*greenschists*- y rocas verdes -*greenstones*- (Figura V.9 E, F). En los primeros, la foliación tectónica es disyuntiva, principalmente definida por clorita y actinolita metamórficos (Figura V.10 A), y algo de estilpnomelano. Las meta-basitas que carecen de foliación tectónica (o la tienen con menor desarrollo) presentan la misma paragénesis de minerales metamórficos (sin una orientación preferencial marcada). En ambos casos se reconocen, además de los mencionados, otros minerales metamórficos como prehnita (reemplazando plagioclasas), epidoto (pistacita), zoisita-clinozoisita, titanita y cuarzo (Figura V.10 B, C). Sumado a esta paragénesis, algunas muestras contienen abundante calcita, tanto reemplazando minerales en la matriz como rellenando vesículas (Figura V.9 E, V.10 D). En muchos casos, la calcita muestra evidencias de deformación (maclas deformadas). La paragénesis completa de minerales metamórficos en este grupo litológico es: clorita + actinolita + prehnita + estilpnomelano + titanita + epidoto + zoisita-clinozoisita + cuarzo + plagioclasa (+ calcita); consistente con un grado de metamorfismo de sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior en meta-basitas.

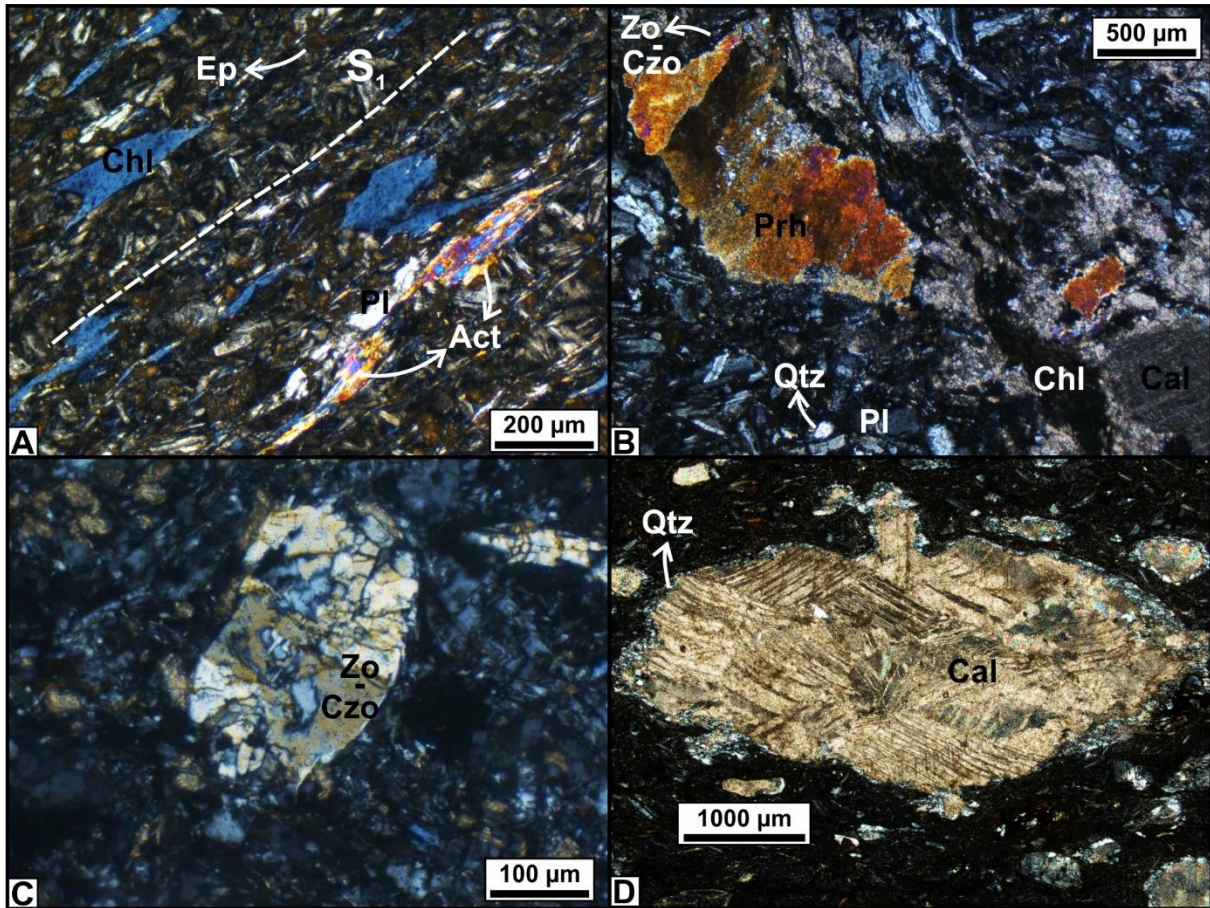


Fig. V.10. Meta-basitas de la Formación Lemaire. A (NC). Foliación disyuntiva en esquistos verdes. Meta-basitas de la Formación Lemaire. B (NC). Paragénesis metamórfica. C (NC). Zoisita-clinozoisita reemplazando plagioclasa. D. calcita con maclas deformadas relleno vesículas. Nótese un halo externo de cuarzo. Ep: epidoto. Chl: clorita. Pl: plagioclasa. Act: actinolita. Zo: zoisita. Czo: clinozoisita. Prh: prehnita. Qtz: cuarzo. Cal: calcita.

V.3.2 Formación Yahgán

En la zona analizada en este capítulo, la Formación Yahgán aflora desde el contacto tectónico con la Formación Lemaire (ver sección V.4.2.a) hacia el Sur. La Formación Yahgán exhibe en este sector una potente sucesión de meta-sedimentitas, dominada casi en su totalidad por finas y rítmicas interdigitaciones de pizarras y meta-grauvacas foliadas; además

de (al menos) una intercalación de un nivel de aproximadamente 10 metros de espesor de meta-conglomerados polimícticos.

V.3.2.a Pizarras y meta-grauvacas foliadas (meta-sedimentitas). El protolito de este grupo litológico corresponde a sedimentos epiclásticos pelíticos y psammíticos finamente interdigitados, desde laminación sedimentaria (laminación paralela) hasta estratificación en bancos de espesores variables (Figura V.11 A, B). En los bancos de granulometría tamaño arena se reconocieron estructuras de laminación entrecruzada (Figura V.11 C).

Al microscopio, en las pizarras se identifica una foliación continua (Figura V.11 D), determinada por el crecimiento de mica blanca, estilpnomelano y clorita metamórficos, y la orientación preferencial de forma de granos (*GSPO*) de cuarzo y feldespatos de grano muy fino, relícticos del protolito. Las meta-grauvacas foliadas contienen clastos y matriz de composición predominantemente cuarzosa. Los clastos son sub-redondeados a sub-angulosos, tienen extinción ondulosa, en parches y sub-granos; y pueden presentar finas bandas de disolución por presión paralelas a S_1 en los bordes de grano (Figura V.11 E, F).

La foliación en las meta-grauvacas foliadas es disyuntiva anastomosada, definida por el crecimiento orientado de mica blanca, estilpnomelano y clorita; sumado al aplastamiento y reorientación de clastos y matriz del protolito, y la orientación preferencial de cristales de cuarzo crecidos por recristalización incipiente de los clastos de cuarzo del protolito durante el metamorfismo. Considerando ambas litologías, la paragénesis de minerales metamórficos completa es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + titanita + epidoto + cuarzo.



Fig. V.11. Pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Yahgán. A. Contacto entre pizarras (Piz) y meta-grauvacas foliadas (Mgv) estratificadas. B. Laminación sedimentaria en pizarras. C. Laminación entrecruzada (del protolito) en meta-grauvacas foliadas. D. Fotomicrografía (NP) de pizarras con foliación continua. E (NP) – F (NC). Fotomicrografías de meta-grauvacas foliadas con foliación disyuntiva anastomosada. Chl: clorita. Stp: estilpnomelano. Wmca: mica blanca. Qtz: cuarzo. DP: bandas de disolución por presión.

V.3.2.b Meta-conglomerados. Un nivel -de aproximadamente 10 metros de espesor- de meta-conglomerados fue reconocido intercalado entre pizarras y meta-grauvacas, aflorando en los faldeos del Monte Olivia y el Cerro Cinco Hermanos, al Oeste y Este del río Velo de Novia, respectivamente (Figura V.1, V.12 A). Se clasifican como ortoconglomerados clasto-soportados polimícticos (según la clasificación de conglomerados epiclásticos propuesta por Pettijohn, 1949, 1957) con clastos sub-angulosos a sub-redondeados de composición muy variada (Figura V.12, V.13). La selección granulométrica es muy mala, coexistiendo clastos de pocos centímetros con bloques de hasta poco menos de un metro de diámetro. En la base predominan intraclastos de pizarra aplastados (Figura V.12 B). Algunos de los bloques de mayor tamaño que pudieron reconocerse (Figura V.12 C) corresponden a rocas ígneas retrabajadas.

A escala de lámina delgada se pudieron analizar los clastos de menor tamaño y los constituyentes de la matriz. Entre estos, se identificaron clastos de rocas ígneas con texturas porfíricas afaníticas y faneríticas (Figura V.12 D, E), lutitas carbonáceas, pizarras, chert, y cutículas de material vegetal; además de cristales individuales de cuarzo y plagioclasa, y material arcilloso muy fino (Figura V.13). Acompañando la matriz, posiblemente como cemento del protolito, hay abundante material ferruginoso. La foliación S_1 está compuesta por mica blanca, clorita y estilpnomelano orientados. Es espaciada y su desarrollo se limita a la matriz y en menor medida a los clastos con litologías menos competentes. Los clastos más competentes no desarrollaron foliación. Donde hubo desarrollo de S_1 , se observa también una foliación de crenulación afectándola (Figura V.13 A, B).

La paragénesis metamórfica reconocida es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + cuarzo \pm prehnita, consistente con facies sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior de metamorfismo regional en rocas clásticas (metamorfismo de bajo grado, por debajo de la zona de la biotita).

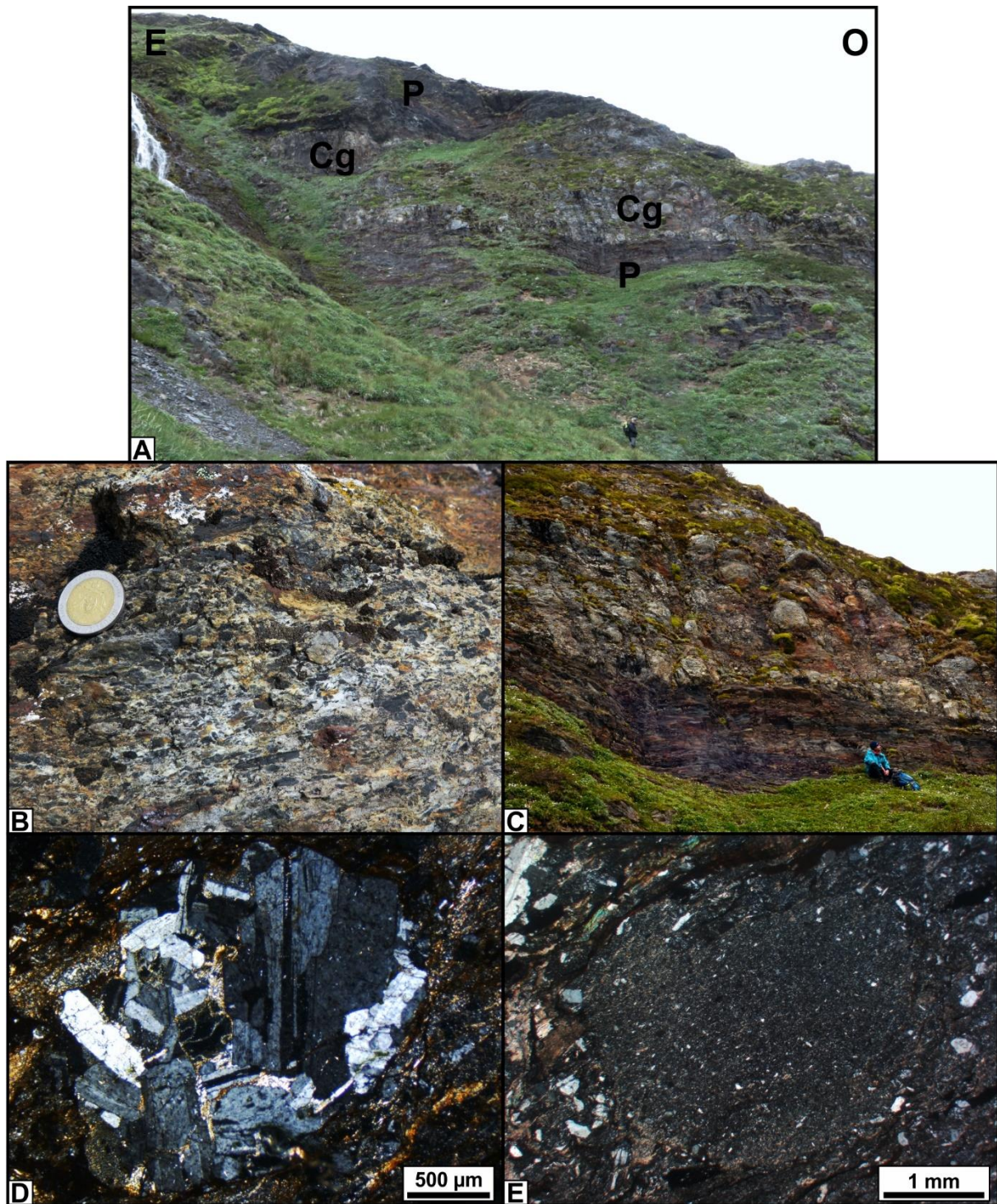


Fig. V.12. Meta-conglomerados de la Formación Yahgán. A. Aspecto del afloramiento (P: pizarras, Cg: meta-conglomerados). B. Intraclastos de pizarra aplastados en la base del conglomerado. C. Fotografía de campo donde se aprecian los clastos de mayor tamaño. D. Fotomicrografía (NC) de fragmento lítico de origen ígneo con textura porfírica fanerítica. E. Fotomicrografía (NC) de fragmento lítico de origen ígneo con textura porfírica afanítica.

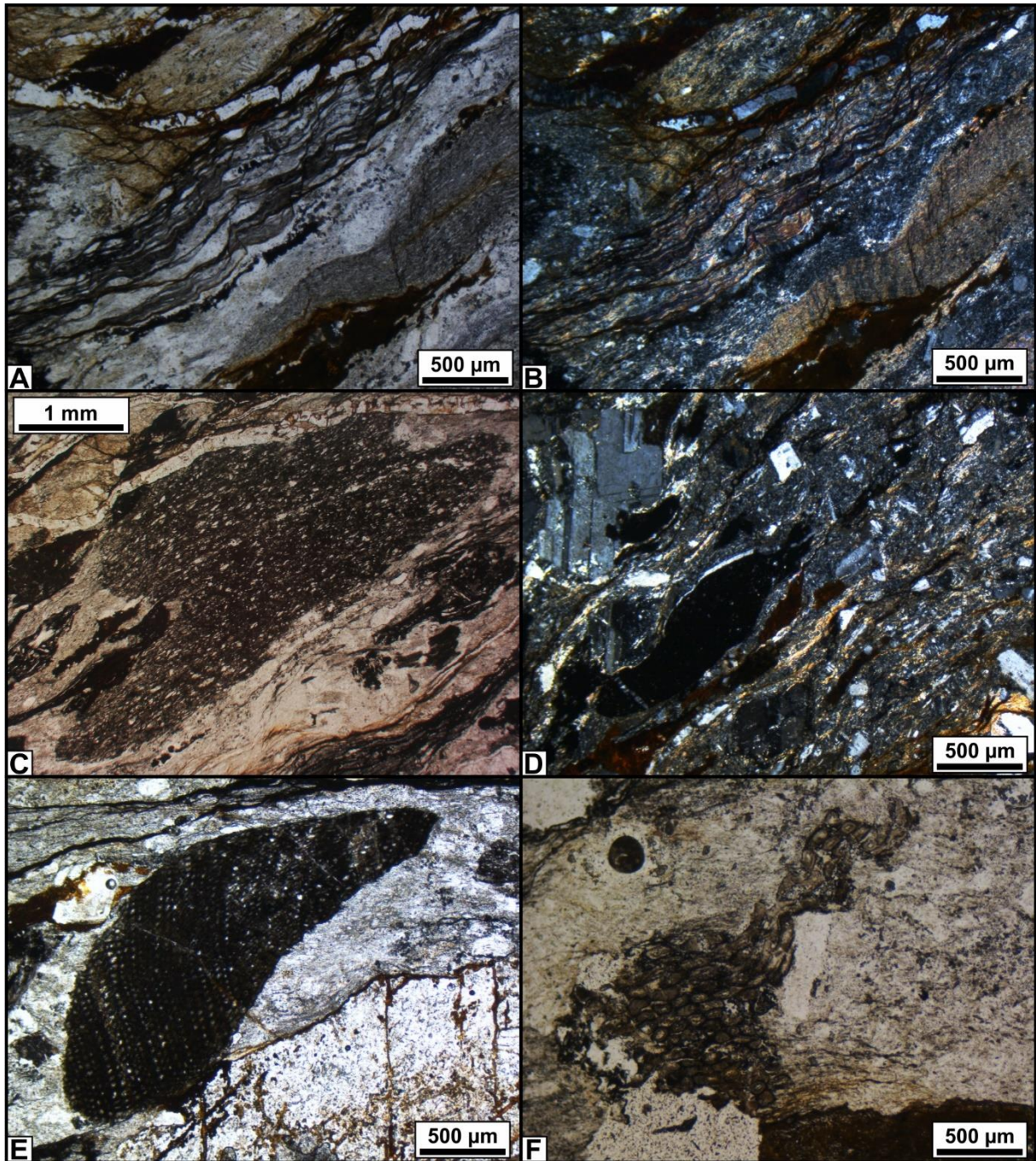


Fig. V.13. Fotomicrografías de meta-conglomerados de la Formación Yahgán. A (NP) – B (NC). Clastos de pizarra (centro y derecha, nótese la crenulación). C (NP). Clasto de chert (centro). D (NC). Clasto de plagioclasa (arriba izquierda), material arcilloso probablemente carbonáceo (centro izquierda, en apariencia isótropo) y matriz de composición heterogénea (clastos monominerales y fragmentos líticos). E – F (NP). Cutículas vegetales.

V.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO

Las estructuras del sector Monte Olivia – Cerro Cinco Hermanos se describen y organizan aquí a partir de sus relaciones de corte (superposición de estructuras), y el estilo y naturaleza de deformación que presentan (ver sección I.1.5.b para mayor detalle de los criterios descriptivos utilizados). Siguiendo estos criterios, todas las estructuras, tanto penetrativas (foliaciones y lineaciones), como no penetrativas (pliegues y superficies de cizalla); pueden asignarse en este sector a dos fases de deformación (D_1 y D_2 ; Figura V.1, V.14), agrupándose en D_1 las primeras estructuras en deformar los protolitos y sus rasgos primarios (S_0), y en D_2 aquellas que son visiblemente posteriores, y afectan estructuras D_1 . Durante D_1 , a su vez, se produjo el pico de metamorfismo dinamo-térmico (M_1) que afectó conjuntamente a todas las unidades geológicas descritas en la sección anterior, como puede deducirse de la relación entre las foliaciones S_1 y el crecimiento de minerales metamórficos. Las paragénesis de minerales metamórficos presentes en cada grupo litológico están controladas por la litología de los protolitos y el nivel estructural de los mismos al momento de M_1 .

Adicionalmente, los productos metamórficos generados durante M_1 fueron afectados, localmente, por metamorfismo dinámico (M_{1D}), evidenciado en texturas de recristalización dinámica que indican milonitización en determinados grupos litológicos de la Formación Lemaire. M_{1D} debió ocurrir durante o poco después de alcanzado el pico metamórfico M_1 , dado que la milonitización afecta las metamorfitas producto de este evento de metamorfismo regional, pero tiene estrecha relación con las estructuras generadas durante D_1 , por lo que las estructuras asociadas a M_{1D} (por ejemplo, lineaciones de estiramiento contenidas en superficies de foliación tectónica S_1) serán incluidas en la fase de deformación D_1 .

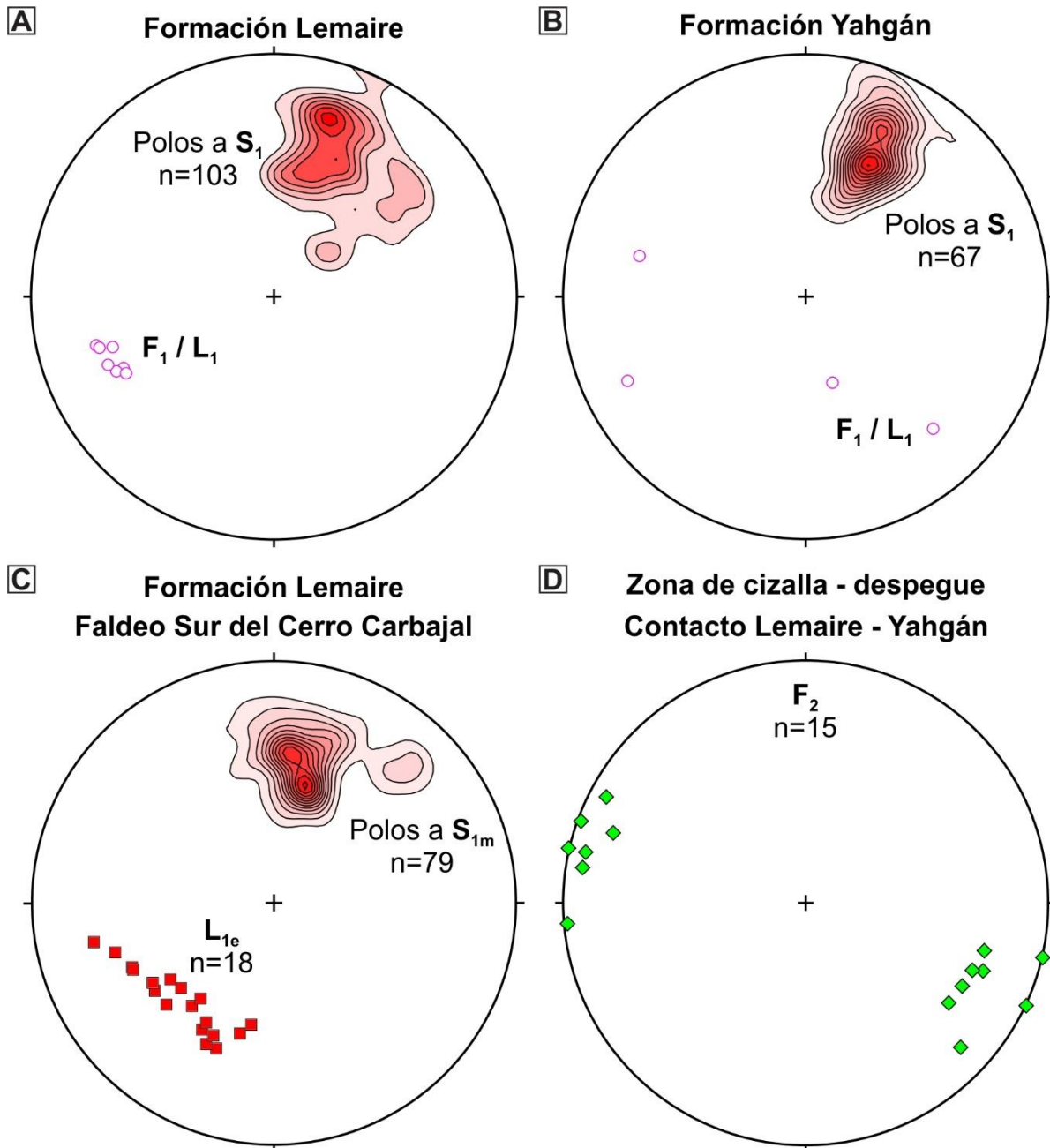


Fig. V.14. Proyecciones esféricas equiareales (hemisferio inferior) de los datos estructurales presentados en este capítulo. Diagramas de densidad: técnica de proyección del 1% del área total, intervalos del 3%.

V.4.1 Primera fase de deformación (D_1)

Se asocian a D_1 un grupo de estructuras tectónicas que afectan el S_0 (estratificación primaria del protolito), íntimamente relacionadas a un evento de metamorfismo dinamo-

térmico (M_1) de escala regional; y una asociación de estructuras y texturas relacionadas a metamorfismo dinámico de carácter local, este último afectando grupos litológicos específicos de la Formación Lemaire (M_{1D}). S_1 (foliación tectónica más antigua reconocida) es una estructura penetrativa con desarrollo variable entre distintas unidades y grupos litológicos (dependiendo fundamentalmente de las características reológicas de los mismos).

Macroscópicamente S_1 se reconoce como un clivaje pizarreño o esquistosidad fina, dependiendo del grupo litológico observado. La conforman bandas de disolución por presión y minerales metamórficos (fundamentalmente filosilicatos) desarrollados durante M_1 con crecimiento orientado, cuyas mineralogías son variables en función de cada grupo litológico, como se detalló en la sección V.3. El espaciamiento de S_1 también es variable en función del protolito, habiéndose descrito foliaciones continuas y espaciadas de distintas morfologías (ver sección anterior) e inclusive algunos ejemplos de meta-basitas con desarrollo muy pobre o nulo de la foliación.

Las orientaciones originales de las estructuras D_1 han sido afectadas por una fase de deformación subsiguiente (D_2), que genera plegamiento y, por consiguiente, cambios en la orientación de las superficies S_1 (y demás estructuras D_1). No obstante, existe una predominancia de rumbos ONO-ESE y buzamientos hacia el SSO (Figura V.1, V.14 A, B). S_1 es paralela a los planos axiales de los pliegues de primera fase (F_1), de desarrollo o apretamiento variable. La intersección entre S_0 y S_1 determina una lineación (L_1 , Figura V.2), que es aproximadamente paralela a F_1 , ambas con inclinaciones predominantes hacia el Oeste-Sudoeste y Sudeste (Figura V.14 A, B).

En la Formación Lemaire, los pliegues F_1 son mayormente apretados y con vergencia generalizada al Norte-Noreste (Figura V.15 A, B). Al Sur del Cerro Carbajal, en el entorno del contacto entre pizarras y meta-grauvacas y meta-volcanitas ácidas se observa un intenso

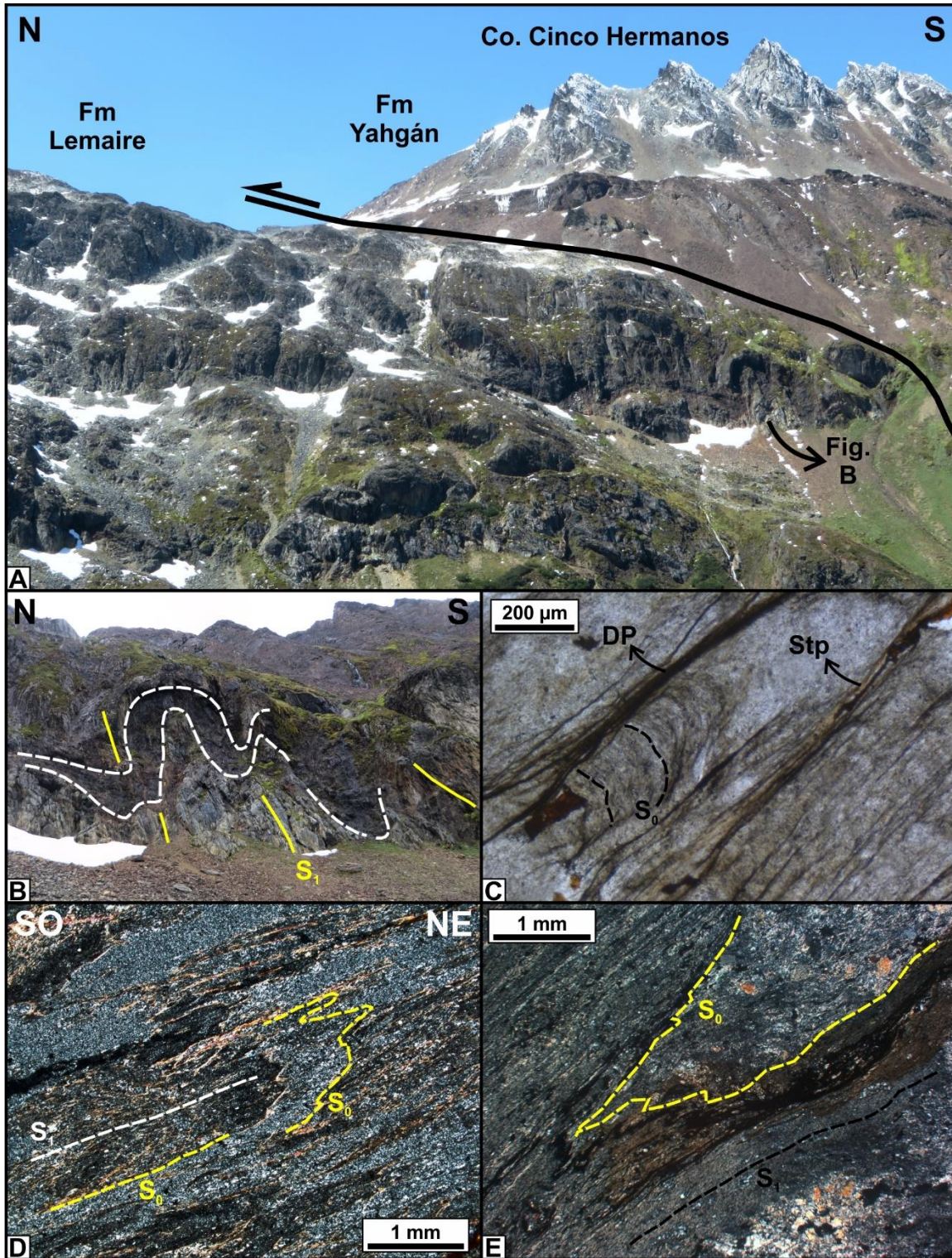


Fig. V.15. A - B. Plegamiento (F_1) en la Formación Lemaire sobre la ladera occidental del Co. Cinco Hermanos. C (NP). Pliegues intrafoliales en el S_0 en pizarras de la Formación Lemaire al Sur del Cerro Carbajal. D (NC). Plegamiento isoclinal en meta-volcanoclastitas ácidas de la Formación Lemaire al Sur del Cerro Carbajal. E (NC). Plegamiento isoclinal en el entorno del contacto tectónico con la Formación Yahgán sobre la cara Este del Monte Olivia. Stp: estilpnomelano. DP: bandas de disolución por presión.

cizallamiento, que produce plegamiento isoclinal e incipiente transposición de la laminación sedimentaria con la foliación tectónica, evidenciada en charnelas desmembradas de pliegues intrafoliales (Figura V.15 C). El plegamiento F_1 en la Formación Lemaire también es isoclinal en las meta-volcanoclastitas ácidas del collado al Sur del Cerro Carbajal (Figura V.15 D), y en el entorno del contacto tectónico con la Formación Yahgán sobre la cara Este del Monte Olivia (Figura V.15 E).

Los pliegues F_1 en la Formación Yahgán son típicamente apretados y asimétricos, con vergencia generalizada al Norte – Noreste y frecuentemente con charnelas engrosadas (Figura V.16 A, B). El plegamiento se vuelve más apretado e inclusive isoclinal en las cercanías del contacto con la Formación Lemaire (Figura V.11 A, V.16 C), y en las inmediaciones del corrimiento mapeado unos pocos cientos de metros al Sur de este contacto, en el valle del río Velo de Novia.

Durante M_1 se produjo el crecimiento de minerales metamórficos a expensas de los protolitos ígneos y sedimentarios, tanto de forma orientada desarrollando foliaciones como reemplazando minerales de la matriz sin orientación preferencial (ver sección V.3). M_1 presenta características de muy bajo a bajo grado de metamorfismo (cf. Fettes y Desmons, 2007; Winter, 2010), con paragénesis y hábitos de crecimiento de minerales metamórficos variables con la litología de los protolitos afectados, en todos los casos en un rango que involucra el límite de facies prehnita-pumpellyita y esquistos verdes inferior (para metamorfismo regional en meta-basitas) y en la zona de la clorita (para metamorfismo regional en meta-pelitas). Si bien la asignación de las paragénesis observadas a un evento dinamo-térmico de muy bajo a bajo grado es una presunción plausible y consistente con las observaciones realizadas en otros sectores del CCAF, las asociaciones mineralógicas (especialmente en las meta-basitas) no permiten descartar la posible participación de algún tipo de metamorfismo de fondo oceánico, probablemente previo a D_1 .

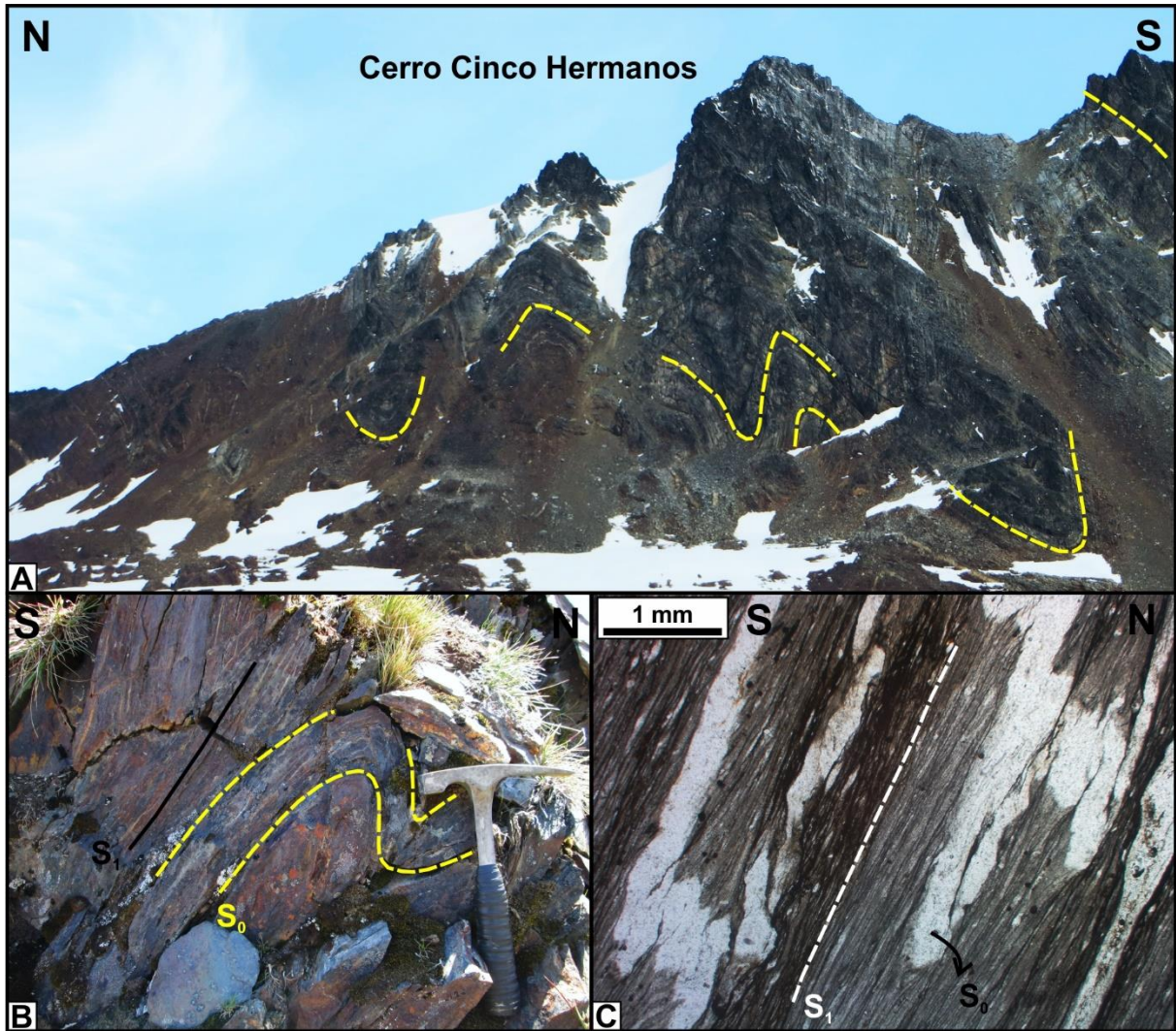


Fig. V.16. A – B. Pliegues F_1 -de distinto orden- en la Formación Yahgán, con vergencia al Norte. C (NP). Plegamiento isoclinal en la Formación Yahgán en las cercanías del contacto tectónico con la Formación Lemaire.

V.4.1.a Lineaciones de estiramiento, texturas de recristalización dinámica e indicadores cinemáticos de metamorfismo dinámico. Algunos grupos litológicos (productos del metamorfismo regional o dinamo-térmico) previamente descritos presentan lineaciones de estiramiento y foliaciones miloníticas (Figura V.1, V.14 C) con texturas de recristalización dinámica, desarrolladas durante o inmediatamente después de D_1 . Este fenómeno muestra un fuerte control litológico, presentándose en litologías específicas de la

Formación Lemaire; donde se produjo la concentración de la cizalla durante D_1 , provocando metamorfismo dinámico (M_{1D}) a escala local.

Al Sur del Cerro Carbajal, las meta-volcanoclastitas ácidas de la Formación Lemaire se encuentran involucradas en una zona de cizalla dúctil, con filitas -no milonitas-, protomilonitas y milonitas. Las rocas miloníticas presentan lineaciones de estiramiento minerales - L_{1e} - contenidas en las superficies de foliación, con inclinación hacia el Sudoeste (Figura V.1, V.14 C). Al microscopio se reconocen porfiroclastos de cuarzo y feldespatos (dominantemente plagioclasa) rodeados por una matriz de igual composición, parte de la cual se debe a la reducción de tamaño de grano mediante recristalización dinámica de los porfiroclastos del protolito. La recristalización dinámica resulta en estructuras de núcleo y manto, generando bandas de material recristalizado que junto al crecimiento contemporáneo de filosilicatos orientados (mica blanca, clorita, estilpnomelano) definen la foliación milonítica (S_{1m}) de la roca (Figura V.17 A - D). La misma orientación presentan bandas de disolución por presión con material opaco (y ocasionalmente asociadas a estilpnomelano), muy abundantes en algunas muestras, especialmente en los bordes de los porfiroclastos - *strain caps*-.

Los porfiroclastos de cuarzo muestran un amplio rango de deformación cristaloplástica, habiendo ejemplares con extinción relámpago, ondulosa y en parches; y en algunos casos con sub-granos. Esto último probablemente debido a diferentes grados de recuperación (*recovery*) tras el cese de la deformación. También suelen presentar lamelas de deformación. El principal mecanismo de recristalización es por *bulging*, mayormente desarrollado en los bordes de los granos (Figura V.17 E). Los porfiroclastos de plagioclasa están fracturados y alterados, tienen maclas de deformación (en cuñas) y presentan recristalización dinámica por *bulging* en sus bordes y en *necks* de micro-*boudinage* (Figura V.17 F). La mayoría de los porfiroclastos son de tipo Φ , por lo que no indican sentido de

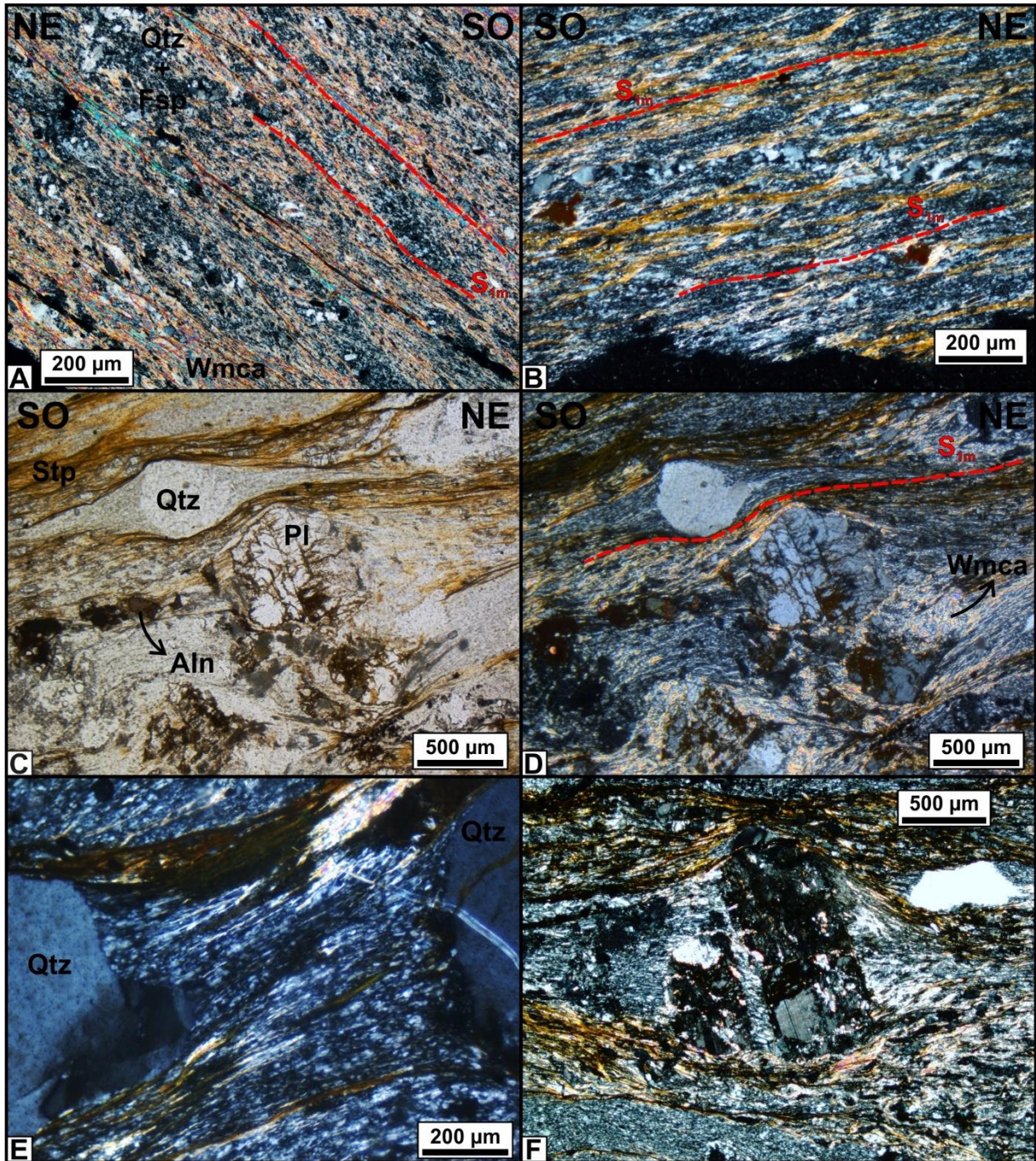


Fig. V.17. Milonitas con protolito volcánicoácido de la Formación Lemaire. A - B. Microfotografías de detalle de la foliación milonítica - S_{1m} - (NC). C (NP), D (NC). Porfiroclastos y matriz. E (NC). Detalle de mantos y colas de recristalización por *bulging* en los bordes de porfiroclastos de cuarzo. F. Porfiroclasto de plagioclasa fracturado, con maclas de deformación en cuñas y *boudinage*. Se distinguen las colas de recristalización por *bulging*.

cizalla. No obstante, se pudieron identificar porfiroclastos tipo σ de cuarzo (Figura V.18 A, B). Otros indicadores cinemáticos reconocidos son estructuras S-C en micas (Figura V.18 C, D) y *strain fringes* antitaxiales de cuarzo en los bordes de cristales rotados de minerales opacos -probablemente pirita- (Figura V.18 E, F). En todos los casos el sentido de cizalla indica techo al Norte-Noreste.

Las rocas de este sector varían entre proto-milonitas y milonitas, de acuerdo con el porcentaje de matriz recristalizada a partir del protolito (según la clasificación de rocas de falla sugerida por Scholz, 1990; cf. Snoke et al., 1998). Como se mencionó, dentro de la zona de cizalla, metamorfitas derivadas del mismo protolito que las proto-milonitas y milonitas aquí descritas no han tenido suficiente disminución del tamaño de grano mediante recristalización dinámica para considerarse tales, por lo que han sido clasificadas como filitas (producto de metamorfismo regional), y mapeadas conjuntamente en la figura V.1 (donde se indican los límites de la zona de cizalla dúctil y se distinguen las foliaciones miloníticas).

Las pizarras y meta-grauvacas foliadas inmediatamente al Norte de las meta-volcanoclastitas ácidas con foliación milonítica muestran, en una franja de rumbo ONO-ESE en el entorno del contacto ambas litologías, lineaciones de estiramiento y pliegues desmembrados (Figura V.1, V.14 C, V.15 C). La foliación milonítica de las pizarras está definida por filosilicatos fuertemente orientados y porfiroclastos (de cuarzo y plagioclasa) de pequeño tamaño (Figura V.19 A), con generación de estructuras núcleo y manto, desarrollando colas recristalizadas principalmente por *bulging*. El porcentaje de matriz recristalizada dinámicamente se estima superior al 10% y menor al 50%, por lo que las pizarras de la Formación Lemaire pueden considerarse en este sector proto-milonitas. También en estas rocas se identificaron porfiroclastos rotados tipo δ , estructuras S-C en micas y *strain fringes* antitaxiales de cuarzo en los bordes de cristales rotados de minerales

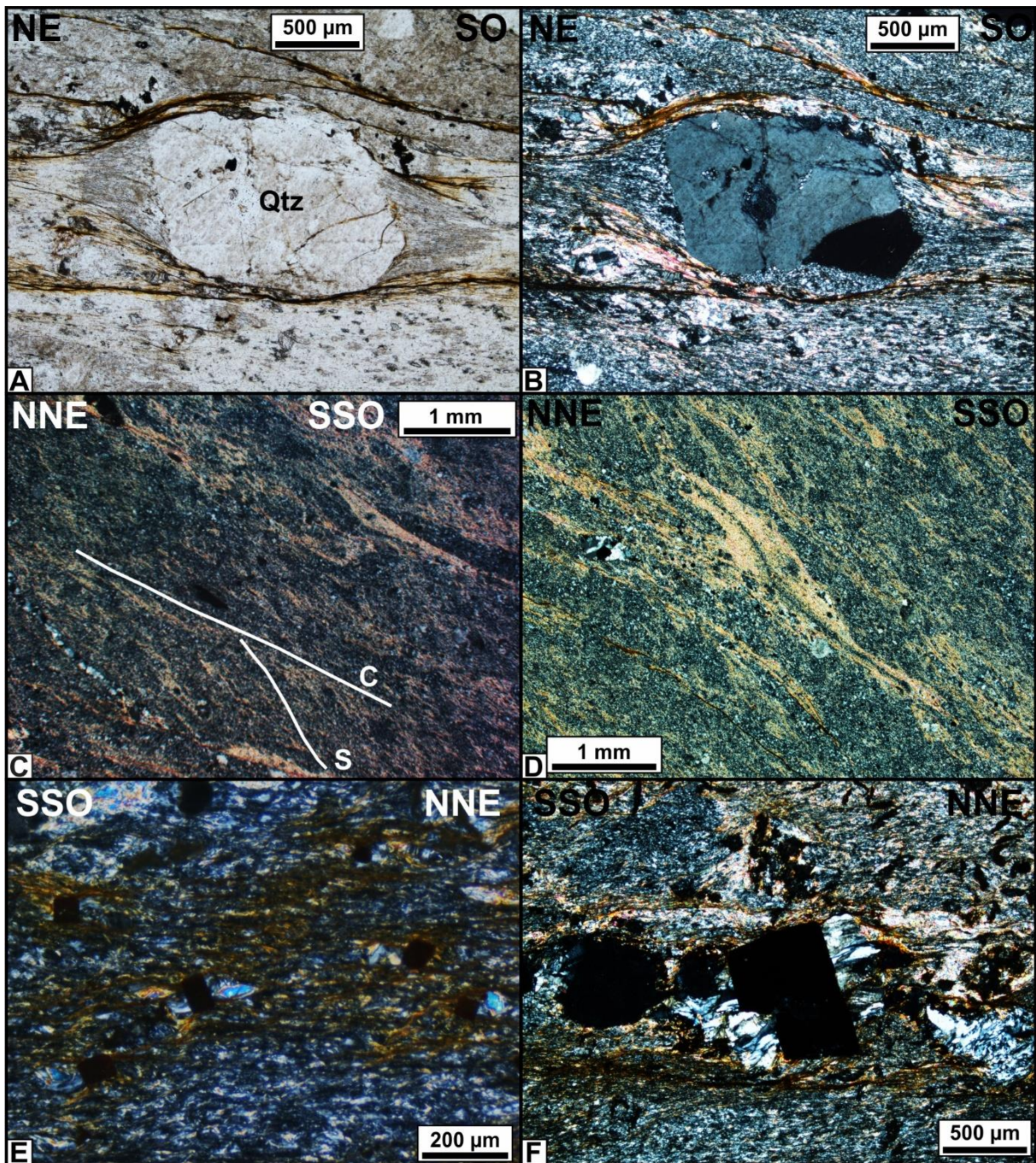


Fig. V.18. Milonitas con protolito volcánicoácido de la Formación Lemaire. A (NP)- B (NC). Porfiroclasto tipo σ de cuarzo (Qtz). Sentido de la cizalla: techo al NE. C (NC). Estructuras S-C. Sentido de la cizalla: techo al NNE. D (NC). Estructuras S-C. Sentido de la cizalla: techo al NNE. E – F (NC). *Strain fringes* antitaxiales de cuarzo en los bordes de minerales opacos, probablemente pirita. Sentido de la cizalla: techo al NNE.

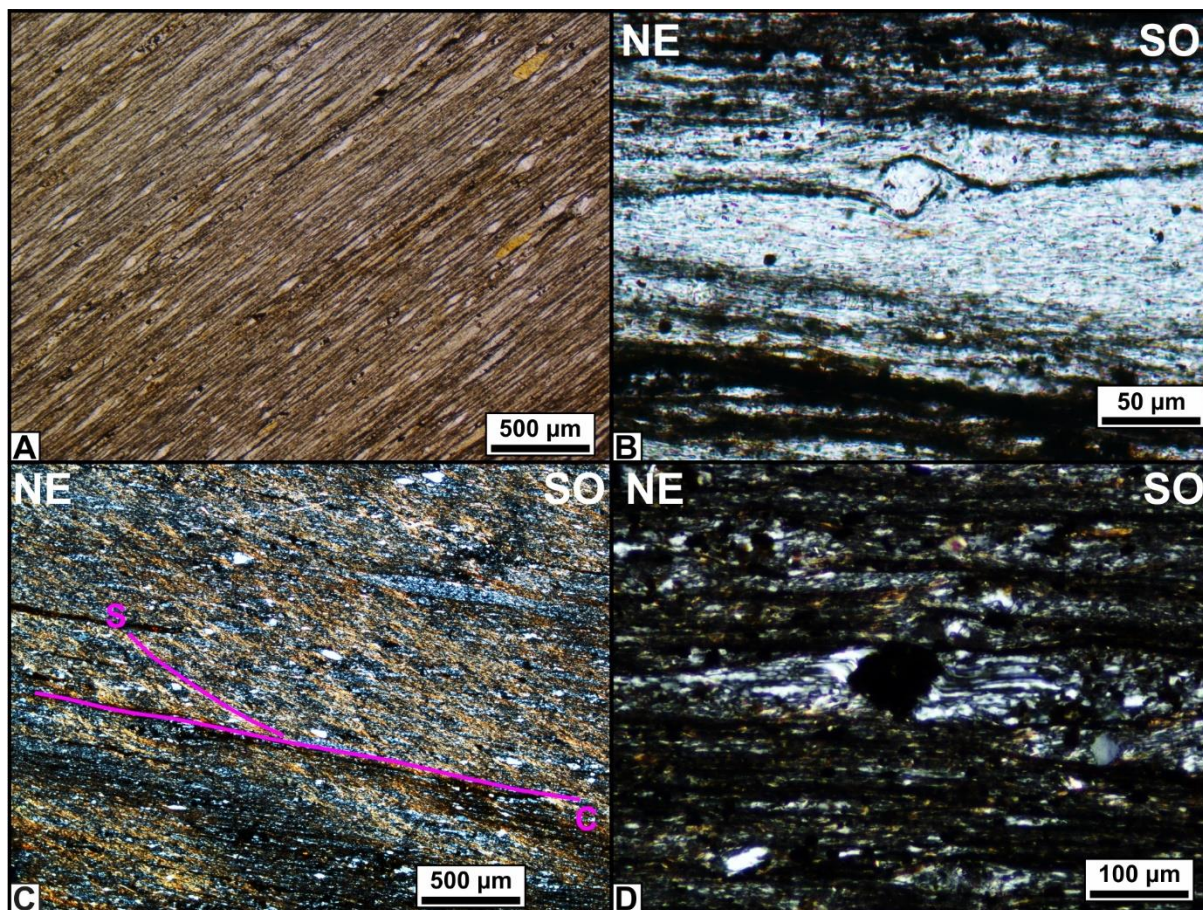


Fig. V.19. Foliación milonítica e indicadores cinemáticos en pizarras de la Formación Lemaire al Sur del Cerro Carbajal. **A (NP).** Aspecto general de la foliación (continua). **B (NP).** Porfiroclastos tipo δ . Sentido de la cizalla: techo al NE. **C (NC).** Estructuras S-C. Sentido de la cizalla: techo al NE. **D.** *Strain fringes* antitaxiales de cuarzo en un cristal opaco, probablemente pirita. Sentido de la cizalla: techo al NE.

opacos -probablemente pirita-. En todos los casos el sentido de la cizalla es de techo al Norte-Noreste (Figura V.19 B - D).

Hacia el margen Norte de la zona milonítica, se identificaron proto-milonitas de muy bajo grado, transicionales a cataclasitas (cf. Trouw et al., 2010), afectando meta-grauvacas o meta-cherts de grano muy fino. Estas rocas presentan por sectores un complejo entramado de superficies irregulares (con morfologías anastomosadas, “serpenteantes” -*wiggly*- y estilolíticas) con material opaco producto de disolución por presión, fuertemente oblicuas a S_{1m} (Figura V.20 A, B), aparentemente previas y afectadas por S_{1m} . El porcentaje de matriz es

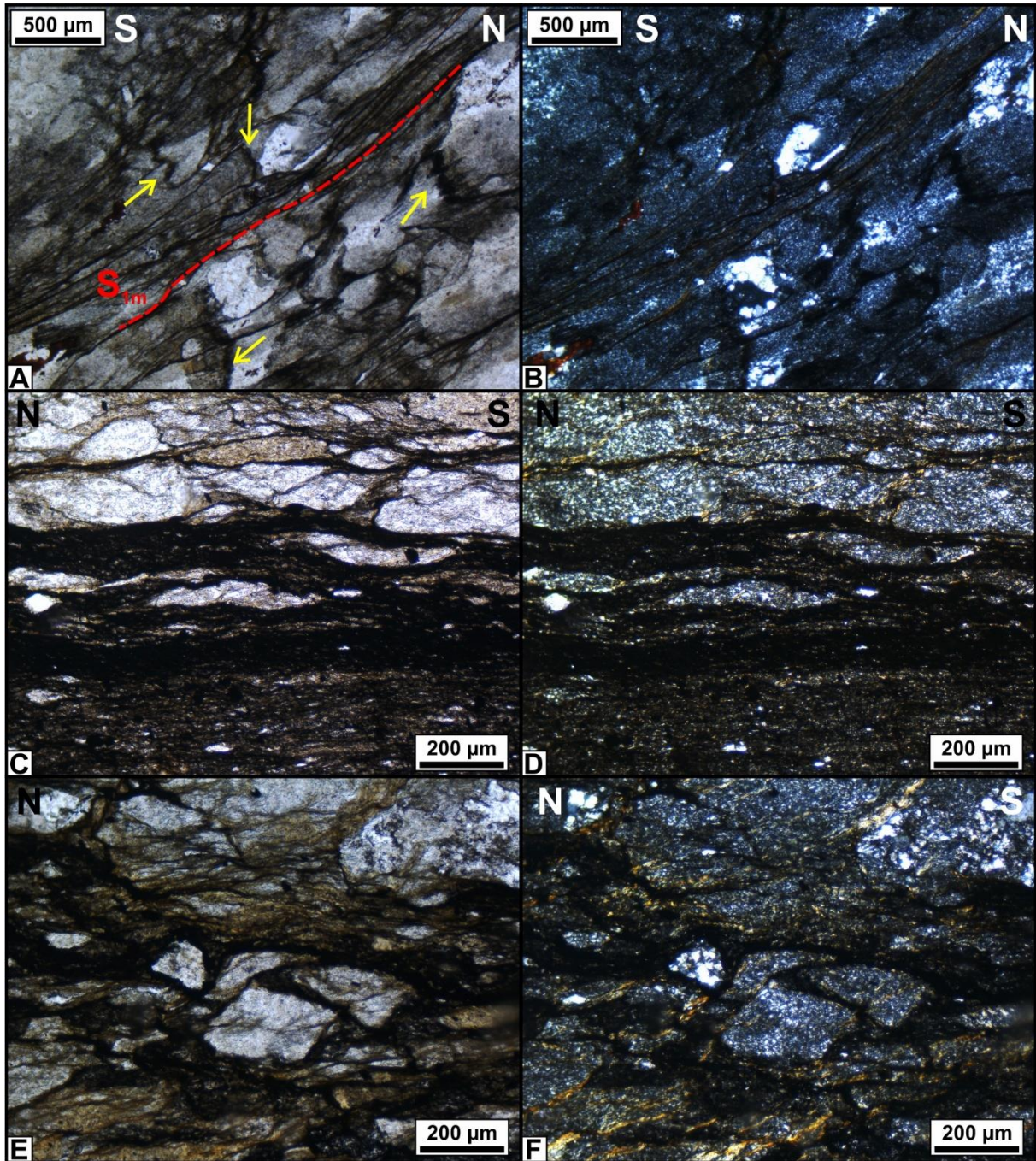


Fig. V.20. Proto-milonitas de la Formación Lemaire desarrolladas en protolitos meta-sedimentarios al Norte de la zona de cizalla dúctil. A (NP), B (NC). Aspecto general de la foliación milonítica (S_{1m}). Las flechas amarillas señalan bandas de disolución por presión serpenteantes -*wiggly*- y estilolíticas. C (NP) – D (NC). Nivel delgado de milonita a ultra-milonita. Gran parte del material opaco se considera matriz muy fina. E (NP) – F (NC). Fragmentos angulares producto de cataclasis incipiente.

muy variable inclusive a escala de lámina delgada, existiendo dominios de proto-milonitas (entre 10 y 50 % de matriz), alternados con niveles relativamente más acotados de milonitas y ultra-milonitas -matriz entre 50 y 90%, y 90 y 100%; respectivamente- (Figura V.20 C, D). Algunos fragmentos angulares rodeados por una matriz oscura indican posibles evidencias de cataclasis (deformación en condiciones frágiles) de incipiente desarrollo (Figura V.20 E, F).

V.4.2 Segunda fase de deformación (D₂)

Las metamorfitas y estructuras generadas durante M₁, M_{1D} y D₁ se encuentran afectadas por D₂. En comparación con D₁, D₂ exhibe un estilo de deformación más frágil, y está espacialmente más restringida. El plegamiento de segunda fase -F₂- presenta en el sector Monte Olivia – Cerro Cinco Hermanos una distribución muy localizada, asociándose a fallamiento en zonas de cizalla generadas durante D₂ (Figura V.14 D), donde se desarrollan micropliegues y foliaciones de crenulación de escala microscópica; y pliegues mesoscópicos con escalas de plegamiento que van de pocos cm a algunas decenas de cm de longitud de onda, afectando a S₀, S₁ y otras estructuras D₁ con grados de apretamiento muy variables.

En el extremo septentrional de la zona de cizalla dúctil correspondiente a D₁ descrita en la sección anterior (ubicada al Sur del Cerro Carbajal), la foliación milonítica de las pizarras y meta-grauvacas foliadas (proto-milonitas) de la Formación Lemaire está afectada por pliegues F₂ abiertos con longitudes de onda deca-centimétricas (Figura V.21 A).

Sobre los faldeos Este del Monte Olivia y Oeste del Cerro Cinco Hermanos, en las adyacencias del valle del río Velo de Novia, un gran número de fallas afectan las pizarras y meta-grauvacas de la Formación Yahgán. Una de estas estructuras, de mejor exposición, fue

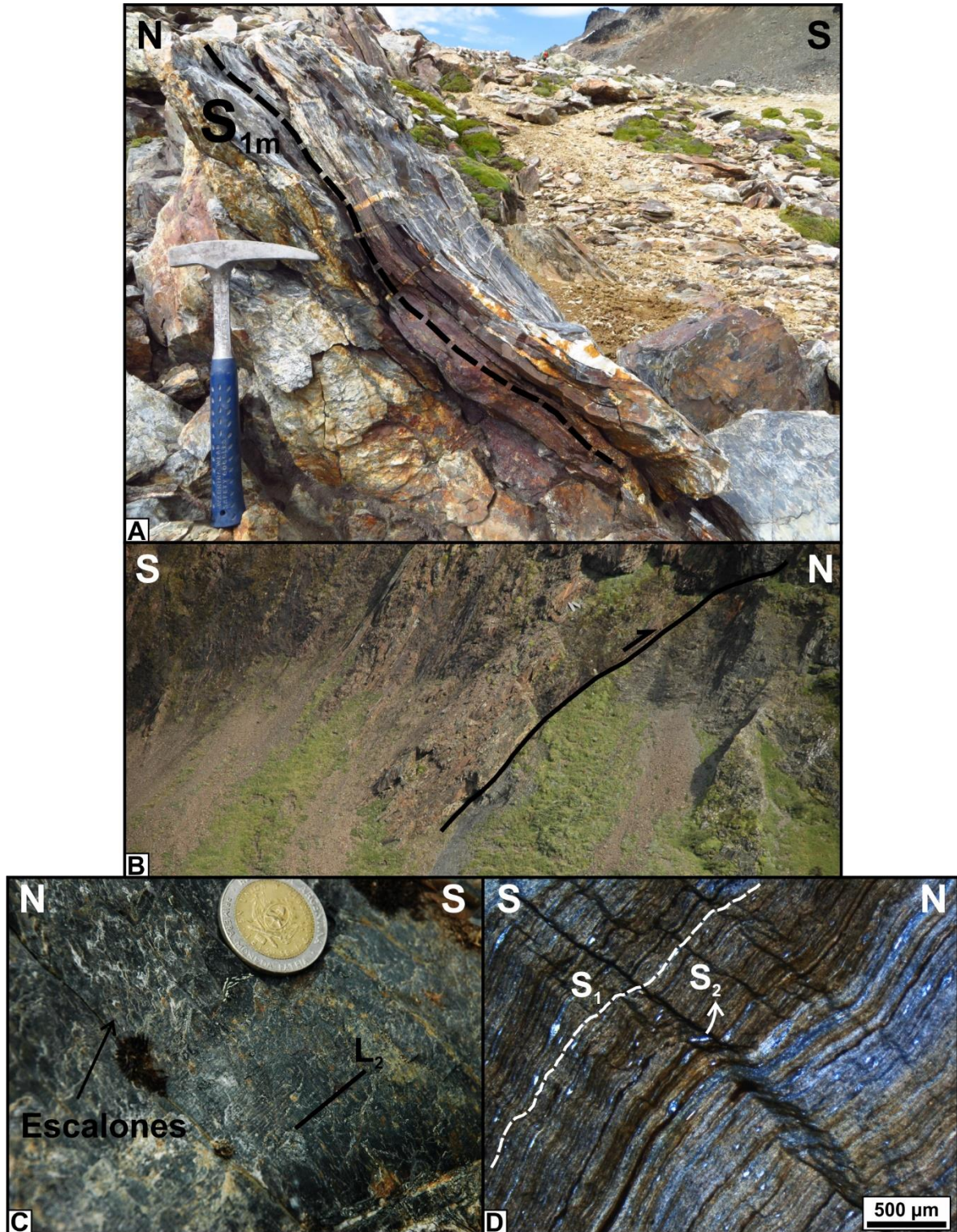


Fig. V.21. A. Foliación milonítica (S_{1m}) plegada sobre el borde Norte de la zona de cizalla dúctil ubicada al Sur del Cerro Carbajal. B. Corrimiento de fase D_2 en la Formación Yahgán. C. Lineación de crenulación (L_2) y escalones de falla sobre un plano S_1 en el bloque colgante adyacente a la superficie del corrimiento de la fotografía B. D (NC) Foliación de crenulación en pizarras de la Formación Yahgán sobre el bloque colgante y adyacentes al corrimiento de la Figura B. Fotografías B y C: Constanza Lobo.

mapeada en la Figura V.1. La zona de falla es angosta y presenta planos discretos que inclinan al Sur con escalones que indican movimiento del techo al Norte (Figura V.21 C). En este sector se advierte la crenulación de la foliación de primera fase (S_1), que genera una lineación de crenulación - L_2 - horizontal en las superficies S_1 , con desarrollo acotado a pocos metros sobre el bloque colgante desde el plano de falla (Figura V.21 C). La foliación de crenulación - S_2 - es discreta y asimétrica, definida por material opaco producto de disolución por presión, fundamentalmente a lo largo de los limbos cortos de los pliegues de crenulación (Figura V.21 D).

V.4.2.a Zona de despegue asociada a D_2 . En el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán se identificó una zona de cizalla frágil/dúctil en litologías pizarreñas probablemente ubicadas en la base de la Formación Yahgán, de rumbo aproximado E-O y buzamiento promedio estimado de 30° al Sur. Esta zona de cizalla es posterior a las estructuras D_1 . La zona presenta aproximadamente 100 metros de ancho de afloramiento sobre el faldeo occidental del Cerro Cinco Hermanos, adyacente al valle del río Velo de Novia (Figura V.1). Hacia el Oeste del río, sobre la cara Noreste del Monte Olivia, el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán está cubierto por derrubio (V.22 A).

Aproximadamente 150 metros al Sur de la zona cubierta por donde discurre la traza aproximada del contacto, las pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Yahgán, presentan paralelismo entre S_0 y S_1 , que están afectados por pliegues F_2 (Figura V.11 A; V.16 C; Figura V.22 B). La foliación de crenulación asociada es discreta y asimétrica, asociada a superficies de disolución por presión con morfologías planares a “serpenteantes” -*wiggly*- (V.22 C, D).

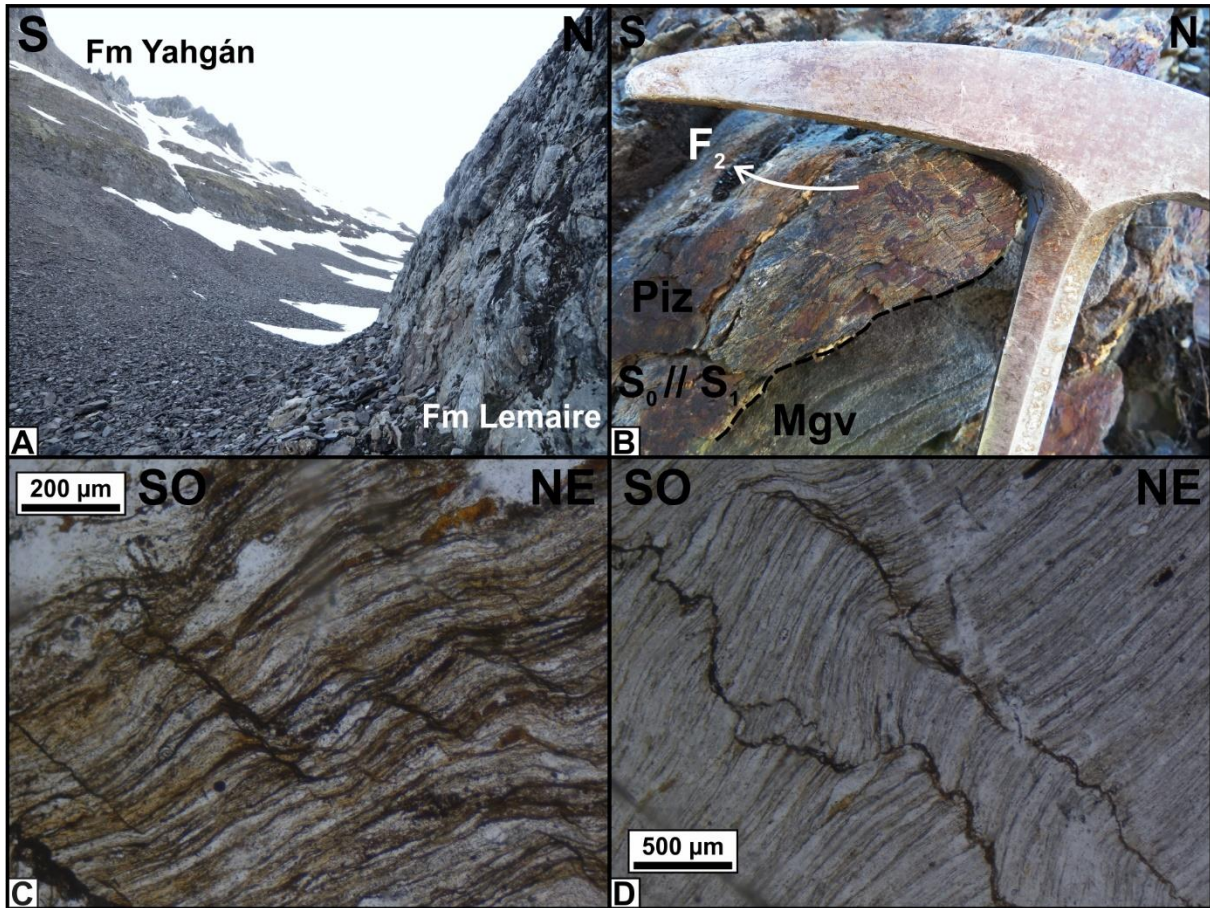


Fig. V.22. A. Cubierta de derrubio en la zona del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán sobre la ladera Noreste del Monte Olivia. B. Pizarras (Piz) y meta-grauvacas foliadas (Mgv) de la Formación Yahgán aproximadamente 150 m al Sur de la zona de contacto cubierta de la fotografía A. El plegamiento isoclinal del S_0 produce paralelismo entre S_0 y S_1 , ambas superficies afectadas por pliegues F_2 , favorablemente desarrollados en las litologías más finas. C – D. Fotomicrografías (NP) de la foliación de crenulación en la Formación Yahgán cercana al contacto con la Formación Lemaire.

Al Este del río Velo de Novia, en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán se expone una zona de cizalla frágil/dúctil con brechas de falla cohesivas (Figura V.1, V.23 A). Las rocas afectadas por cataclasis son pizarras, atravesadas por numerosas venas y venillas de cuarzo y calcita de distintas generaciones y orientaciones. Los clastos son angulosos y de escala centimétrica, por lo que la cataclasis es mejor apreciada macroscópicamente (Figura V.23 B, C).

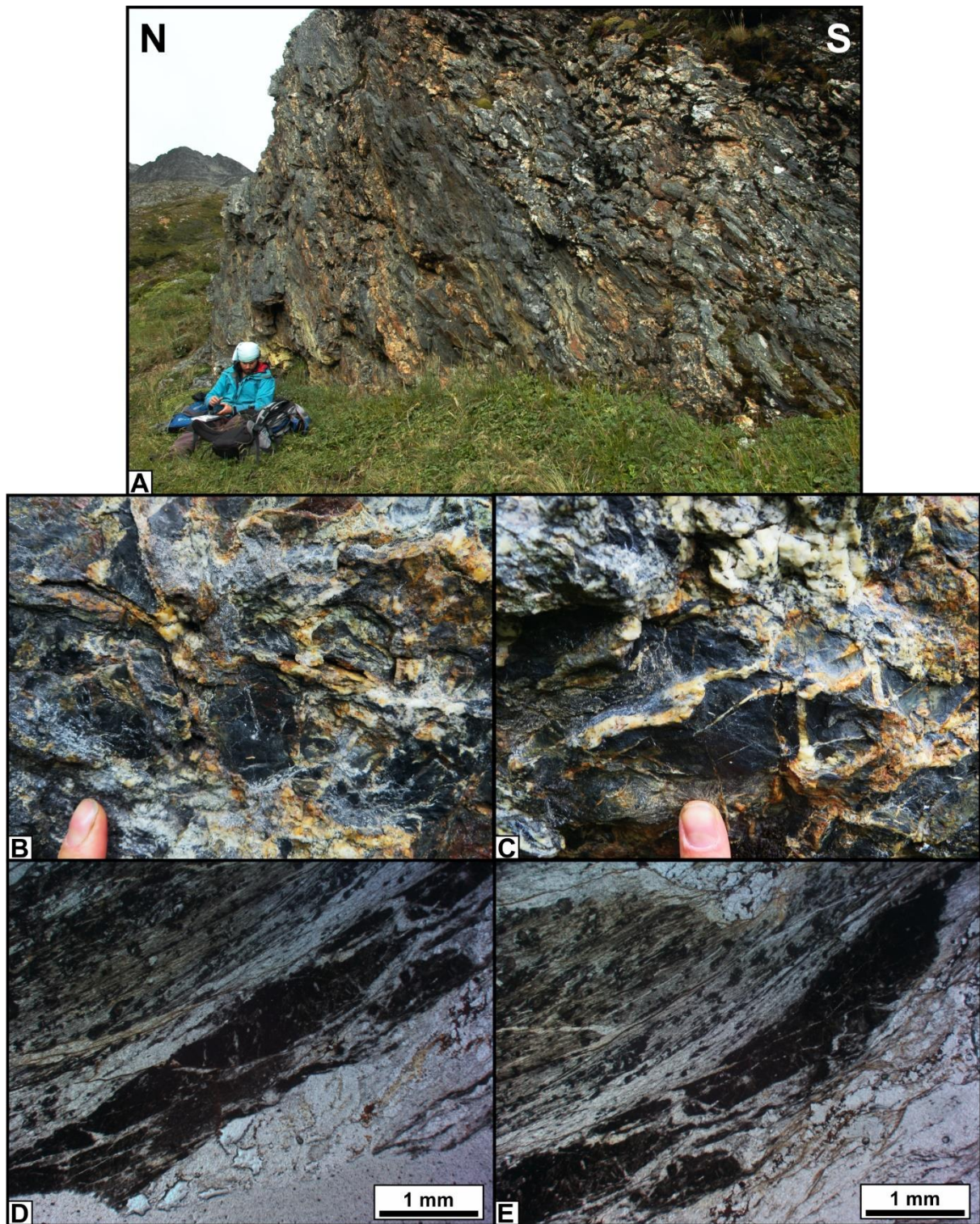


Fig. V.23. A. Aspecto general de afloramiento de la zona de cizalla frágil/dúctil en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán sobre la ladera occidental del Cerro Cinco Hermanos. **B – C.** Detalle de clastos de pizarra fracturados, con cuarzo y calcita relleno de las fracturas. **D – E (NP).** Microfracturas en un clasto de pizarra.

Al microscopio se observan microfracturas que atraviesan los clastos individuales de la roca afectada (Figura V.23 D, E). A esta escala de observación, relictos del S_0 de la roca involucrada en la brecha se reconocen transpuestos con una foliación tectónica $-S_m-$ que presenta evidencias de milonitización incipiente -proto-milonitas de bajo grado-, claramente anterior y formada bajo condiciones de temperatura superiores a las estructuras de la cizalla frágil (Figura V.24 A-D).

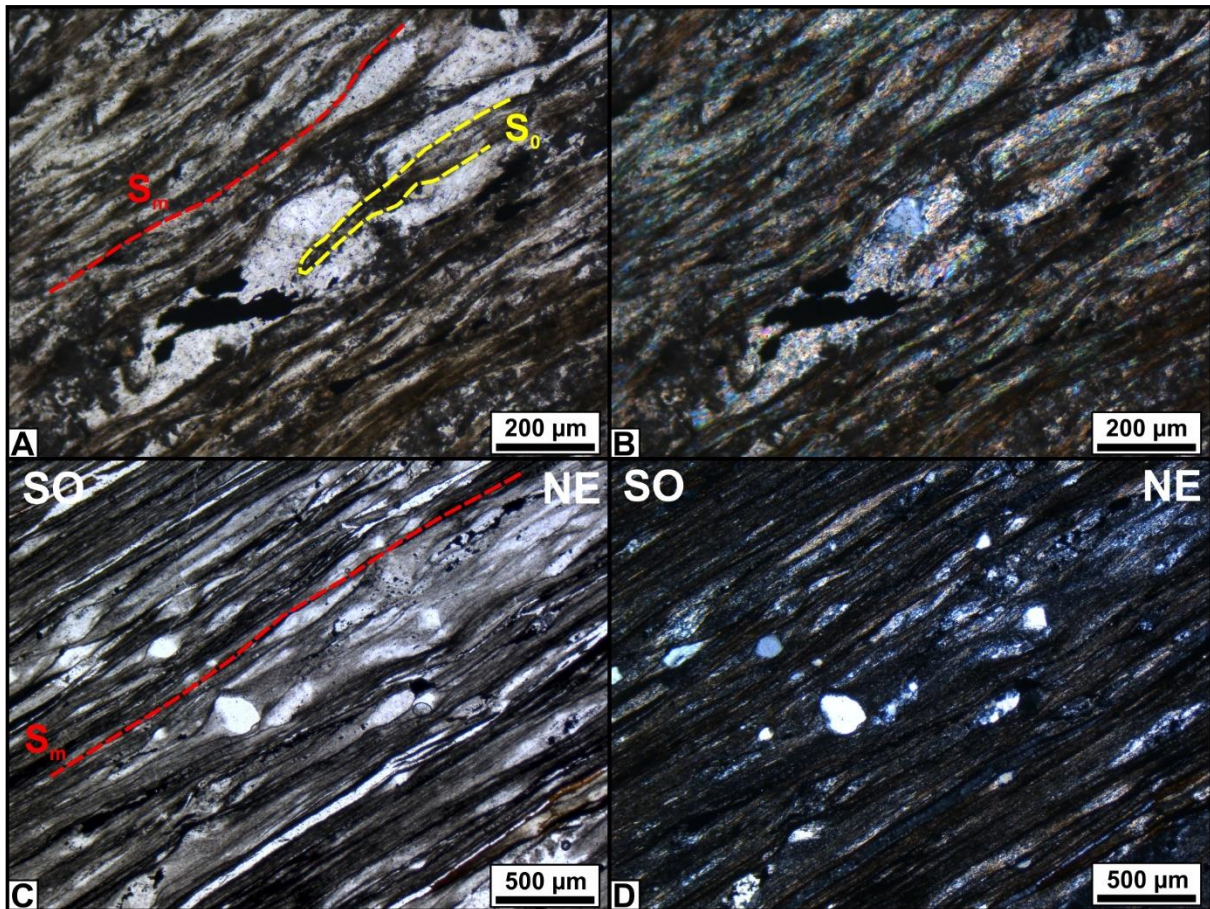


Fig. V.24. A (NP) – B (NC). Relictos de S_0 plegado isoclinalmente y desmembrados, con dirección de estiramiento paralela a una foliación de naturaleza milonítica (S_m). C (NP) – D (NC). Aspecto general de los porfiroclastos y foliación milonítica (D_1) de las rocas involucradas en la zona de cizalla frágil/dúctil (D_2) en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán sobre la ladera occidental del Cerro Cinco Hermanos.

La zona de cizalla se encuentra, además, fuertemente replegada por pliegues F_2 que afectan venas y venillas y clastos. El grado de apretamiento de los pliegues es variable, especialmente en las venillas, posiblemente debido a que presentarían orientaciones muy diversas al momento del plegamiento (Figura V.25 A-C). Los ejes de plegamiento F_2 exhiben orientaciones variables, predominando orientaciones ONO-ESE (Figura V.14 D), con vergencia hacia el Norte (Figura V.25 A-D). También son abundantes zonas de cizalla mesoscópicas donde la foliación del protolito está deformada haciéndose asintótica a planos

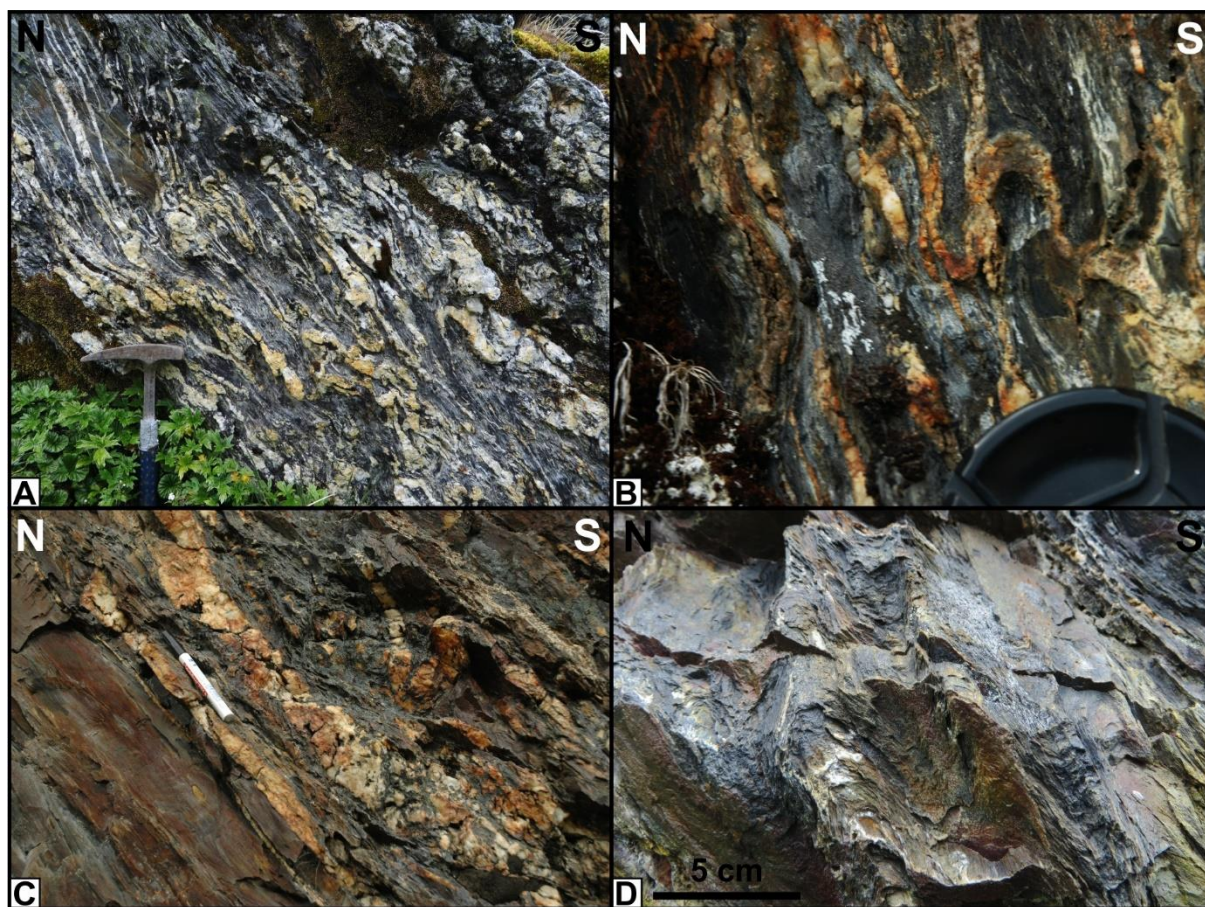


Fig. V.25. A – C. Venas y venillas de cuarzo replegadas (pliegues F_2) en la zona de cizalla frágil/dúctil sobre la ladera occidental del Cerro Cinco Hermanos. D. Pliegues F_2 en pizarras involucradas en la zona de cizalla frágil/dúctil. En todos los casos, la vergencia generalizada de los pliegues F_2 es hacia el Norte.

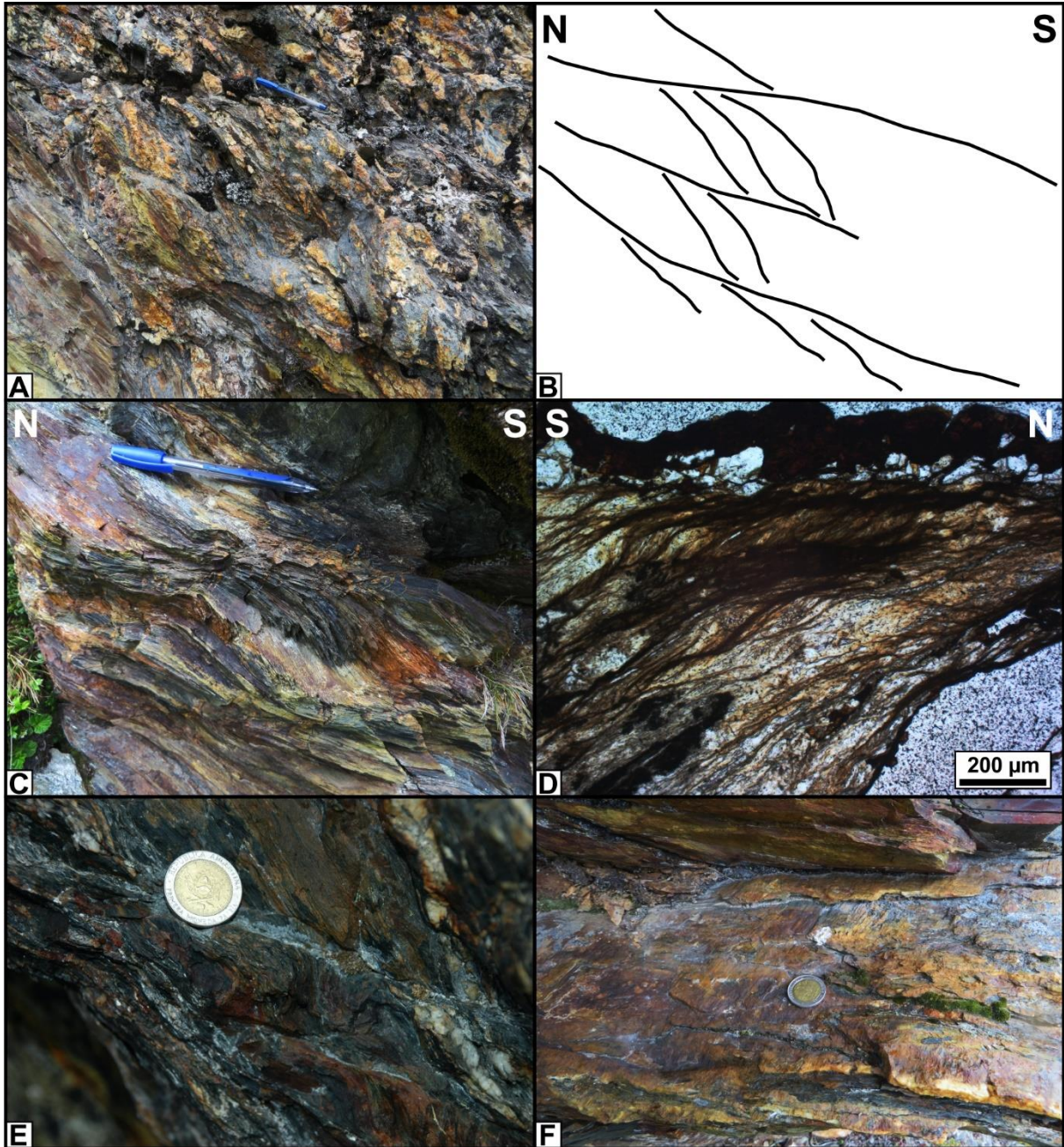


Fig. V.26. A – E. Zonas de cizalla mesoscópicas con estructuras “tipo S-C” o fábricas de cizalla (*S-C shear fabrics*) de distinta escala. En D se distinguen a escala microscópica numerosas geometrías sigmoides que se hacen asintóticas a planos de cizalla. En el margen superior de la microfotografía, una venilla de cuarzo provocó cataclasis localizada y arrastre de las geometrías durante su intrusión. El sentido de cizalla en todos los casos es de techo al Norte. F. Plano de falla con estrías y escalones, cortando estructuras previas, probablemente generado durante los últimos estadios de desarrollo de la zona de cizalla.

de falla (estructuras “tipo S-C” o fábricas de cizalla S-C), con cinemática de cizalla de techo hacia el Norte (Figura V.26 A-E). Numerosos planos de falla discretos con estrías y escalones que exhiben orientaciones muy variables atraviesan la zona cataclástica replegada (Figura V.26 F), sugiriendo una posible génesis durante los estadios finales de desarrollo de la zona de cizalla frágil/dúctil.

V.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES

En el sector Monte Olivia – Cerro Cinco Hermanos afloran metamorfitas de bajo grado de las Formaciones Lemaire y Yahgán. En la Formación Lemaire se identificaron intercalaciones de protolitos ígneos y sedimentarios. El protolito de las pizarras y meta-grauvacas foliadas corresponde a sedimentitas marinas con gradación normal, ondulitas de corriente y trazas de *Chondrites isp.*, consistentes con un ambiente de depositación turbidítico. Los depósitos volcanoclásticos son probablemente piroclásticos, presunción basada en la presencia de *fiamme* y trizas de vidrio, distinguibles como volcanoclastitas de granulometría fina (filitas) y brechas (meta-brechas foliadas). Las primeras son eminentemente ácidas, y en las segundas, una matriz predominantemente ácida aloja clastos de volcanitas ácidas y básicas.

Adicionalmente, se identificaron al menos tres cuerpos de meta-basitas, dos de los cuales presentan finas intercalaciones de pizarras y geometrías de emplazamiento aparentemente concordantes con la estratificación. Un tercer cuerpo con inclinación al Sur, cercano al contacto con la Formación Yahgán, presenta el menor grado de desarrollo de foliación tectónica y es aparentemente discordante con la estratificación (Figura V.8 B). De acuerdo con la petrografía observada (sección V.3.1.d), los dos primeros se pueden relacionar

a las diabasas de plagioclasa, y el tercero a las diabasas de plagioclasa y piroxeno descriptos en este y sectores aledaños por González Guillot et al. (2016).

Resultan novedosas, y deben ser objeto de mayor análisis, las posibles peperitas con morfologías globulares de la ladera Norte del Monte Olivia. La presencia de peperitas (indicativas de interacción del magma con sedimentos saturados en agua) y hialoclastitas (de depositación subácuea), ha sido indicada en el sector de Sierra Alvear, aproximadamente 8 km en dirección Noreste de la zona tratada en este capítulo (González Guillot et al., 2016). Las asociaciones sedimentarias y volcánicas / volcanoclásticas mencionadas sugieren un ambiente de depositación marino con volcanismo bimodal asociado de edad jurásica tardía, reconocible en la Formación Lemaire en otros sectores del orógeno (Kranck, 1932; Bruhn et al., 1978; Hanson y Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 1996a; González Guillot et al., 2016).

La Formación Yahgán apoya en contacto tectónico sobre la Formación Lemaire. En este sector está compuesta predominantemente por pizarras y meta-grauvacas foliadas finamente intercaladas, depósitos tipo *flysch*, relacionados a sedimentación en un ambiente turbidítico durante el Cretácico Temprano (Olivero y Martinioni, 1996a; Olivero y Malumián, 2008; entre otros). Intercalados en esta sucesión epiclástica de sedimentos pelíticos y psammíticos, se identificó un potente paquete de conglomerados polimícticos muy mal seleccionados, donde coexisten una matriz de tamaño arena con clastos de pocos centímetros hasta casi un metro de diámetro. La composición de los clastos es muy variada (ver sección V.3.2.b). Se destaca la presencia de cutículas vegetales, indicativas de una procedencia continental. No existe mención en la literatura de la presencia de este banco conglomerádico u otros de características similares en los Andes de Tierra del Fuego (más allá de las referencias en la discusión del capítulo IV, sección IV.5), y particularmente sus aspectos sedimentológicos demandan estudios de mayor detalle. Preliminarmente, en asociación con los depósitos de

flysch ubicados a base y techo de éste, se interpreta como el resultado de corrientes de densidad extra-cuencales depositadas en un ambiente marino profundo.

La deformación en este sector y las estructuras resultantes (Figura V.1, V.14, V.27) involucran al menos dos fases (D_1 y D_2), distinguibles a partir de relaciones de corte o superposición de estructuras tectónicas. Las litologías mencionadas en las Formaciones Lemaire y Yahgán fueron metamorfizadas en facies de sub - esquistos verdes a esquistos verdes inferior (metamorfismo de grado muy bajo a bajo) durante un evento de metamorfismo dinamo-térmico (M_1) vinculado a la primera fase de deformación reconocida en la zona (D_1). La presencia de calcita -deformada- como mineral de reemplazo, con notable desarrollo en algunos sectores y grupos litológicos, no permite descartar la posible ocurrencia de algún fenómeno metasomático o de metamorfismo de fondo oceánico previo al evento de metamorfismo dinamo-térmico M_1 . Estos productos metamórficos y la deformación asociada han sido ampliamente relacionados en la bibliografía al estadio inicial de cierre de la Cuenca Rocas Verdes (CRV) en Tierra del Fuego, iniciado hacia ca. 100 Ma (Bruhn et al., 1979; Nelson et al., 1980; Kohn et al., 1993, 1995; Klepeis, 1994; Klepeis et al., 2010; entre otros).

D_1 se caracteriza por ser una fase de deformación dúctil, con plegamiento variable entre isoclinal y apretado, charnelas engrosadas, y pliegues vergentes o volcados hacia el Norte-Noreste. S_1 es paralela a los planos axiales de los pliegues de primera fase, con metamorfismo regional de bajo grado asociado. En algunos niveles estratigráficos de las Formaciones Lemaire y Yahgán, S_1 es una foliación de transposición. Este fenómeno, producto de un mayor apretamiento de los pliegues, se observa en sectores adyacentes a zonas de cizalla, tanto de primera como de segunda fase.

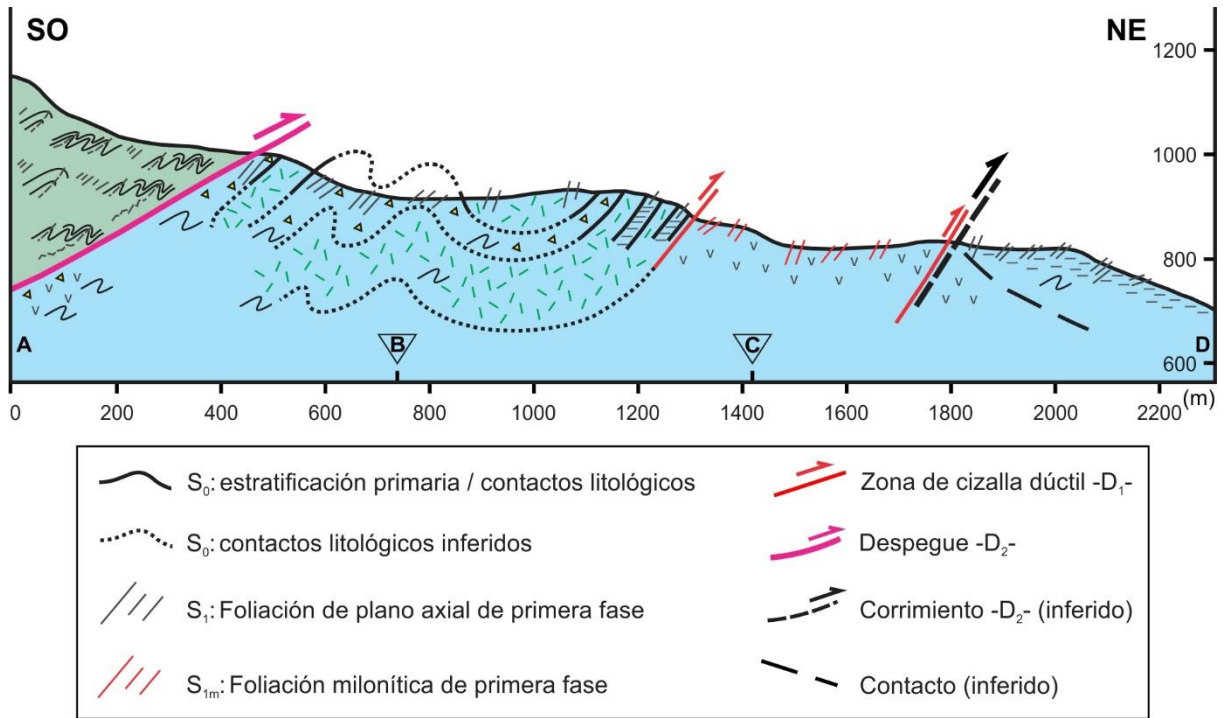


Fig. V.27. Transecta geológica/estructural del sector Monte Olivia – Cerro Cinco Hermanos. Ver ubicación y referencias litológicas en la Figura V.1.

En la Formación Lemaire al Sur del Cerro Carbajal se reconocieron lineaciones de estiramiento contenidas en foliaciones miloníticas que indican fenómenos de recristalización dinámica asociados a cizalla, ocurridos durante o poco después de D_1 . Esto permite señalar una franja de aproximadamente 450 m de ancho de afloramiento que afecta meta-volcanoclastitas ácidas finas como una zona de cizalla dúctil con proto-milonitas y milonitas (productos de metamorfismo dinámico - M_{ID} -). La zona milonítica inclina al Sur y tiene cinemática de techo al Norte-Noreste. Es posible que esta zona de cizalla haya evolucionado a partir de la concentración de la cizalla -dúctil- en el limbo dorsal de una antiforma de primer orden volcada al Norte-Noreste (Figura V.28). El conjunto de estructuras relacionadas a D_1 mencionadas sugieren una fuerte componente de cizalla simple -con dirección de transporte tectónico hacia el Norte – Noreste- coincidente con observaciones surgidas de estudios previos en otros sectores de la CRV (Bruhn et al., 1979; Tanner y Macdonald, 1982; Torres Carbonell et al., 2017a; Cao et al., 2018).

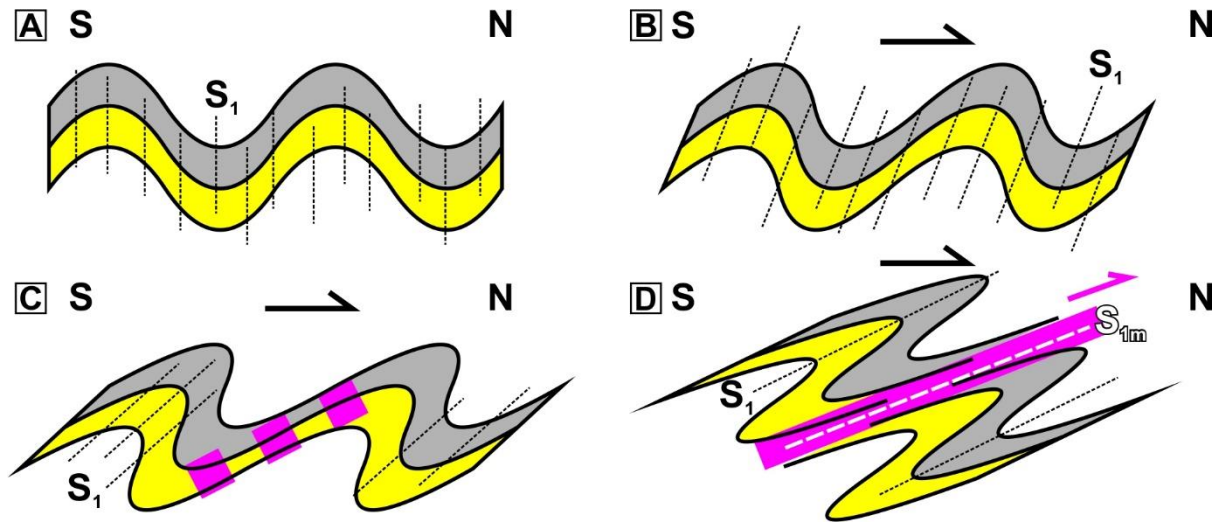


Fig. V.28. Secuencia esquemática de la generación de zonas de cizalla dúctiles a partir de la concentración de cizalla en flancos de pliegues formados durante D_1 . Se parte de un tren de pliegues idealizados, verticales y simétricos, formados por *buckling* con foliación de plano axial vertical (S_1). La aplicación de cizalla simple produce pliegues progresivamente más apretados y asimétricos, con vergencia al Norte (B y C). En C, la cizalla se concentra en los flancos (trazo magenta discontinuo), favorecida por la diferencia de competencia entre las capas amarilla y gris (las cuales inclinan aproximadamente 30° al Sur) y la presencia de protolitos cuarzo-feldespáticos en alguna de ellas. La continuidad de la deformación lleva al desarrollo de una zona de cizalla dúctil con una foliación milonítica asociada (S_{1m}) y desplazamiento relativo de los bloques (trazo magenta continuo).

D_2 se reconoce en este sector como una fase de deformación de naturaleza frágil – dúctil, aparentemente coaxial con D_1 . La naturaleza de la deformación comparativamente más frágil respecto a la primera fase queda evidenciada en foliaciones de crenulación espaciadas y sin metamorfismo asociado, la restricción espacial de los pliegues F_2 a zonas de cizalla frágiles/dúctiles y la presencia de rocas cataclásticas en las mismas.

La zona de cizalla frágil/dúctil ubicada en el entorno entre las Formaciones Lemaire y Yahgán, indicada como un despegue (Figura V.1, extremo sudoccidental de la transecta V.27), presenta evidencias de deformación en condiciones dúctiles (D_1 : foliación tectónica transpuesta con el S_0 y proto-milonítica) superpuesta por deformación frágil/dúctil como

brechamiento, cizallamiento en zonas discretas que produce deflexión de la foliación, fallamiento frágil, crenulación y replegamiento de S_1 . Como se observó en otros sectores del CCAF estudiados en esta tesis, la presencia e intensidad de pliegues F_2 muestra íntima relación con zonas de cizalla generadas durante D_2 .

El corrimiento interpretado hacia el extremo nororiental de la transecta de la Figura V.27 se emplaza en el margen septentrional de la zona de cizalla dúctil desarrollada durante D_1 . Este corrimiento se interpreta a partir de la milonitización de bajo grado observada, que indica condiciones de presión y temperatura inferiores a las que predominan en la zona de cizalla dúctil; sumado a posibles evidencias de cataclasis incipiente en una zona de daño (Figura V.20 E, F), y la presencia de pliegues F_2 acotada a este sector. Se interpreta que, como pudo observarse en zonas de cizalla de fase D_2 descritas en otros capítulos, una zona de cizalla dúctil generada durante D_1 con milonitas de grado bajo a medio (cf. Trouw et al., 2010) evolucionó durante D_2 hacia una zona de cizalla espacialmente más acotada y con naturaleza más frágil. La zona de daño asociada a este corrimiento más frágil es evidenciada por los pliegues F_2 en la foliación milonítica $-S_{1m}-$ del bloque colgante (Figura V.21 A).

El contacto con buzamiento al Norte interpretado en las Figuras V.1 y V.27 entre meta-volcaniclastitas ácidas y meta-sedimentitas debe ser corroborado en el campo y requiere mayor análisis respecto a su significancia. Una posibilidad es que corresponda a un contacto tectónico con buzamiento al Norte. En tal caso, se considera posible que se trate de una falla (probablemente un retro-corrimento) posterior a D_1 y al corrimiento D_2 inferido. La otra alternativa (considerada la más probable) es que represente un segmento del limbo frontal de una antiforma con vergencia al Norte, fallada a la altura del límite Norte de la zona de cizalla dúctil (Figura V.27, V.28).

En comparación con estructuras similares documentadas en otros sectores de los Andes Fueguinos, y las interpretaciones existentes a partir de éstas, D₂ se asocia a la exhumación y enfriamiento progresivos del orógeno, con dos momentos de rápida exhumación calculados alrededor de 80 y 50 Ma en Cordillera Darwin (Nelson, 1982; Kohn et al., 1995). Las superficies de corrimiento y despegue descritas en este capítulo se interpretan, en concordancia con las observaciones y conclusiones parciales de otros capítulos, como superficies (plegadas) constituyentes de un sistema de dúplex de escala regional (ver capítulo VII).

Capítulo VI

Geología del sector
cerro Alvear-lagunas Trinidad



Tercera y segunda laguna Trinidad.
De fondo: el lago Fagnano y el Monte Kranck

VI.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analiza la geología de un sector ubicado en el segmento Norte de la zona de tesis, donde afloran diversas litofacies de las Formaciones Lemaire -hacia el Sur- y Beauvoir -hacia el Norte- (Fig. II.1, VI.1). El resultado del trabajo de campo permite organizar la información obtenida en dos transectas de orientación aproximada Sur - Norte, abarcando entre ambas un área que incluye los afloramientos del faldeo Este del cerro Alvear (al Oeste del valle del arroyo Las Cotorras) y la margen Sur de la Laguna Alvear (transecta Sur); y el sector de las lagunas Trinidad, desde la cabecera de la primera laguna (la más austral) hacia el Norte (transecta Norte). Este segmento del CCAF reviste interés estratigráfico, por un lado, al mostrar con claridad la heterogeneidad litológica de la Formación Lemaire (meta-volcanitas y meta-volcaniclastitas de composiciones ácidas y básicas, y meta-sedimentitas), así como la aparente monotonía que en este sentido presenta la Formación Beauvoir (pizarras y meta-grauvacas foliadas finamente estratificadas cuyo protolito corresponde a delgados bancos de arenas tobáceas intercalados en un potente paquete arcilloso).

Por otro lado, se reconocieron zonas de cizalla correspondientes a corrimientos D_2 en la Formación Lemaire -vergentes al Norte-, y se verificó en el campo la geometría del contacto (cubierto) entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir, inclinando con bajo ángulo hacia el Norte-Noreste, como otros autores han indicado previamente (Bruhn, 1979; Torres Carbonell y Dimieri, 2013; González Guillot et al., 2016). El análisis estratigráfico y estructural llevado a cabo en este capítulo permiten interpretar esta superficie como un contacto tectónico, estableciéndose su relación con las zonas de cizalla verificadas en el campo (sección VI.5).

VI.2 ANTECEDENTES

Los antecedentes geológicos más completos directamente relacionados a la zona mapeada en la Figura VI.1 comprenden estudios petrológicos de detalle de la Formación Lemaire (Bruhn et al., 1978; González Guillot et al., 2016; González Guillot, 2017). Un resumen de las reseñas existentes respecto a las litologías presentes en la Formación Lemaire en la zona del cerro Alvear fue realizado en la sección II.4. Los resultados obtenidos del análisis petrográfico que se desprende de la sección VI.3 de este capítulo serán, por consiguiente, contrastados en la sección VI.5 con los antecedentes mencionados.

En cuanto a la geología estructural del sector, las referencias disponibles concernientes a las estructuras penetrativas de las rocas son escasas, en su mayoría limitadas a la identificación de una foliación tectónica/metamórfica -S₁- (rasgo más conspicuo en este segmento del CCAF). Sin embargo, es destacable el trabajo de Bruhn (1979), quien mapeó en las inmediaciones del cerro Alvear ejes sub - horizontales -con orientación predominante E-O- de pliegues relacionados a la “fase principal” de deformación y lineaciones de estiramiento (contenidas en S₁) con inclinación al SO. A escala más regional, este autor interpretó el sector de Sierra Alvear como el flanco frontal de una antiforma de primer orden volcada hacia el Norte-Noreste, y más al Norte identificó la orientación del contacto entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir (buzante al Norte, como corroboraran luego Torres Carbonell y Dimieri -2013- y González Guillot et al. -2016-), considerándolo un contacto tectónico producido por fallamiento post-Cretácico “medio” (post D₁ de esta tesis). A su vez, Torres Carbonell y Dimieri (2013) interpretaron esta superficie como un segmento del despegue de techo (plegado) de un sistema de dúplex de escala regional, que en sectores del orógeno lateralmente equivalentes a la zona de las lagunas Trinidad expone el limbo frontal de una antiforma de primer orden.

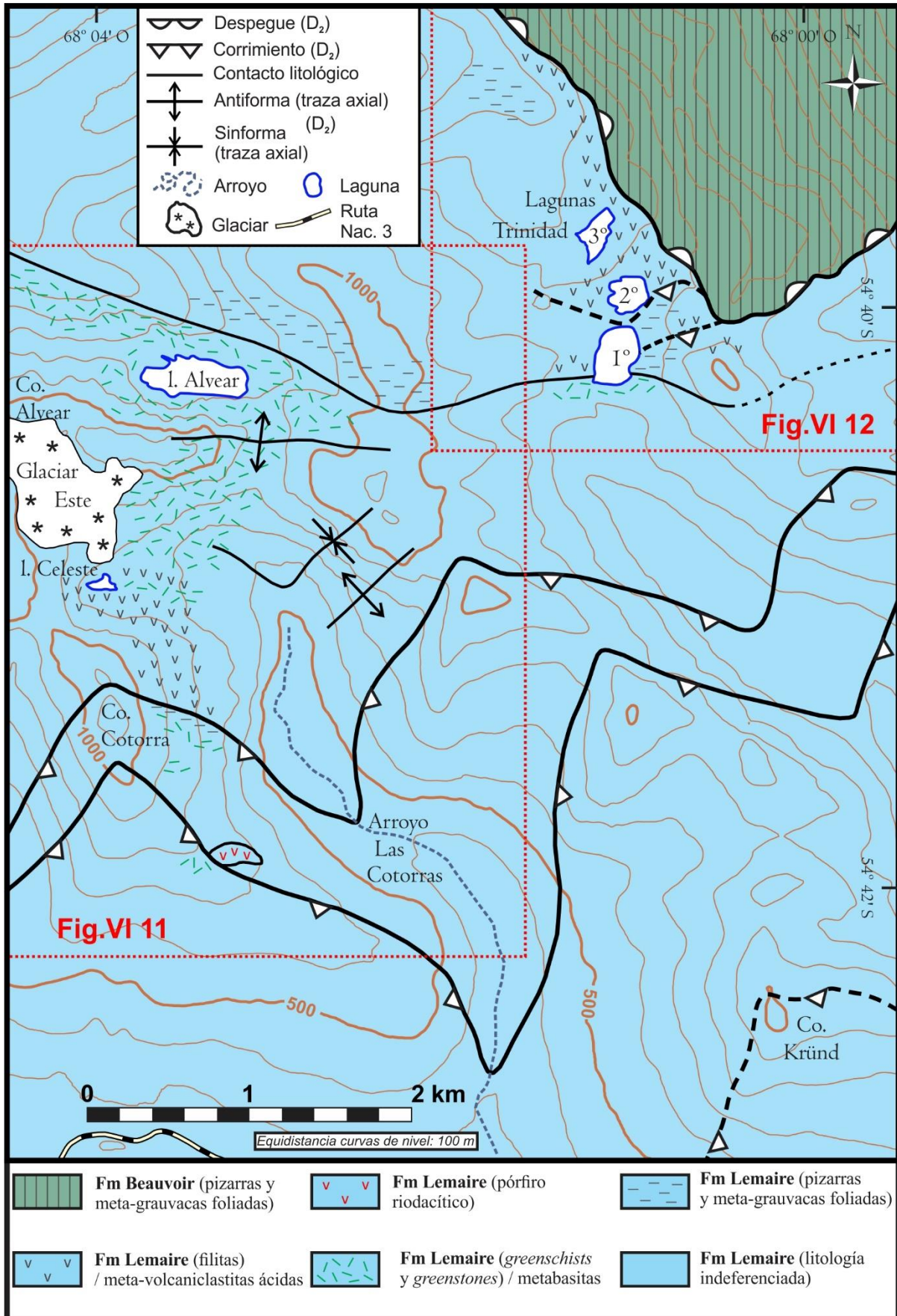


Figura V.1. Mapa geológico/estructural del sector cerro Alvear-lagunas Trinidad. Los trazos discontinuos indican contactos litológicos y trazas de estructuras inferidos. l. : laguna.

VI.3 ESTRATIGRAFÍA

VI.3.1 Formación Lemaire

La Formación Lemaire se expone en el sector Sur del área relevada en este capítulo, y fue analizada en detalle en sectores que abarcan la totalidad de los faldeos Sudeste, Este y Noreste del cerro Alvear (margen occidental del arroyo Las Cotorras, las inmediaciones de la laguna Alvear, y las adyacencias de las lagunas Trinidad, Figura VI.1). Las litologías reconocidas durante el trabajo de campo y posterior análisis de láminas delgadas comprenden metamorfitas de muy bajo a bajo grado, cuyos protolitos corresponden a depósitos volcaniclásticos, lavas y filones capas de composición basáltica, pórfidos riolíticos, volcaniclastitas de composición ácida y rocas epiclásticas -sedimentitas- de grano fino a medio.

VI.3.1.a Esquistos y rocas verdes con clorita y epidoto. Se incluyen en este grupo metamorfitas de muy bajo a bajo grado, con desarrollo variable de la foliación tectónica (rocas verdes -*greenstones*- y esquistos verdes -*greenschists*-). Estas rocas incluyen protolitos volcaniclásticos con constituyentes predominantemente básicos (en algunos casos con mezcla de clastos ácidos), y cuerpos sub - volcánicos básicos (filones capa de diabasa).

Cerca de la cabecera de la primera laguna Trinidad y sobre la margen Norte de la laguna Alvear (Figura VI.1) afloran filones capa de meta-basitas con desarrollo variable de la foliación tectónica (Figura VI.2 A, B). Al microscopio se reconocen texturas pilotácicas formadas por plagioclasas sin orientación preferencial, y un reemplazo pervasivo de los minerales originales del protolito por calcita, epidoto -grumoso-, clorita y sericita (Figura VI.2 C). En algunos casos se reconoce una foliación tectónica - S_1 - disyuntiva y

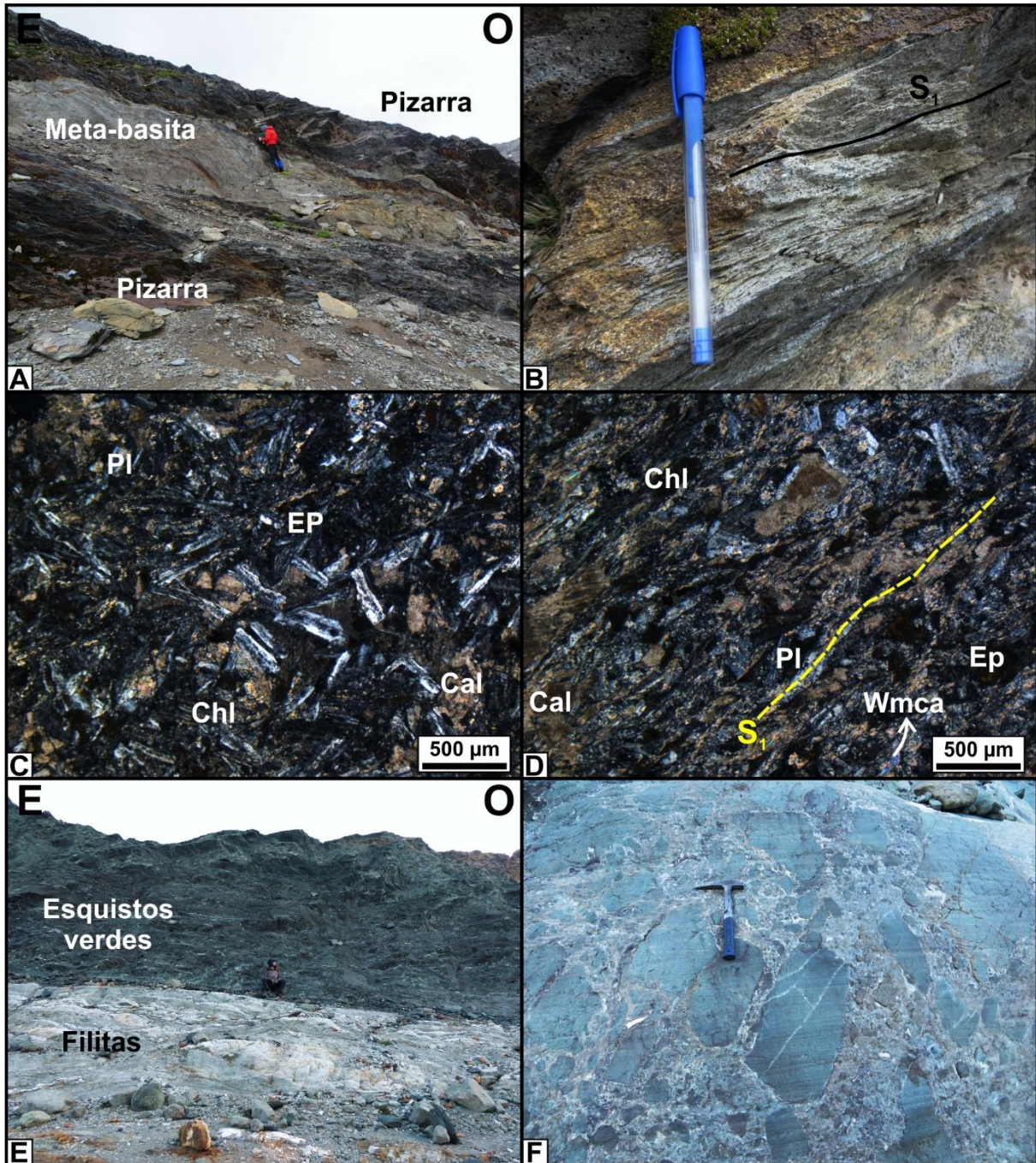


Fig. VI.2. Meta-basitas de la Formación Lemaire. A. Filón capa intruído en pizarras. B. Meta-basita foliada (esquisto verde). C (NC). Meta-basita con textura pilotáxica y sin foliación. D (NC). Meta-basita foliada (esquisto verde) con foliación disyuntiva anastomosada. E. Contacto entre esquistos verdes (meta-basitas) y filitas (meta-volcaniclastitas ácidas). F. Hialoclastita. A-D: al Sur de la 1era laguna Trinidad. E-F: inmediaciones de la laguna Celeste. Pl: plagioclasa. Ep: epidoto. Chl: clorita. Cal: calcita. Wmca: mica blanca.

anastomosada, definida por la débil reorientación de los cristales de plagioclasa del protolito, y por el crecimiento de clorita y mica blanca -muy fina- orientados (Figura VI.2 D). También se identificaron estilpnomelano, zoisita – clinozoisita, cuarzo y prehnita – pumpellyita metamórficos.

Las facies volcanoclásticas compuestas por material predominantemente básico son abundantes sobre la ladera Este del cerro Alvear, al Oeste del arroyo las Cotorras. En las inmediaciones del glaciar Este y la laguna Celeste, están intercaladas con meta-volcanoclastitas ácidas -filitas- (Figura VI.2 E). En este sitio también se reconocieron hialoclastitas, con clastos angulares que forman texturas en rompecabezas (Figura VI.2 F). Al Sur de la laguna Alvear las facies volcanoclásticas presentan niveles de brecha, con bloques angulosos de tamaños muy variables (Figura VI.3 A) intercalados con capas de material fino bien estratificadas (Figura VI.3 B). Al microscopio se reconocieron clastos de composición predominantemente básica, donde sólo se conservan las plagioclasas -alteradas-, y los mafitos han sido completamente reemplazados por calcita, clorita, minerales del grupo del epidoto y ocasionalmente actinolita y prehnita-pumpellyita. La foliación tectónica -S₁- está definida por el crecimiento orientado de clorita y estilpnomelano, y superficies de disolución por presión (Figura VI.3 C - F). De forma localizada, se hallan clastos líticos de composición ácida (cuarzo y feldespatos) y cristaloclastos de cuarzo participando como componentes minoritarios (Figura VI.3 E).

La paragénesis completa de minerales metamórficos es: clorita + epidoto (pistacita, zoisita – clinozoisita) + estilpnomelano + calcita + cuarzo + plagioclasa ± mica blanca ± actinolita ± prehnita – pumpellyita ± titanita, consistente con metamorfismo regional de grado bajo a muy bajo (sub - esquistos verdes a esquistos verdes inferior).

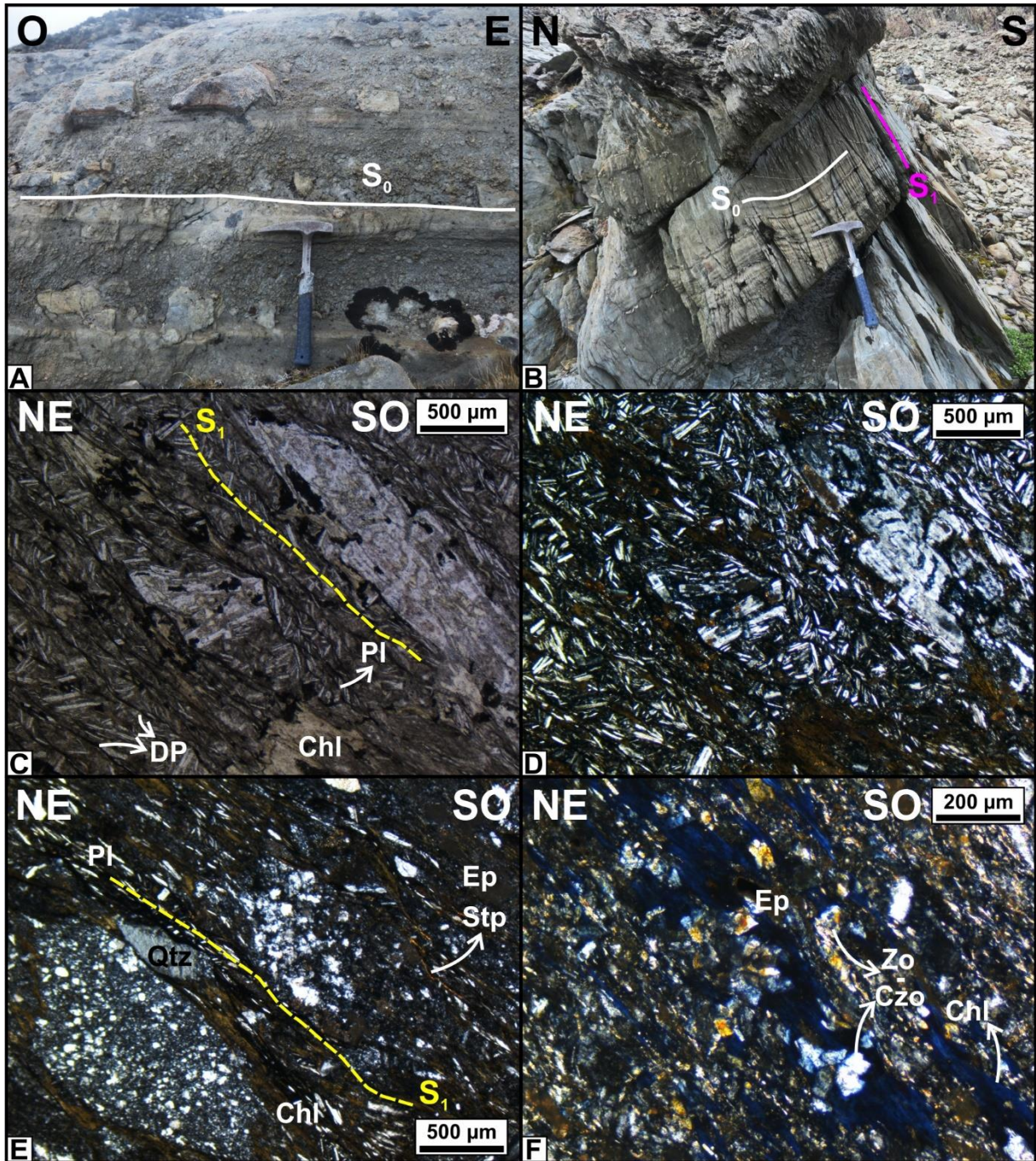


Fig. VI.3. Meta-basitas de la Formación Lemaire. A – B. Aspecto de campo de depósitos volcanoclásticos de composición básica sobre la margen Sur de la laguna Alvear. C (NP) – D (NC). Clastos y foliación en esquistos verdes con protolito volcanoclástico básico. E (NC). Litoclastos de composición ácida -cuarzo-feldespáticos- y cristaloclasto de cuarzo en esquistos verdes correspondientes a depósitos volcanoclásticos con matriz de composición básica. F (NC). Asociación de minerales metamórficos en esquistos verdes de la Formación Lemaire. DP: bandas de disolución por presión. Pl: plagioclasa. Chl: clorita. Ep: epidoto. Stp: estilpnomelano. Qtz: cuarzo. Czo: clinozoisita. Zo: zoisita.

VI.3.1.b Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas). Este grupo litológico incluye rocas volcanoclásticas con clastos y matriz de composición predominantemente cuarzo-feldespática. En las inmediaciones de la laguna Celeste (Figura VI.1, 4 A), afloran meta-volcaniclastitas ácidas con una foliación disyuntiva bien desarrollada y lineación de estiramiento, intercaladas con meta-basitas (Figura VI.2 E, VI.4 A, B). Están constituidas por porfiroclastos de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, rodeados por una matriz de igual composición (Figura VI.4 C – E). La foliación tectónica $-S_1-$ es disyuntiva y levemente anastomosada, conformada por cristales con *GSPO* de cuarzo y feldespatos en la matriz, sumados al crecimiento de mica blanca metamórfica orientada en paralelismo con S_1 . Algunos niveles, identificados sobre la cabecera Sur de la laguna Celeste, presentan recristalización dinámica y milonitización incipiente (Figura VI.4 C, ver sección VI.4.1.a). Los porfiroclastos de cuarzo son subhedrales a euhedrales y presentan bordes de reacción (Figura VI.4 D), indicativos de un origen volcánico. Tienen extinción ondulosa y en menor medida sub-granos. Los cristales de plagioclasa están deformados (curvados) y tienen maclas de deformación en cuña (Figura VI.4 E). Los porfiroclastos de feldespato alcalino están representados por cristales subhedrales a euhedrales perfiticos fracturados (Figura VI.4 C).

En las adyacencias de las lagunas Trinidad (Figura IV.1), afloran potentes paquetes de material tobáceo/lapillítico bien estratificado, con variaciones locales de tamaño de grano en estratos intensamente plegados y estirados (Figura VI.5 A, B). Los clastos reconocibles del protolito son fundamentalmente cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. S_0 está dispuesta en pliegues apretados a isoclinales, en algunos casos con disolución en superficies paralelas a S_1 , produciendo el desmembramiento de los pliegues. Esto es visible tanto a escala de afloramiento como de lámina delgada (Figura VI.5 A, C). La foliación tectónica $-S_1-$

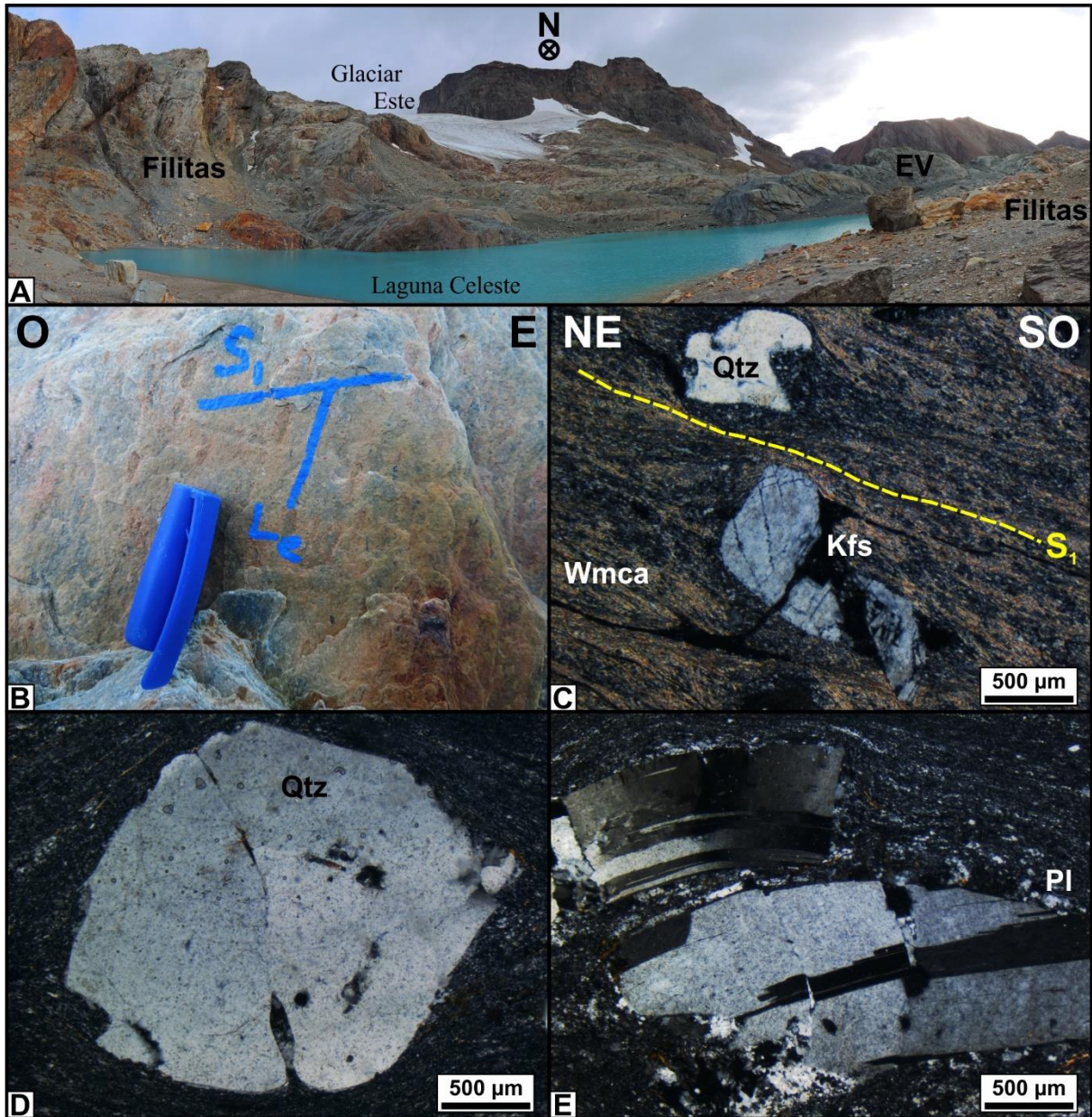


Fig. VI.4. Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas) de la Formación Lemaire en las inmediaciones de la laguna Celeste. A. Afloramientos de filitas y esquistos verdes (EV) intercalados. B. Lineación de estiramiento (L_e) contenida en superficies de foliación tectónica $-S_1-$, con inclinación hacia el Sudoeste. C (NC). Foliación disyuntiva -fundamentalmente micácea- y porfiroclastos. Notar la intensa fracturación en el porfiroclasto de feldespato potásico. D (NC). Cristal subhedral de cuarzo (porfiroclasto) con bordes de reacción (lobados, margen inferior). E (NC). Porfiroclastos de plagioclasa deformados (curvados) y con maclas en cuña. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Kfs: feldespato potásico. Pl: plagioclasa.

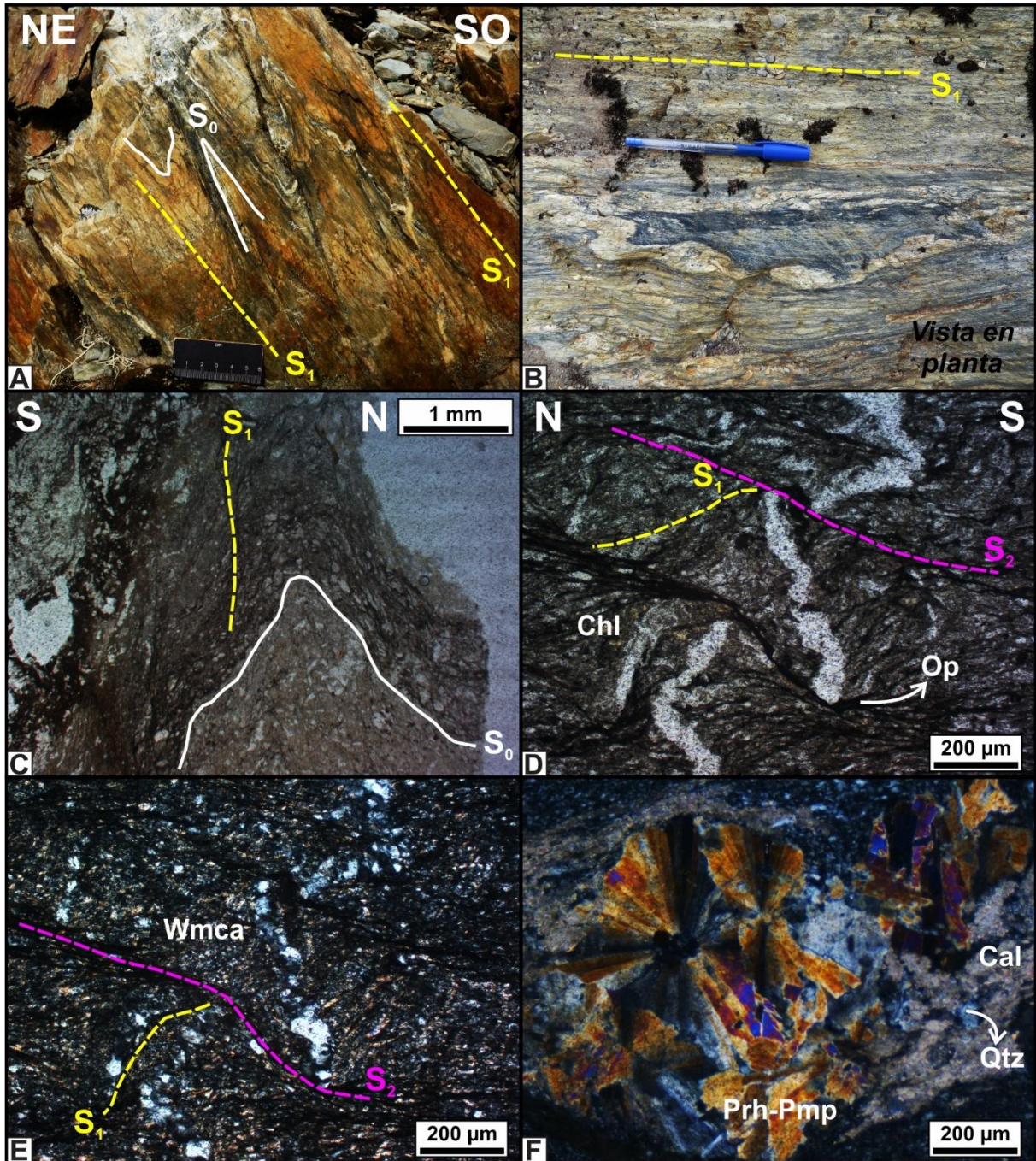


Fig. VI.5. Filitas (meta-volcaniclastitas ácidas) de la Formación Lemaire en las adyacencias de las lagunas Trinidad. A - B. Aspecto de afloramiento. Se distinguen pliegues apretados e isoclinales con vergencia al NE (A) y estiramiento de las capas (*boudinage*) paralelo a los planos de foliación (B). C (NP). Laminación en el S_0 y foliación tectónica $-S_1-$. D (NP) – E (NC). S_1 y foliación de crenulación $-S_2-$. F. Agregados de prehnita-pumpellyita, calcita y cuarzo metamórficos. Chl: clorita. Op: material opaco. Qtz: cuarzo. Wmca: mica blanca. Prh: prehnita. Pmp: pumpellyita. Cal: calcita.

presenta variaciones morfológicas desde continua planar a disyuntiva anastomosada, compuesta en todos los casos por el crecimiento orientado de mica blanca, ocasionalmente acompañada por clorita y estilpnomelano metamórficos, además de bandas de disolución por presión con material opaco residual y clastos del protolito aplastados en paralelismo con S_1 . Una foliación de crenulación zonal a discreta y asimétrica que produce pliegues de crenulación en S_1 (Figura VI.5 D, E) fue reconocida en una muestra sobre el extremo Norte del área mapeada, adyacente al contacto con las pizarras y meta-grauvacas foliadas de la Formación Beauvoir. La misma está definida por superficies de disolución por presión de morfología anastomosada. Otros minerales metamórficos reconocidos son prehnita – pumpellyita (con crecimientos radiales) y calcita, en agregados asociados a cuarzo (Figura VI.5 F).

La paragénesis metamórfica completa identificada en este grupo litológico es: mica blanca + estilpnomelano + cuarzo + plagioclasa \pm clorita \pm prehnita – pumpellyita \pm calcita, indicativa de metamorfismo dinamo-térmico de muy bajo grado (sub-esquistos verdes).

VI.3.1.c Pórfido riodacítico. Al Sudoeste de la zona tratada en este capítulo, adyacente al valle del arroyo Las Cotorras aflora un cuerpo sub-volcánico de textura porfírica y composición riodacítica (Figura VI.1, VI.6 A, B). Está constituido por fenocristales de cuarzo, feldespatos potásicos y plagioclasas euhedrales o subhedrales, y una pasta afanítica de grano muy fino. Los cristales de cuarzo presentan senos de corrosión (Figura VI.6 C - E) y extinción levemente ondulosa. Los cristales de feldespato potásico son peritéticos, y están sericitizados y argilizados, y las plagioclasas están parcialmente reemplazadas además por epidoto (Figura VI.6 F).

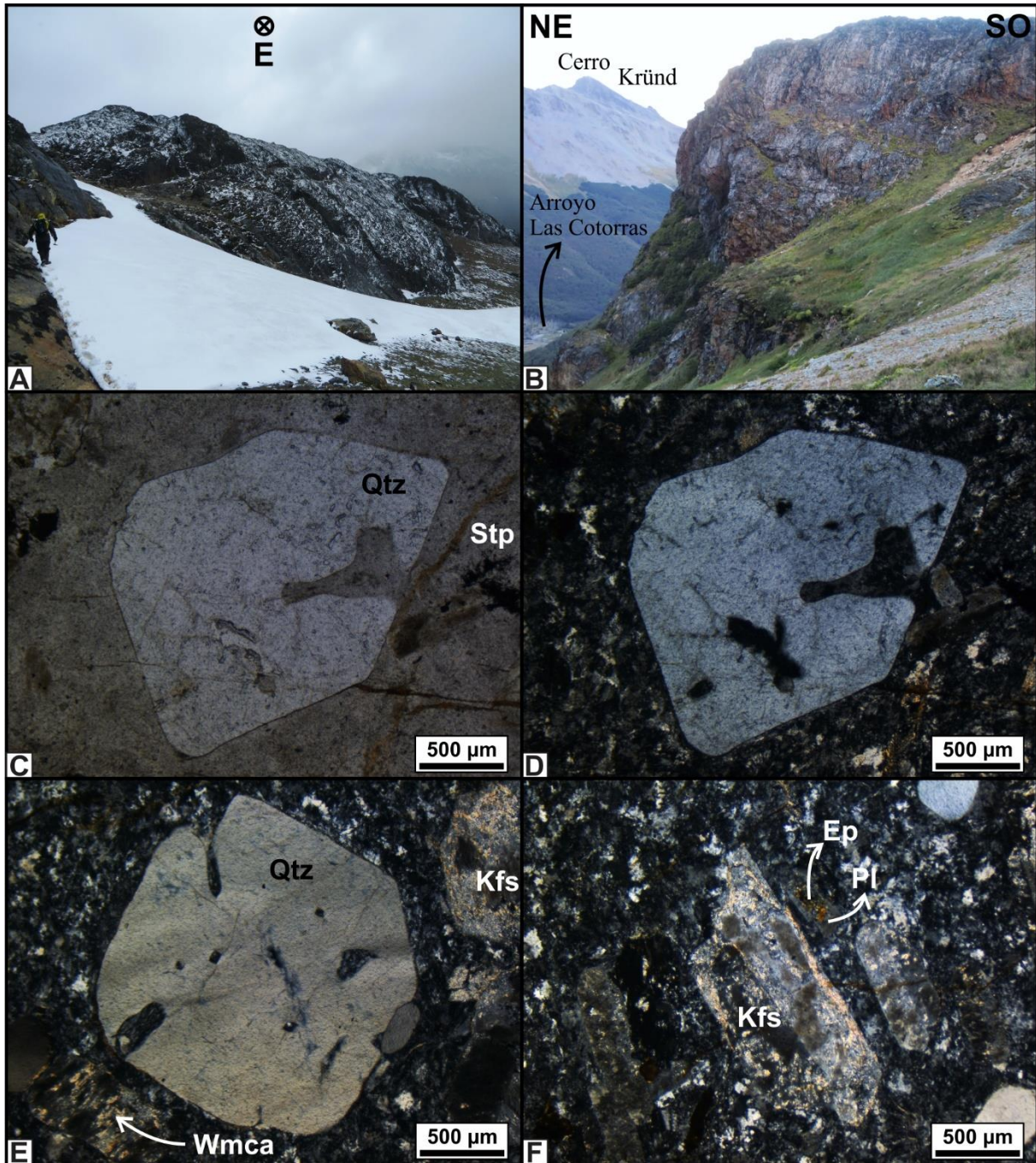


Fig. VI.6. Pórfido riódacítico de la Formación Lemaire. A - B. Ubicación y aspecto del afloramiento. B (NP) - C (NC). Fenocristal euhedral de cuarzo con engolfamiento y senos de corrosión. E (NC). Fenocristal euhedral de cuarzo con senos de corrosión y subhedrales de feldespato potásico sericitizados. F (NC). Fenocristales de feldespato potásico (sericitizados y argilizados) y plagioclasa (reemplazada por epidoto). Qtz: cuarzo. Stp: estilpnomelano. Wmca: mica blanca. Kfs: feldespato potásico. Pl: plagioclasa. Ep: epidoto.

Si bien debido a la alta competencia del cuerpo porfírico la foliación tectónica muestra un grado de desarrollo muy bajo y es apenas perceptible a simple vista, se reconocieron evidencias de deformación a escala microscópica, como superficies de disolución por presión y deformación cristaloplástica (extinción ondulosa en cuarzo), además de minerales de metamorfismo de muy bajo grado (mica blanca, estilpnomelano, epidoto).

VI.3.1.d Pizarras y meta-grauvacas foliadas. Estas litologías de la Formación Lemaire fueron identificadas en los cerros inmediatamente al Norte de la laguna Alvear (Figura VI.7 A) y al Este de la primera laguna Trinidad (Figura VI.2 A, VI.7, VI.13 C-E) y en un área boscosa al Norte de la zona mapeada en este capítulo, ubicada al Oeste y topográficamente por debajo de meta-volcanoclastitas ácidas en contacto con la Formación Beauvoir (Figura VI.1). El protolito corresponde a láminas y estratos de sedimentos pelíticos y psammíticos finamente intercalados *-flysch-*, ocasionalmente con concreciones de sulfuros, aplastadas y estiradas (Figura VI.7 B – E).

Al microscopio se reconoce una foliación S_1 compuesta por el crecimiento orientado de mica blanca, clorita y estilpnomelano muy finos. En la zona inmediatamente adyacente hacia el Este de la primera laguna Trinidad, S_0 está transpuesta con S_1 y se encuentra, a su vez, afectada por micropliegues que definen una foliación de crenulación *-S₂-* tanto zonal como discreta, y asimétrica. Las superficies S_2 son anastomosadas y están determinadas por material opaco producto de disolución por presión y estilpnomelano metamórfico (Figura VI.8).

La paragénesis metamórfica observada en este grupo litológico (mica blanca + clorita + estilpnomelano + cuarzo) indica metamorfismo regional de muy bajo grado (sub - esquistos verdes).

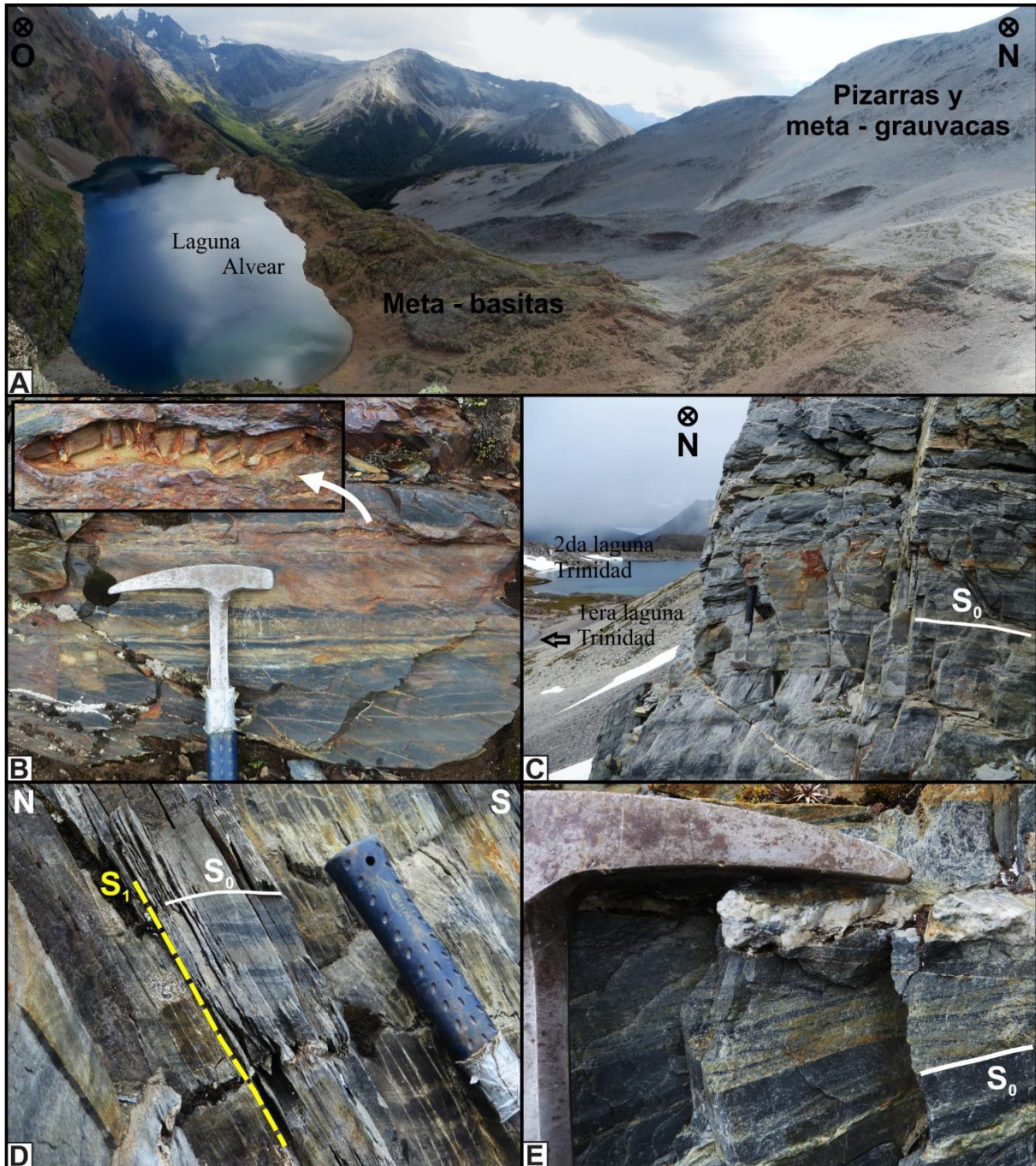


Fig. VI.7. Pizarras y meta – grauvacas foliadas de la Formación Lemaire. A. Fotografía panorámica mostrando la ubicación de afloramientos de este grupo litológico en contacto con meta – basitas al Norte de la laguna Alvear. B. Afloramiento sobre la margen Noreste de la segunda laguna Trinidad, con concreciones de sulfuros aplastadas y estiradas. C- E. Afloramiento al Este de la cabecera de la primera laguna Trinidad. Se aprecia la relación entre S_0 y S_1 . En la Figura C, S_1 es subparalelo al plano de la fotografía.

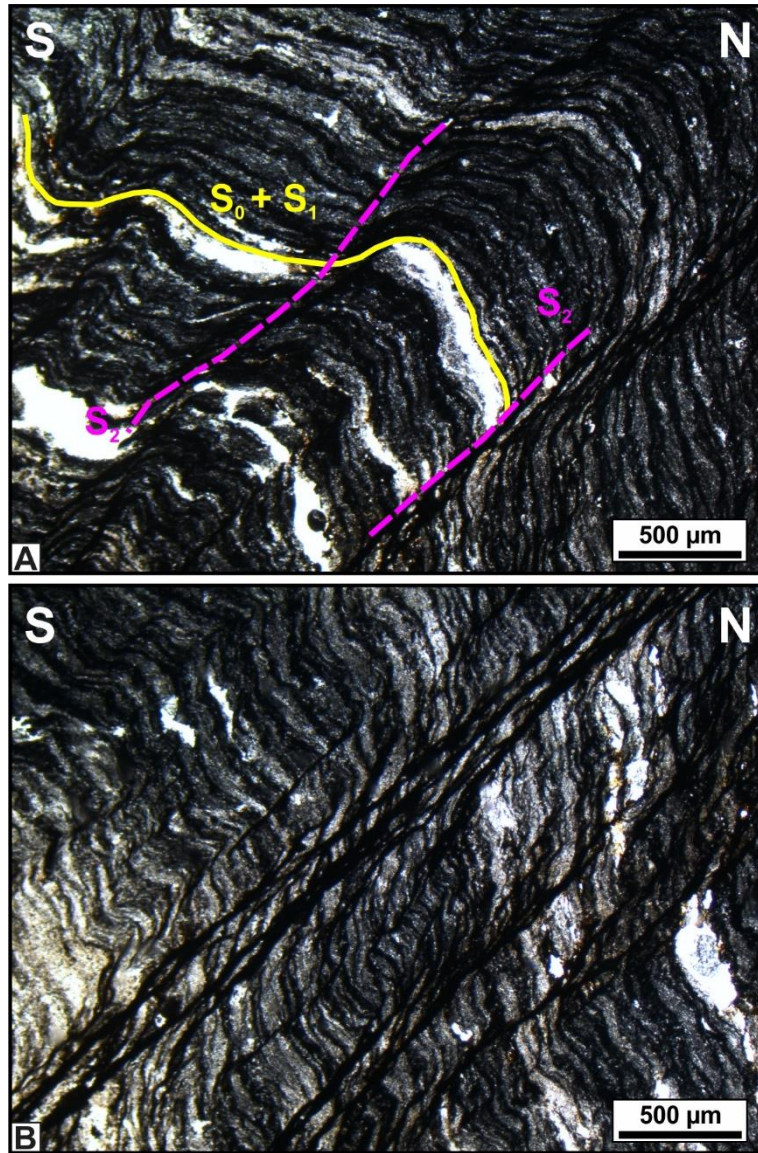


Fig. VI.8. Pizarras y meta-grauvacas foliadas finamente intercaladas, aproximadamente 50 metros por debajo de los afloramientos de la Figura VI.7 C - E. En este sector, S_1 transpone a S_0 , ambos afectados por una foliación de crenulación - S_2 -. A. S_2 zonal (izquierda) y discreta (derecha), levemente asimétrica. B. S_2 discreta y asimétrica.

VI.3.2 Formación Beauvoir (pizarras y meta-grauvacas foliadas)

La Formación Beauvoir se expone en contacto tectónico con la Formación Lemaire en el sector de las lagunas Trinidad (Figura VI.1, ver sección VI.4.2) y aflora desde allí hacia el

Norte y Noreste. Está constituida por metamorfitas de muy bajo grado, cuyos protolitos corresponden a potentes paquetes de sedimentitas pelíticas y psammíticas finas rítmicamente intercaladas (Figura VI.9 A, B).

Las pizarras contienen clastos de cuarzo y feldespatos de tamaño muy fino, levemente aplastados y reorientados en paralelismo con S_1 . S_1 es una foliación continua planar a levemente anastomosada, constituida por superficies de disolución por presión con material opaco, y el crecimiento orientado de mica blanca, clorita y estilpnomelano muy finos (Figura VI.9 C, D).

En las meta-grauvacas, intercaladas entre las pizarras, S_1 se vuelve más espaciada (disyuntiva) y anastomosada. Está compuesta por bandas de disolución por presión, estilpnomelano fibroso y pequeños cristales de mica blanca y clorita. Los clastos y matriz reconocibles del protolito son de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, y presentan heterogeneidad granulométrica (Figura VI.9 E, F).

La paragénesis de minerales metamórficos reconocida en este grupo litológico es: mica blanca + clorita + estilpnomelano + cuarzo \pm epidoto, indicativa de muy bajo grado de metamorfismo regional (sub – esquistos verdes).

VI.4 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y METAMORFISMO

La descripción de las estructuras del sector cerro Alvear – lagunas Trinidad se organizan en esta sección a partir de sus relaciones de corte (superposición de estructuras), y el estilo y naturaleza de deformación que presentan (ver sección I.1.5.b para mayor detalle respecto a los criterios descriptivos empleados). Consecuentemente todas las estructuras,

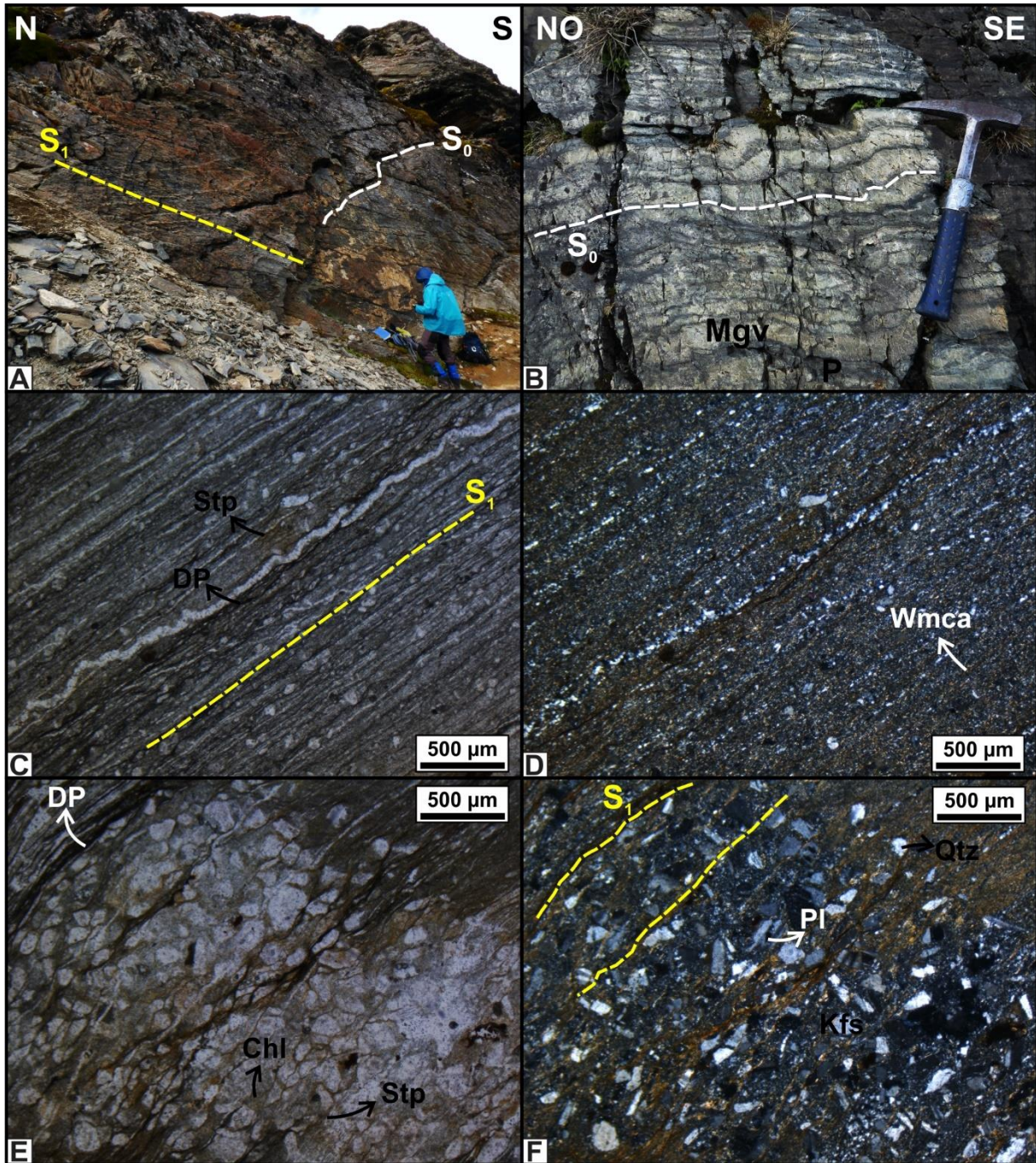


Fig. VI.9. Pizarras (P) y meta – grauvacas foliadas (Mgv) de la Formación Beauvoir. A - B. Aspecto de afloramiento y relación entre S_0 y S_1 . C (NP) – D (NC). Foliación continua en pizarras. E (NP) – F (NC). Nivel de meta -grauwaca foliada intercalado entre pizarras. Notar el desarrollo más espaciado de la foliación respecto a las pizarras (ubicadas en la esquina superior derecha). DP: banda de disolución por presión. Qtz: cuarzo. Stp: estilpnomelano. Wmca: mica blanca. Kfs: feldespato potásico. Pl: plagioclasa. Chl: clorita.

tanto penetrativas (foliaciones y lineaciones) como no penetrativas (pliegues y fallas), se asignan en este sector a tres fases de deformación (D_1 , D_2 y D_3 ; Figura VI.1, 10, 11, 12).

Las estructuras D_1 , en particular la foliación tectónica de primera fase - S_1 - están asociadas al crecimiento de minerales metamórficos, indicando que durante D_1 se produjo el pico de metamorfismo dinamo-térmico (M_1) que afectó conjuntamente a todas las unidades geológicas descritas en la sección VI.3. Las paragénesis de minerales metamórficos presentes en cada grupo litológico están controladas por la litología de los protolitos y el nivel estructural de los mismos al momento de M_1 . La presencia de texturas de recristalización dinámica en algunos protolitos de composición ácida en la Formación Lemaire, estrechamente relacionadas a las estructuras D_1 se reconocieron en este sector como un fenómeno localizado, controlado por la composición del protolito, ocurrido durante o poco después de D_1 / M_1 .

VI.4.1 Primera fase de deformación (D_1)

Se incluyen en D_1 un grupo de estructuras tectónicas que afectan a S_0 (estratificación primaria del protolito) y que están relacionadas a un evento de metamorfismo dinamo-térmico (M_1) de escala regional. S_1 (foliación tectónica más antigua reconocida en este sector) es una estructura penetrativa con desarrollo variable entre distintas unidades y grupos litológicos (dependiendo fundamentalmente de las características reológicas de los mismos).

Macroscópicamente, S_1 se reconoce como un clivaje pizarreño o esquistosidad fina, dependiendo del grupo litológico observado. La conforman bandas de disolución por presión y minerales metamórficos (fundamentalmente filosilicatos) crecidos durante M_1 con

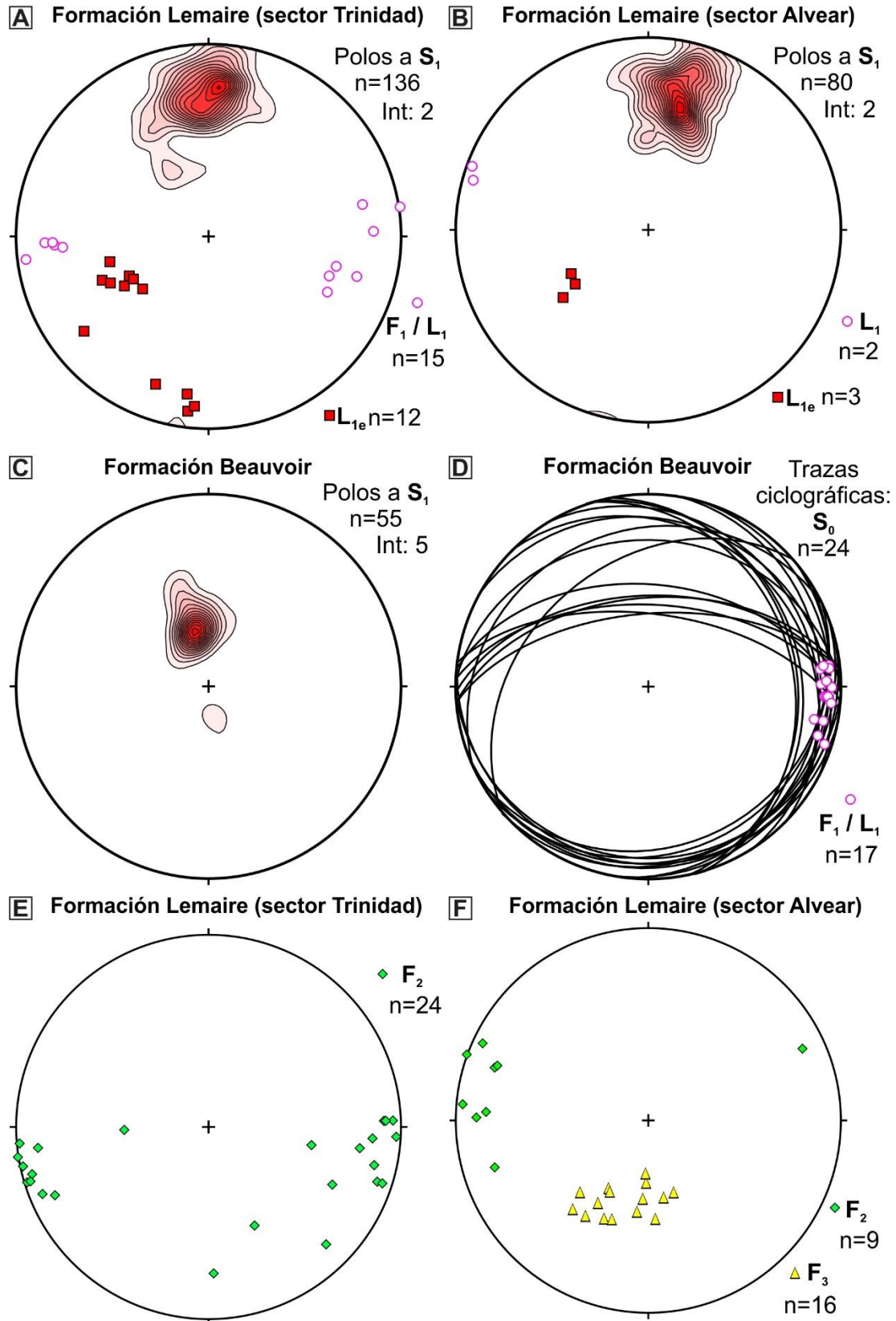


Fig. VI.10. Proyecciones esféricas equiareales (hemisferio inferior) de los datos estructurales presentados en este capítulo. Diagramas de densidad: técnica de proyección del 1% del área total, intervalos -int- indicados en cada caso.

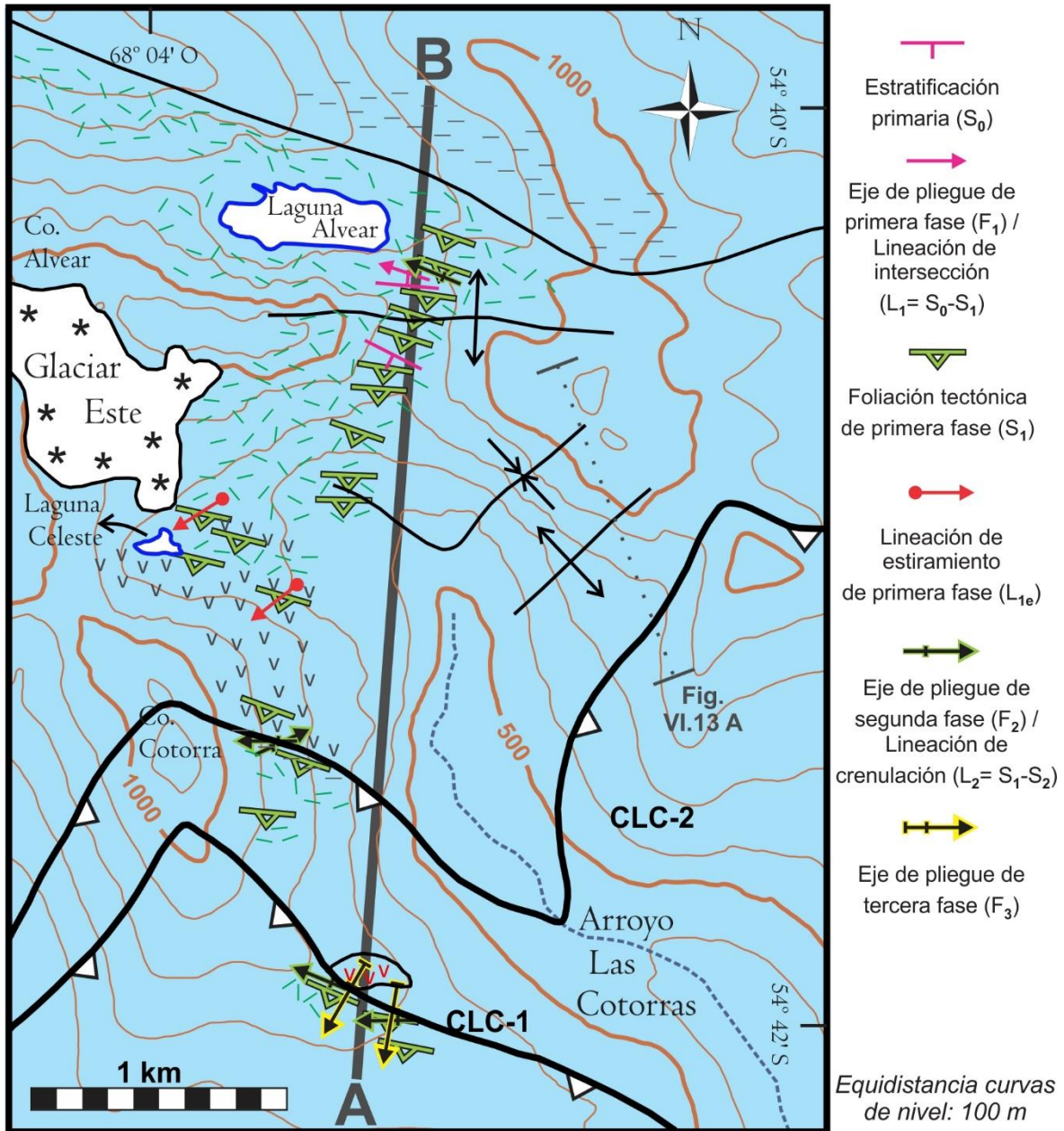


Fig. VI.11. Estructuras del sector cerro Alvear y valle del arroyo Las Cotorras. A-B: perfil geológico de la Figura VI.24. Referencias a las litologías y estructuras en la Figura VI.1.

crecimiento orientado, además de la reorientación y aplastamiento de clastos del protolito. El espaciamiento de S_1 es variable entre distintas litologías, habiéndose descrito en la sección VI.3 foliaciones continuas y espaciadas de distintas morfologías, con cambios en el desarrollo visible a escala de lámina delgada (Figuras VI.2 - VI.8 y VI.9). S_1 es paralela a las superficies axiales de los pliegues de primera fase - F_1 -.

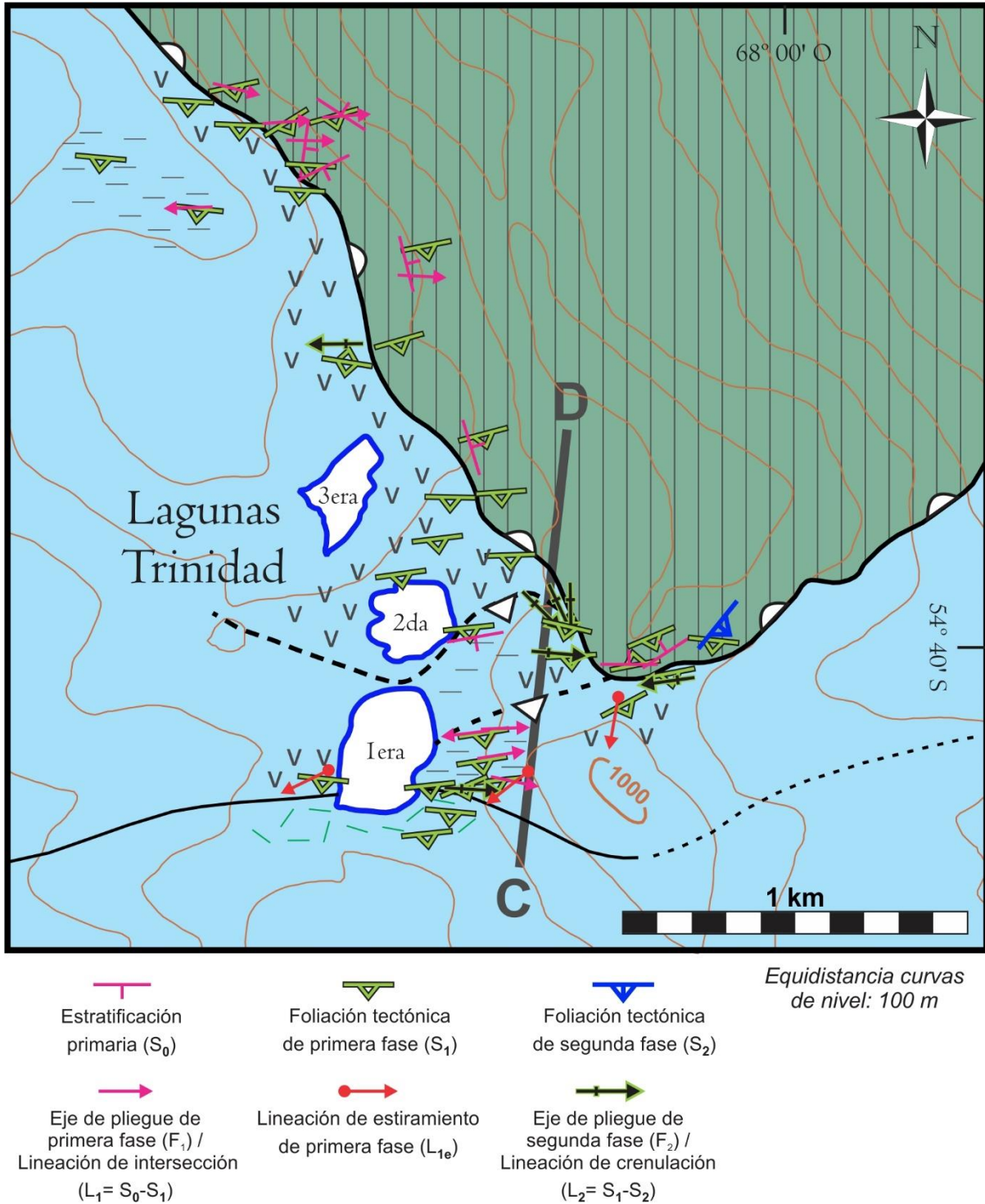


Fig. VI.12. Estructuras del sector lagunas Trinidad. C-D: perfil geológico de la Figura VI.24. Referencias a las litologías y estructuras en la Figura VI.1.

Las exposiciones de la Formación Lemaire a lo largo del valle del arroyo Las Cotorras muestran un tren de pliegues con el menor orden reconocido para la primera fase, que afectan

a S_0 con longitudes de onda del orden de centenares de metros, y vergencia hacia el Noreste (Figura VI.11, VI.13 A - B, VI.24). El limbo frontal del anticlinal al Norte de este tren de pliegues buza al Noreste, e involucra a la altura de la laguna Alvear meta-basitas en contacto con pizarras y meta-grauvacas de la Formación Lemaire (Figura VI.7 A, VI.11). Este contacto se infiere lateralmente equivalente a otro similar aproximadamente 2 km al Este, a la altura de la cabecera Sur de la primera laguna Trinidad (Figura VI.12, VI.13 C, VI.24). En este sector las pizarras y meta – grauvacas foliadas de la Formación Lemaire están involucradas en pliegues armónicos y aproximadamente similares, cerrados a apretados y con superficies envolventes que inclinan al Norte (Figura VI.13 D, VI.14 A). Los mismos corresponden a un segundo orden de plegamiento (con longitudes de onda del orden de las decenas de metros) al ser pliegues parásitos ubicados en el limbo frontal (con buzamiento al Norte) de la antiforma de primer orden mencionada anteriormente.

Más al Norte, las meta–volcanoclastitas ácidas ubicadas en las adyacencias de la segunda y tercera laguna Trinidad (Figura VI.12) presentan pliegues muy apretados a isoclinales, levemente vergentes al Norte (Figura VI.5 A). Estos pliegues corresponden a un tercer orden de plegamiento, de escala centimétrica. Los micropliegues observados en estas mismas litologías (Figura VI.5 C) constituyen un cuarto orden de plegamiento.

La orientación predominante de S_1 en la Formación Lemaire corresponde a un rumbo E-O, y buzamiento con alto ángulo (en promedio 62° en el sector lagunas Trinidad, y 61° en el sector cerro Alvear) al S -y ocasionalmente al N-. Los ejes de plegamiento de primera fase - F_1 - muestran direcciones de inclinación predominantes hacia el OSO, ESE y ENE en el sector lagunas Trinidad, y ONO en el sector cerro Alvear (Figura VI.10 A, B).

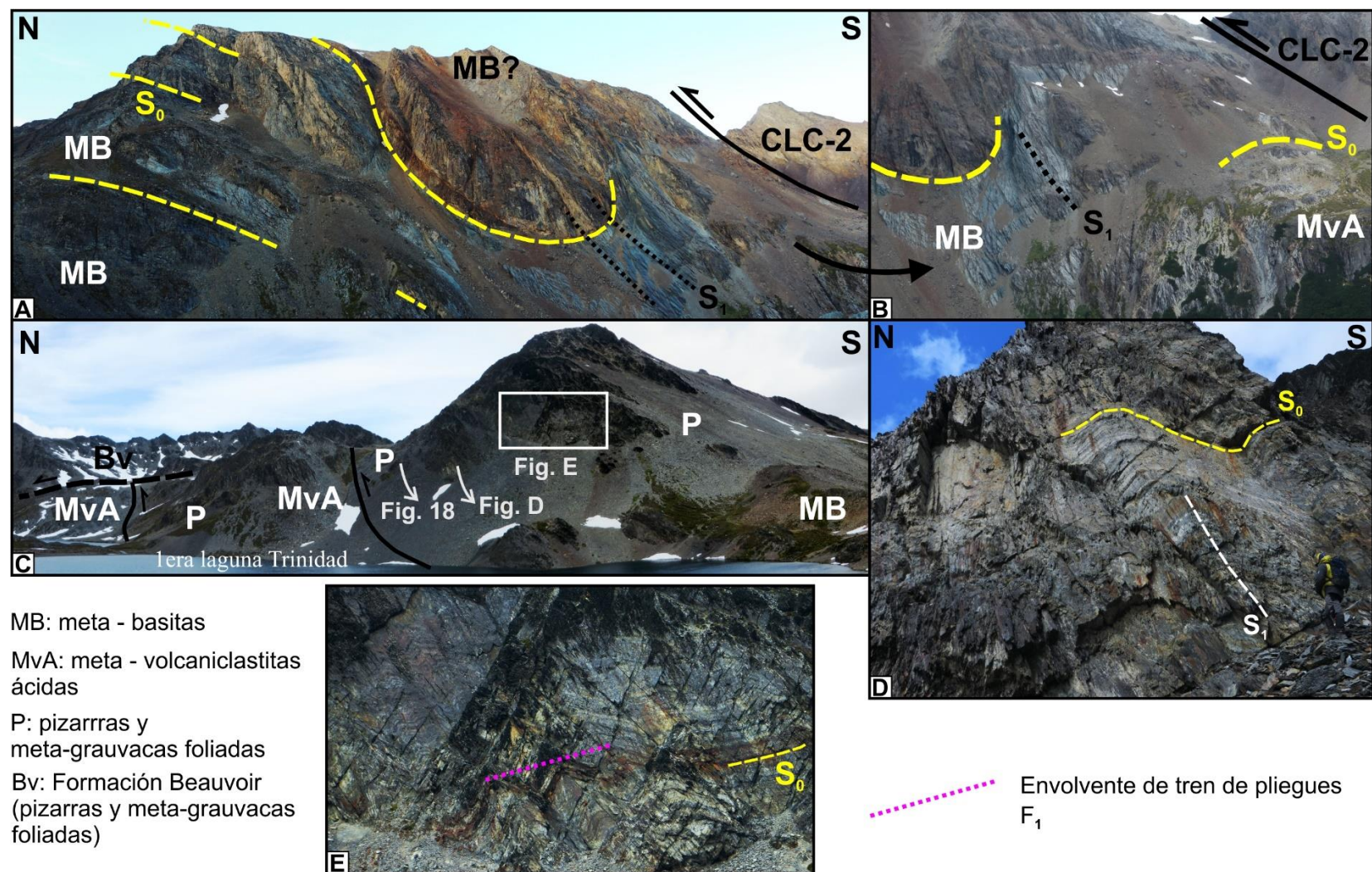


Fig. VI.13. Fotografías panorámicas que muestran el estilo de plegamiento en la Formación Lemaire en los sectores de las lagunas Trinidad y el cerro Alvear.

Ubicación de la fotografía A en las Figura VI.11.

En la Formación Beauvoir, los pliegues F_1 presentan grados de apretamiento variables y vergencia generalizada hacia el Norte (Figura VI.14 A). A escala de afloramiento se reconocen un gran número de fallas con poco desplazamiento asociado, acomodando deformación vinculada al plegamiento (Figura VI.14 B). También se identificaron superficies de disolución sub-paralelas a S_1 , de morfologías irregulares y con precipitación de material oscuro, en algunos casos produciendo el efecto visual de desplazamiento relativo aparente en S_0 (Figura VI.14 C). La foliación S_1 experimenta fenómenos de refracción entre capas de distinta competencia -pelíticas y psammíticas- (Figura VI.14 D).

Las mediciones realizadas en la Formación Beauvoir muestran, para S_1 , rumbos predominantemente ENE-OSO y valores de buzamiento entre 10° y 47° hacia el SSE y NNO (Figura VI.10 C, VI.12). El ángulo promedio de buzamiento de S_1 es de 25° , y la dirección de buzamiento predominante SSE. Analizando un total de 24 mediciones de planos de estratificación - S_0 - se reconocen tres direcciones de buzamiento: hacia el N y NNO -con ángulo de buzamiento variable-, hacia el SSE -con bajo ángulo de buzamiento- y hacia el E con muy bajo ángulo de buzamiento- (Figura VI.10 D). Los ejes de plegamiento de primera fase - F_1 - y las lineaciones L_1 - intersección entre S_0 y S_1 , aproximadamente paralela a F_1 - muestran consistentemente dirección de inclinación hacia el E, con bajo ángulo de inclinación (Figura VI.10 D).

El grado de metamorfismo alcanzado durante M_1 , reconocible en paragénesis de minerales metamórficos vinculados a S_1 es muy bajo. Los minerales índice identificados en meta-pelitas de las Formaciones Lemaire y Beauvoir (mica blanca + clorita de grano muy fino) se encuentran, a lo sumo, en la zona de la clorita del metamorfismo regional “Barroviano” clásico. Los cristales de prehnita-pumpellyta (asociados a calcita y cuarzo) en clastos de probable composición básica incluidos en una matriz ácida en las rocas volcánicas de la Formación Lemaire (Figura VI.5 F), no presentan evidencias de estar

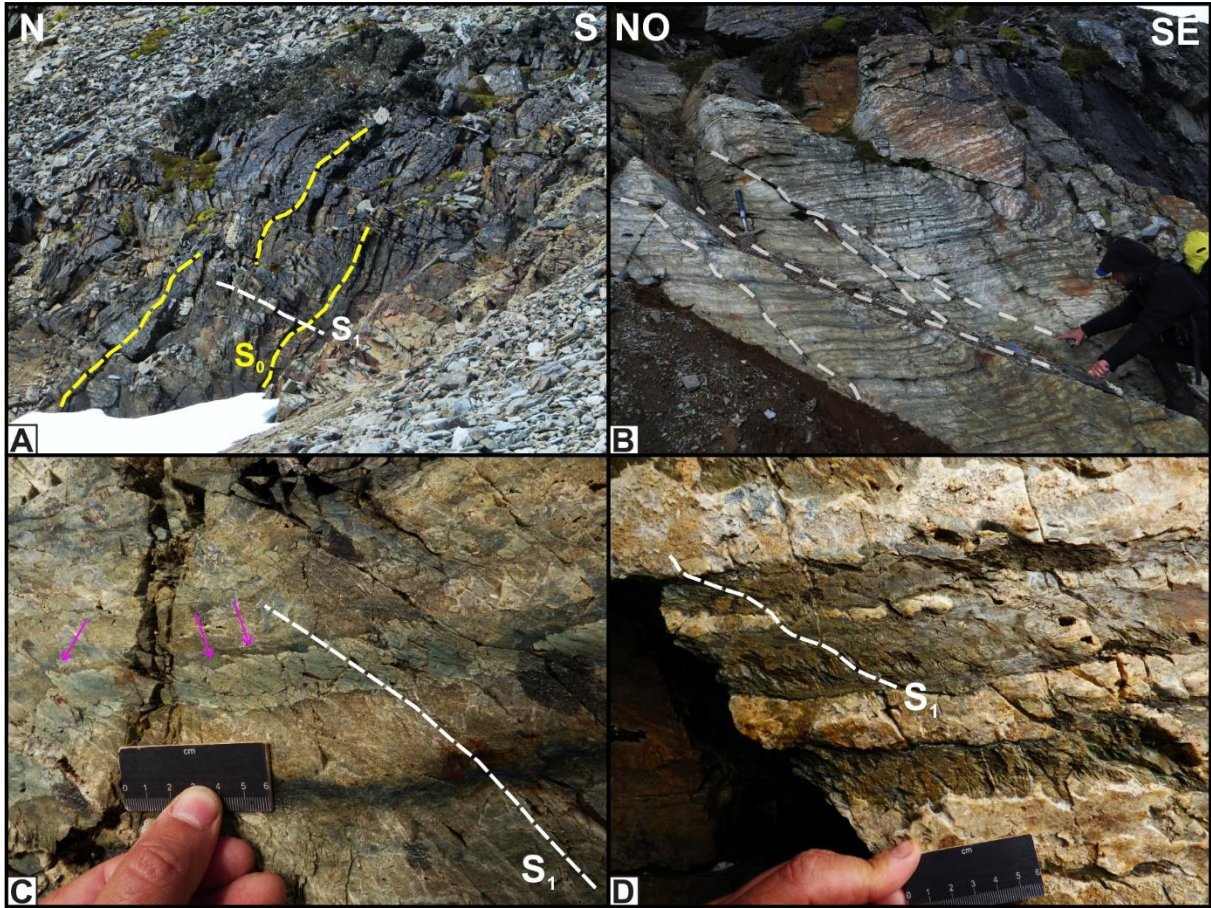


Fig. VI.14. Pliegues F_1 en la Formación Beauvoir. A. Pliegues abiertos con vergencia al Norte. B. Fallas (trazos discontinuos) asociadas a pliegues. C. Superficies de disolución por presión afectando a S_0 (indicada por las flechas magenta) sub-paralelas a S_1 . D. Refracción de S_1 en niveles pelíticos (oscuros) y psammíticos finos (blanquecinos).

reemplazados por otras mineralogías de mayor grado durante el pro-grado del metamorfismo regional, ni texturas que indiquen crecimiento sobre minerales metamórficos de mayor grado (metamorfismo retrógrado). La presencia de estos minerales metamórficos índice es consistente con un grado metamórfico en facies de sub-esquistos verdes (metamorfismo de muy bajo grado), dado que se considera que la desaparición de prehnita-pumpellyita indica la transición hacia facies de esquistos verdes (metamorfismo de bajo grado) (Árkai et al., 2007).

VI.4.1.a Lineaciones de estiramiento y texturas de recristalización dinámica asociadas a D₁. Las filitas (meta-volcanoclastitas ácidas) de la Formación Lemaire presentan, en forma espacialmente acotada, lineaciones de estiramiento -L_{1e}- contenidas en las superficies S₁ (Figura VI.10 A, B) y texturas de recristalización dinámica con desarrollo incipiente en porfiroclastos de cuarzo y feldespatos (potásico y plagioclasa). Sobre la margen Oeste de la primera laguna Trinidad (Figura VI.12), la lineación de estiramiento está definida por los ejes mayores de clastos de pizarra deformados con geometrías elipsoidales (ver sección VI.4.4). Las direcciones de inclinación de las L_e son, en algunos casos, muy variables. En la sección VII.2 y la Figura VII.1 se propone una explicación para la dispersión de datos de inclinación de lineaciones de estiramiento, especialmente aquellas definidas por los ejes mayores de clastos de pizarra deformados con geometrías elipsoidales.

En las inmediaciones de la laguna Celeste (Figura VI.11), las filitas de la Formación Lemaire portan una lineación de estiramiento mineral contenida en las superficies S₁, definida por la elongación de porfiroclastos del protolito (Figura VI.4 B). Al microscopio, los porfiroclastos de cuarzo presentan extinción ondulosa y desarrollan estructuras “núcleo y manto”, con colas de material recristalizado por *bulging* (Figura VI.4 C). Los porfiroclastos de plagioclasa tienen maclas de deformación (en cuña), extinción ondulosa y están curvados (Figura VI.4 E). En los bordes muestran recristalización por *bulging* (Figura VI.15 A). Los porfiroclastos de feldespato potásico están intensamente fracturados, mostrando una respuesta más frágil a la deformación que la plagioclasa, aunque presentan recristalización por *bulging* en los bordes (Figura VI.4 C, VI.15 B, C).

En cuanto a la clasificación de estas rocas, sin bien existe un porcentaje de matriz generado a partir de la recristalización de los porfiroclastos del protolito estimado entre el 10 y el 50% (categoría de proto-milonita de las clasificaciones clásicas de rocas de falla -cf. Snoke et al., 1998-); no se pudo delimitar en el campo una zona de cizalla dúctil concreta

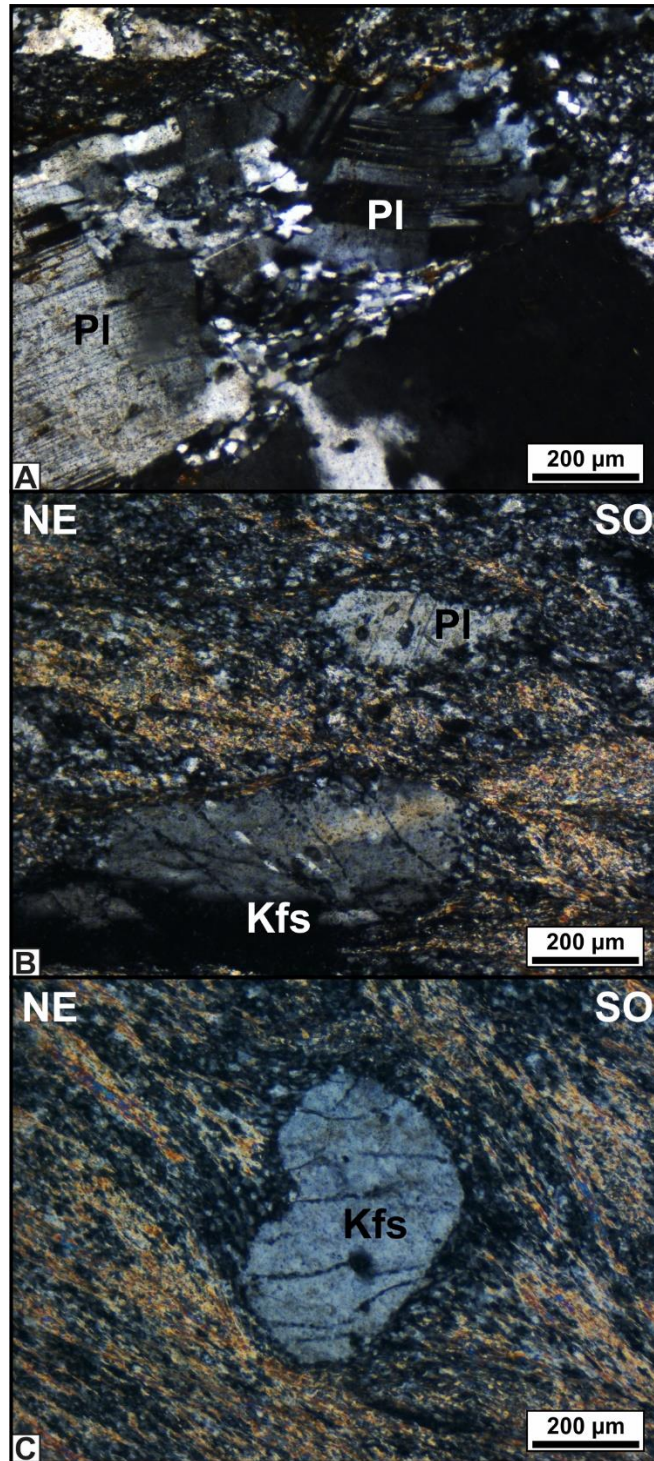


Fig. VI.15. Fotomicrografías (NC) de la deformación y recrystalización dinámica en meta-volcaniclastitas ácidas de la Formación Lemaire en la zona de la laguna Celeste. A. Porfiroclastos de plagioclasa (Pl) curvados, con maclas de deformación y *bulging*. B. Plagioclasa con *bulging* y feldespato potásico (Kfs) fracturado, con *bulging* muy incipiente en los bordes. Las fracturas en el cristal de feldespato potásico son sistemáticas, pudiendo indicar una estructura en dominó poco desarrollada (no es claro el desplazamiento relativo a lo largo de las fracturas). C. Feldespato potásico fracturado, con *bulging* en los bordes.

asociada al desarrollo de rocas miloníticas. Por este motivo, no se considera a las meta-volcaniclastitas ácidas de este sector milonitas (rocas asociadas a una zona de cizalla dúctil), en concordancia con los criterios empleados para la clasificación de rocas miloníticas discutidos en otros capítulos (cf. Trouw et al., 2010; ver secciones III.4.1.a, IV.4.1.a y V.4.1.a de esta tesis).

VI.4.2 Segunda fase de deformación (D₂)

Las rocas metamórficas y estructuras generadas durante M₁ y D₁ se encuentran afectadas por una segunda fase de deformación -D₂- (Figura VI.10 E-F, VI.11, VI.12). En comparación con D₁, D₂ exhibe un estilo de deformación más frágil, que incluye plegamiento de segunda fase -F₂- y otras estructuras de distribución localizada, fundamentalmente asociadas a fallamiento de segunda fase (Figura VI.11, VI.12).

VI.4.2.a Zonas de cizalla asociadas a D₂. A lo largo del valle de Las Cotorras se interpretaron o reconocieron tres corrimientos con vergencia al Norte. Dos de ellos (CLC-1, CLC-2, Figura VI.11, VI.13 A, B) fueron verificados en el campo a partir del reconocimiento de estructuras asociadas a zonas de cizalla frágil/dúctil.

En las adyacencias del pórfido riódacítico de la Formación Lemaire mapeado al Sur de la Figura VI.11, facies volcánicas básicas de esta Formación están afectadas por pliegues F₂ (Figura VI.16 A, B) y estructuras “tipo S-C” (fábricas de cizalla -*shear fabrics*-) que producen la deflexión de las superficies S₁ hacia planos de cizalla (C). Los planos C inclinan en promedio 28° hacia el SO (228°/28°), indicando en este sector sentido de la cizalla de techo hacia el NE (Figura VI.16 C, D).

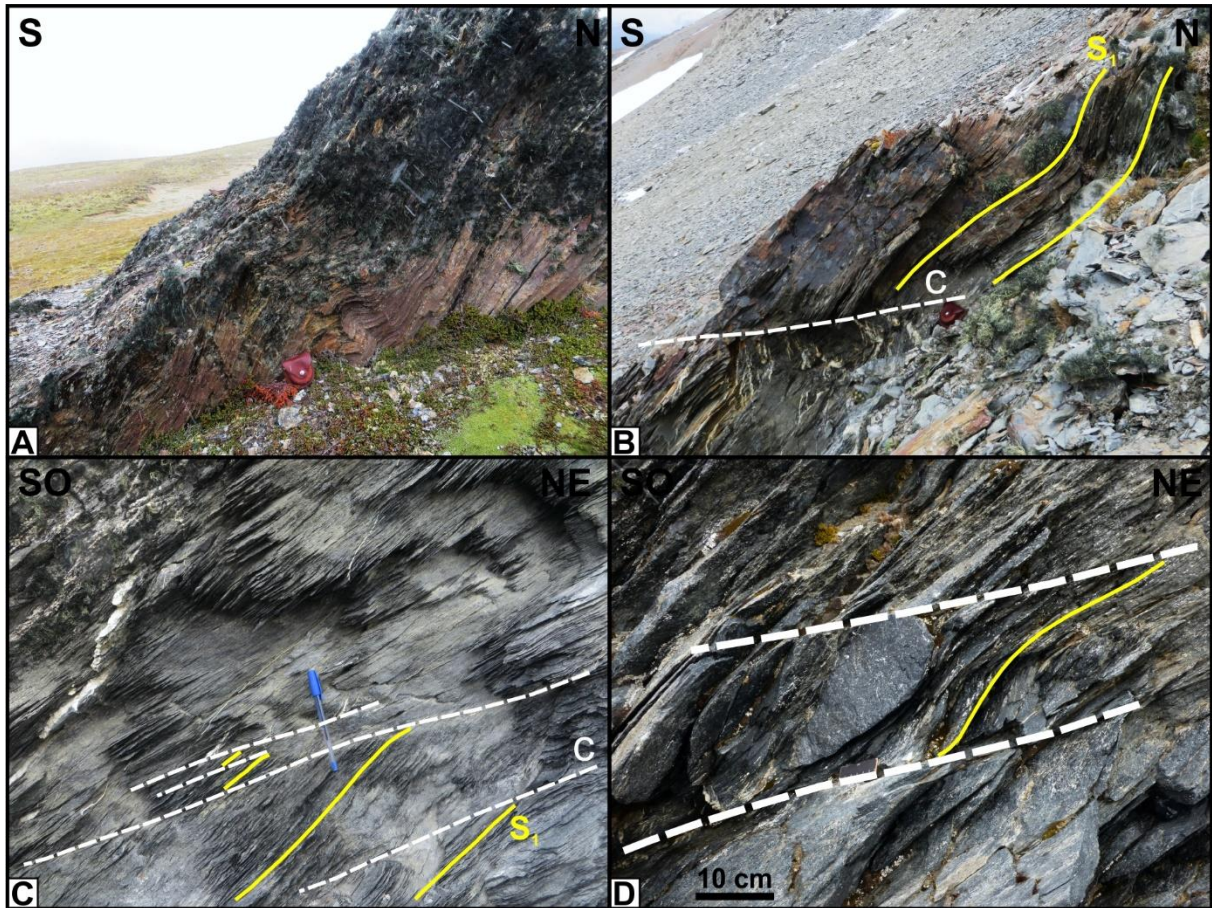


Fig. VI.16. Estructuras asociadas al corrimiento CLC-1. A. Pliegues F₂ en la foliación S₁. B-D. Fábricas de cizalla que generan deflexión en S₁, haciéndose asintótica hacia C (planos de cizalla).

Aproximadamente 1 km al Norte, sobre la ladera Este del cerro Cotorra, se expone un nivel de entre 1,5 y 2 m de pizarras involucradas en una brecha de falla. La superficie de cizalla corresponde a un corrimiento con inclinación al Sur que pone en contacto meta-basitas -bloque colgante- con meta-volcaniclastitas ácidas -bloque yacente- (Figura VI.17 A, B). La zona está atravesada por numerosas venas y venillas rellenas con material silíceo y carbonático (Figura VI.17 C), y sobre el bloque yacente inmediatamente por encima de la zona de mayor cataclasis, las pizarras están afectadas por pliegues F₂ cuyos ejes inclinan hasta 15 ° hacia el NE y el O (Figura VI.11, VI.17 D).

En el sector de las lagunas Trinidad se interpretaron dos corrimientos vergentes al Norte, que cortan secuencia arriba la Formación Lemaire y conectan con una superficie de

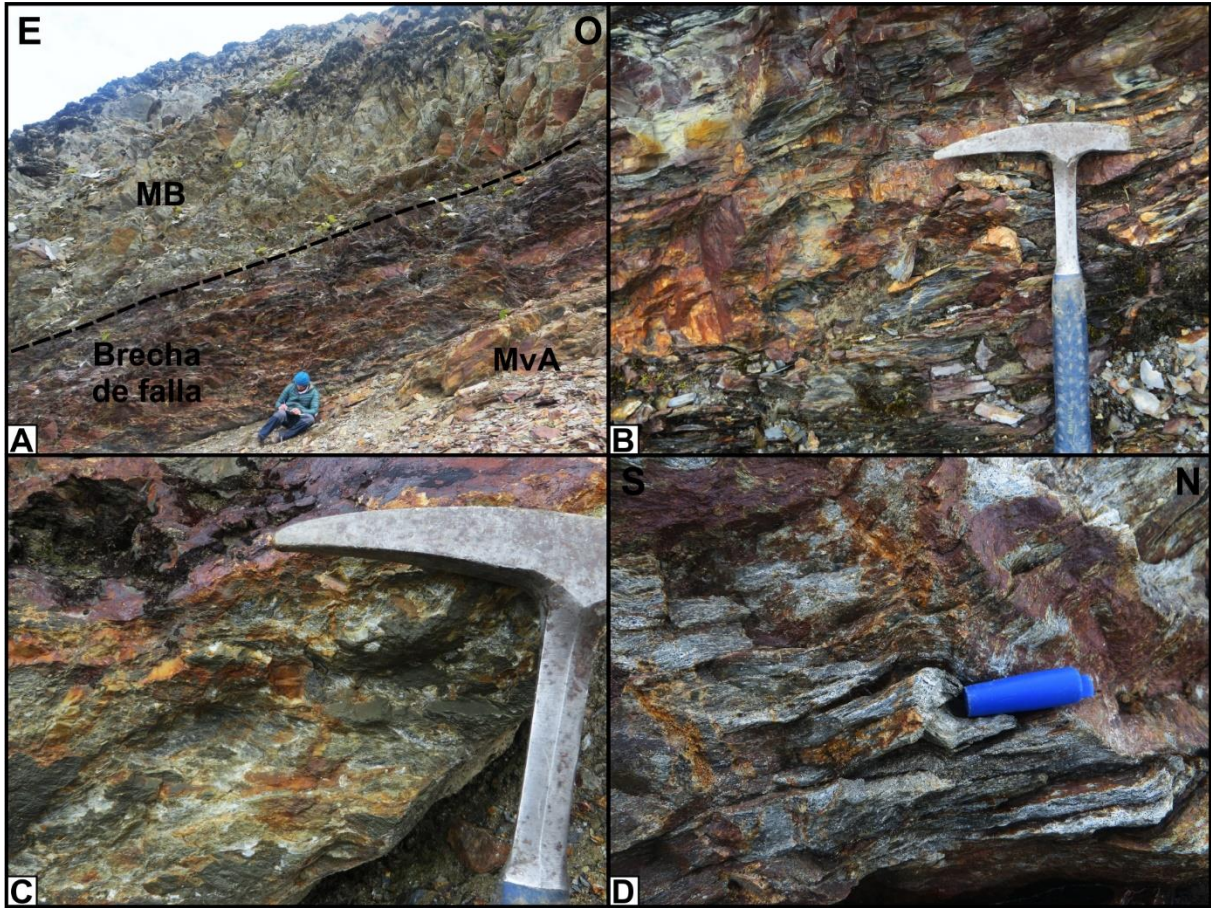


Fig. VI.17. Corrimiento CLC-2 A. Aspecto del afloramiento. MB: meta-basitas, MvA: meta-volcaniclastitas ácidas de la Formación Lemaire. B. Venilleo de sílice y carbonato, que delimita bloques fracturados de pizarra. C. Brecha de falla en pizarras. D. Pliegues F_2 sobre el bloque colgante en la zona de falla.

despegue alojada en el contacto entre esta unidad y la Formación Beauvoir (Figura VI.12, VI.13 C, VI.24). Al Este de la primera laguna Trinidad (Figura VI.12), planos de falla discretos que producen la deflexión de S_1 con fracturas pinnadas y gashes asociados y cinemática de techo al N-NO (Figura VI.18), se interpretan como la zona de daño sobre el bloque de techo de un corrimiento, ubicado sobre una zona de derrubio que separa pizarras y meta-grauvacas -al Sur- de meta-volcaniclastitas ácidas -al Norte- (Figura VI.13 C).

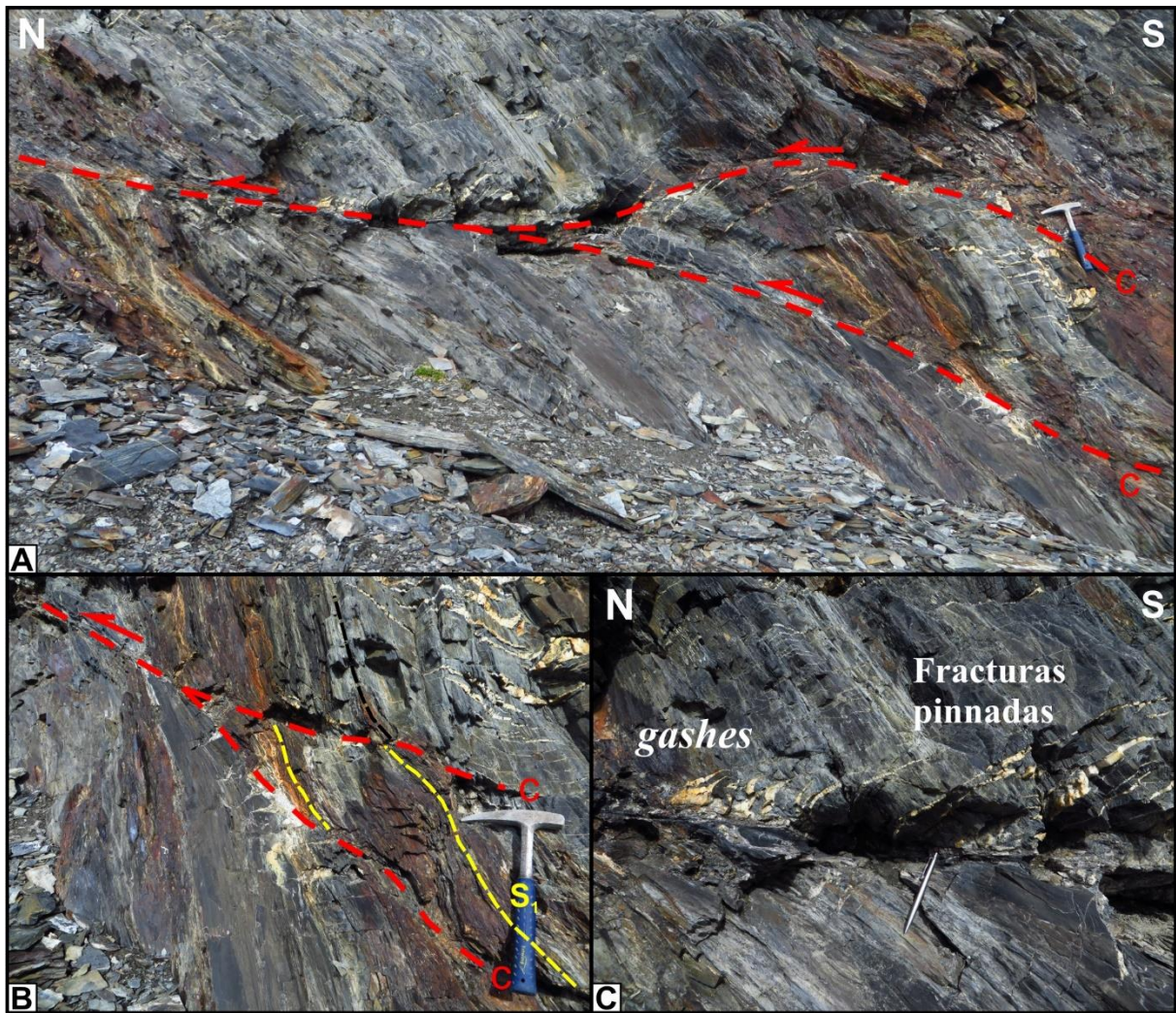


Fig. VI.18. Zona de daño asociada al corrimiento sobre la primera laguna Trinidad. Ubicación en la Figura VI.13 C. A. Superficies de cizalla (C) con dirección de transporte tectónico hacia el NE. B. Detalle de la deflexión de la foliación S_1 , haciéndose asintótica hacia las superficies de cizalla (C). La fotografía es levemente oblicua a las superficies S_1 . C. Fracturas pinnadas y *gashes* asociados a las superficies de cizalla, indicando sentido de cizalla de techo hacia el Norte.

Aproximadamente 350 metros al Norte, a la latitud de la segunda laguna Trinidad se interpreta otro corrimiento, que pone en contacto meta-volcanoclastitas ácidas -al Norte- con pizarras y meta-grauvacas foliadas -al Sur- de la Formación Lemaire (Figura VI.13 C). Sobre el bloque colgante de este corrimiento, S_0 y S_1 se encuentran transpuestas e intensamente replegadas por pliegues F_2 (Figura VI.12, VI.19 A-D).

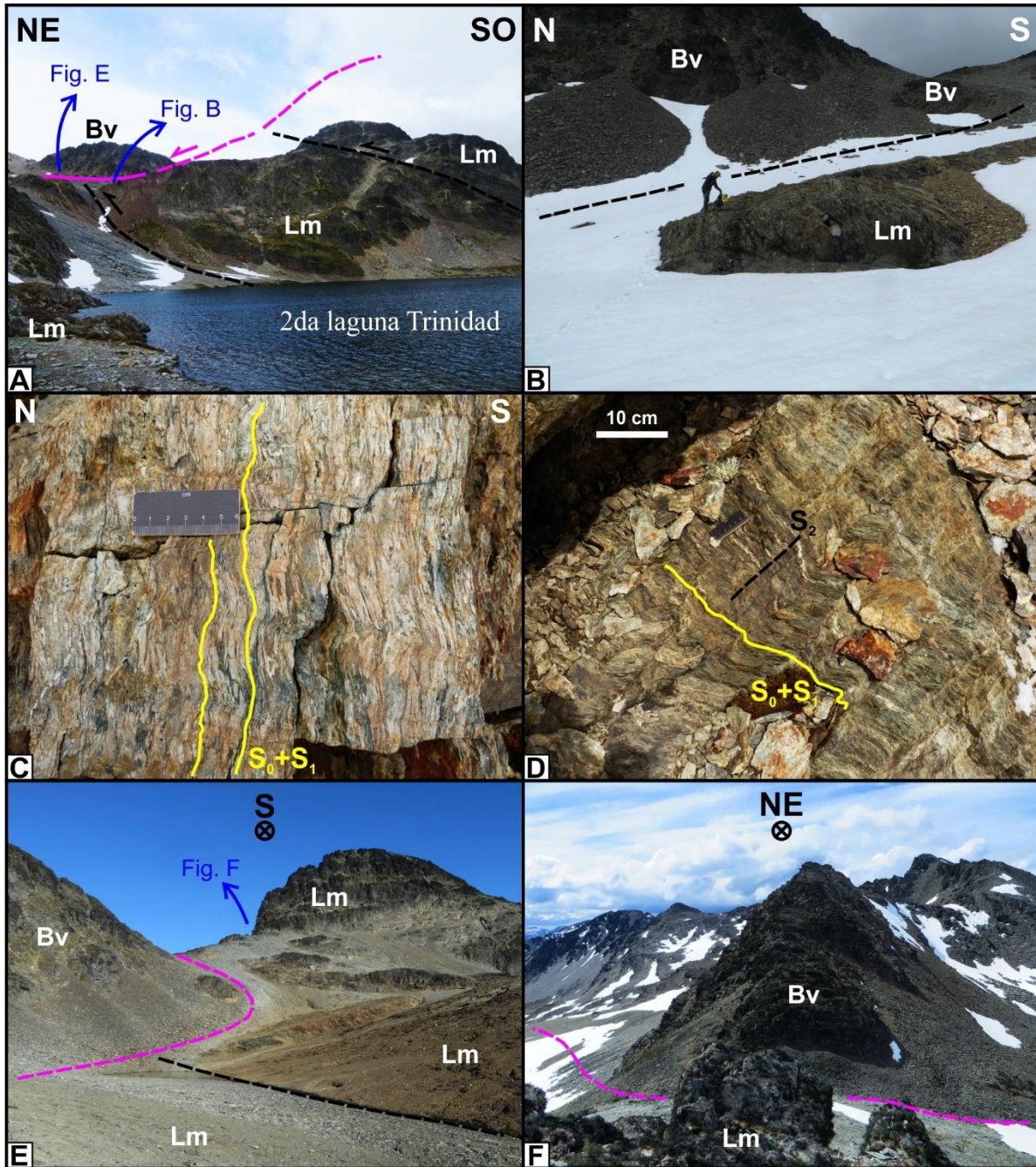


Fig. VI.19. Zona de daño asociada al corrimiento sobre la segunda laguna Trinidad y contacto cubierto entre las Formaciones Lemaire (Lm) y Beauvoir (Bv). A. Situación panorámica vista desde la margen Norte de la laguna. B. Afloramiento de la Formación Lemaire con pliegues F_2 , cercano al empalme entre el corrimiento y el despegue en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir. C – D. Detalle de pliegues F_2 que afectan una foliación de transposición ($S_0 + S_1$). E. Traza del contacto entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir y del corrimiento de la segunda Laguna Trinidad. Fotografía tomada desde la ubicación indicada en A. F. Contacto cubierto con vistas al NE. Fotografía tomada desde la ubicación indicada en E.

El contacto entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir está cubierto por derrubio (Figura VI.19 E, F). El mapeo de ambas unidades en su entorno (Figura VI.12) indica que buza con bajo ángulo al Noreste, al menos desde el sector donde se encuentran los primeros afloramientos de la Formación Beauvoir hacia el Noreste. Los datos de las orientaciones de S_1 medidos en ambas Formaciones revela una diferencia notable en su ángulo de buzamiento (Figura VI.10 A, C). El promedio de las mediciones indica un ángulo de buzamiento de 25° en la Formación Beauvoir, y 62° en la Formación Lemaire. A la altura de la tercera laguna Trinidad, S_1 en la Formación Lemaire es subvertical, y buza 20° en afloramientos de la Formación Beauvoir ubicados a pocas decenas de metros. El contacto entre estas Formaciones se interpreta como una superficie de despegue asociada al fallamiento durante la segunda fase de deformación (ver sección VI.5).

VI.4.3 Tercera fase de deformación (D_3)

Sobre la ladera Sur del cerro Cotorra (Figura VI.11) se reconocieron estructuras de plegamiento en condiciones frágiles relacionadas a D_3 , con orientación y características similares a las observadas en otros sectores del CCAF tratados en esta tesis. Son pliegues abiertos a cerrados, en algunos casos con geometrías *kink*, de longitud de onda centimétrica y ejes que inclinan al S y SSO (Figura VI.10 F, VI.20).

VI.4.4 Análisis de la deformación interna (*strain*)

En filitas con un protolito volcánico ácido de la Formación Lemaire ubicadas sobre la margen Sudoeste de la primera laguna Trinidad (Figura VI.12) se realizaron

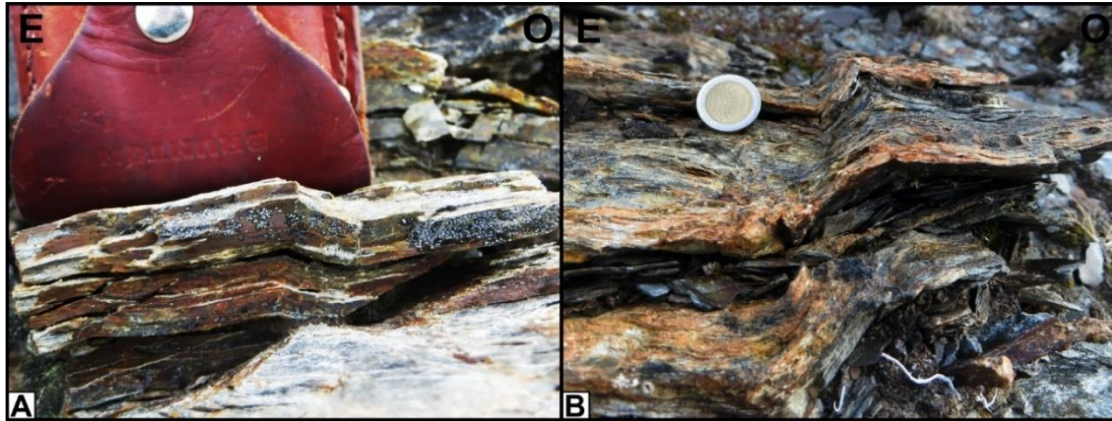


Fig. VI.20. Plegamiento D₃ sobre la ladera Sur del cerro Cotorra. A. Pliegues kink en la foliación S₁. B. Pliegues F₃ cerrados (parte superior) y abiertos (centro) en S₁.

estimaciones de la magnitud de la deformación interna (*strain*). Las rocas analizadas contienen clastos de pizarras deformados, con geometrías originales presumiblemente elipsoidales o sub - elipsoidales. El método utilizado, conocido como R_f / ϕ , contempla marcadores con este tipo de geometrías originales, deformados de manera pasiva con el conjunto de la roca. A partir del mismo, se obtuvieron las razones axiales y orientaciones de dos elipses de deformación, correspondientes a los planos principales de deformación $x-y$ (paralelo a las superficies de S₁) y $x-z$ (perpendicular a las mismas) del elipsoide de deformación (*strain* en tres dimensiones) finito (Figuras VI.21 y VI.22, respectivamente). La descripción detallada de la metodología aplicada se puede encontrar en la sección I.1.4.a.

Los resultados obtenidos se desprenden del análisis de las relaciones axiales de elipses de deformación finita (R_f) y las orientaciones de los ejes mayores de estas elipses (ϕ) respecto a una línea de referencia (LR). Estos parámetros se midieron en 30 clastos sobre el plano $x-y$ y la misma cantidad en el plano $x-z$. Para el plano $x-y$ se estimó una relación axial de la elipse de deformación impuesta (R_s) de $R_{x-y} = 2,52$; y para el plano $x-z$, $R_{x-z} = 3,00$. Dado que $R_{y-z} = R_{x-z} / R_{x-y}$; con estos datos se pueden obtener las relaciones axiales de las tres elipses correspondientes a los planos principales del elipsoide de deformación, de modo que $R_{y-z} =$

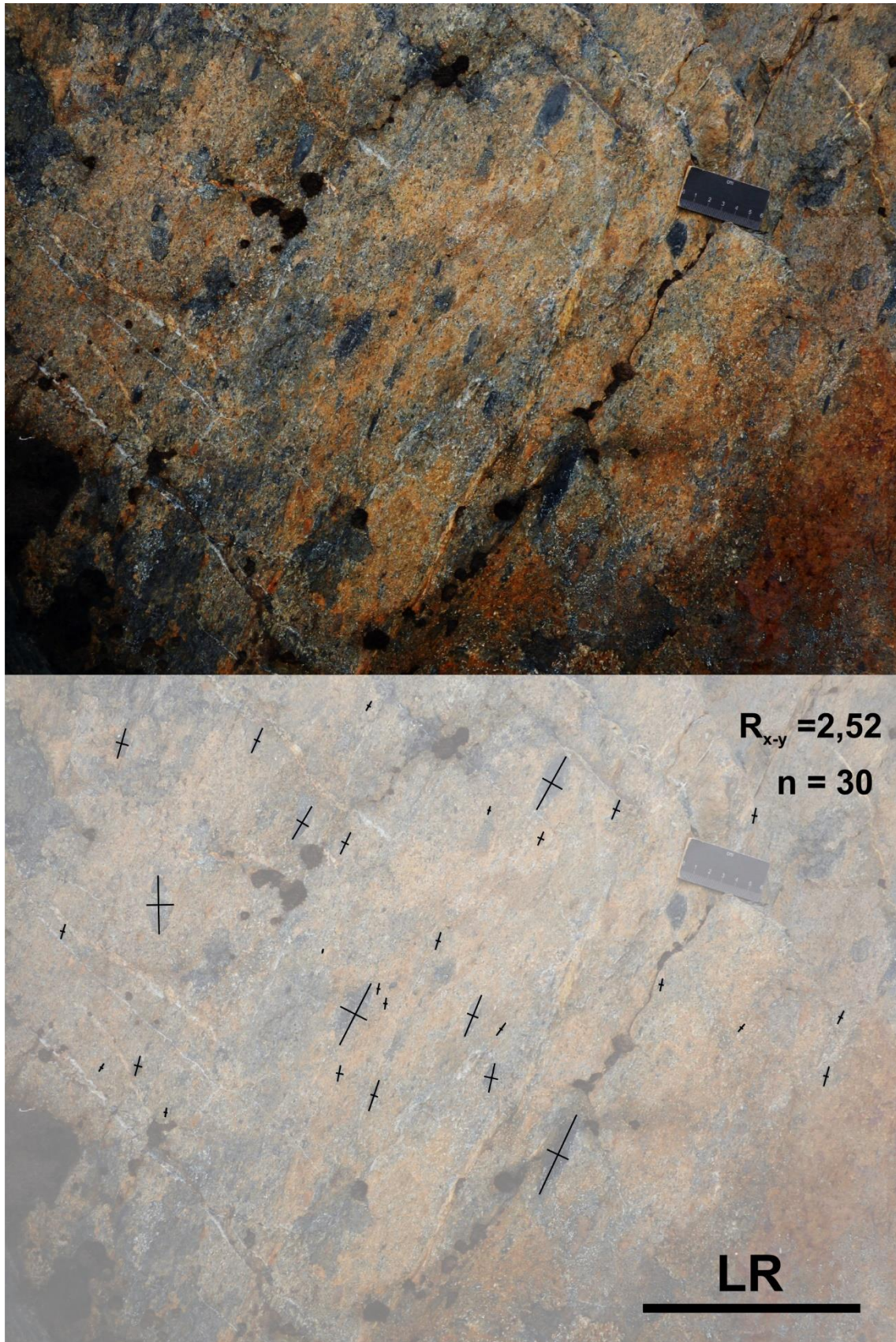


Fig. VI.21. Cálculo de relaciones axiales en elipses de deformación finita sobre el plano x-y del elipsoide de deformación, a partir del análisis R_f / ϕ de clastos de pizarra en filitas de la Formación Lemaire.

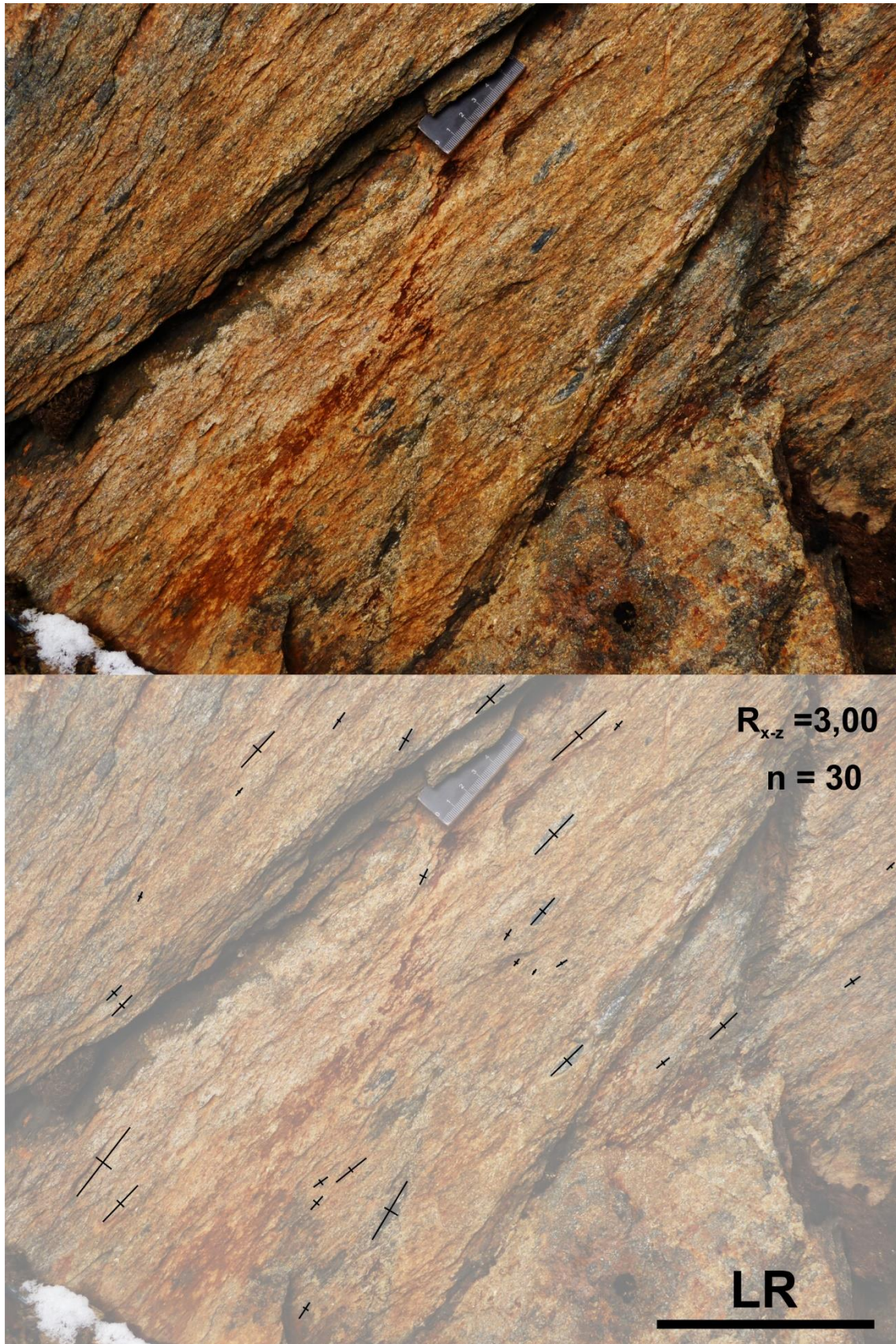


Fig. VI.22. Cálculo de relaciones axiales en elipses de deformación finita sobre el plano x-z del elipsoide de deformación, a partir del análisis R_f / ϕ de clastos de pizarra en filitas de la Formación Lemaire.

1,19. De acuerdo con la clasificación gráfica de elipsoides de Flinn, el valor del parámetro k del elipsoide de deformación resultante es: $k = (R_{x-y} - 1) / (R_{y-z} - 1) = \mathbf{8}$ (Figura VI.23); consistente con una geometría **prolada** ($k > 1$). Las superficies S_1 contienen una lineación de estiramiento asociada cuya orientación promedio es $244^\circ/48^\circ$ en este sector, coincidente con el eje largo de las elipses contenidas en el plano $x-y$.

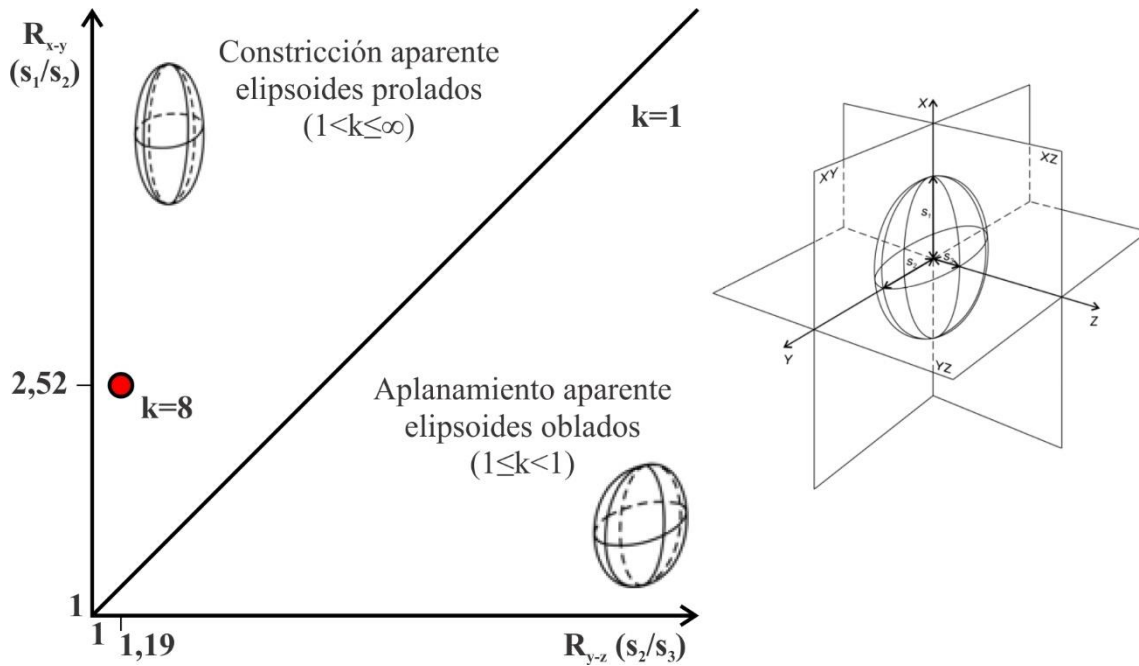


Figura VI.23. Izquierda: ubicación de las razones axiales del elipsoide de deformación calculado en las Figuras VI.21 y VI.22 en un diagrama de Flinn. Los parámetros introducidos en el diagrama y los elementos geométricos de un elipsoide de deformación hipotético (ejes, relaciones axiales y planos principales) se muestran en el esquema de la derecha (modificado de Ramsay y Huber, 1983).

Debe tenerse en cuenta que D_2 , además de producir el plegamiento de las estructuras de primera fase, reorientándolas hacia posiciones que probablemente no coincidan con su orientación original, puede haber contribuido a la deformación de los marcadores utilizados para estos cálculos, siendo difícil interpretar la participación individual de D_1 y D_2 en la constitución del elipsoide de deformación. No obstante, las características del estilo de

deformación observadas en D_1 sugieren una mayor participación en la deformación dúctil que produjo el estiramiento de los marcadores hacia geometrías proladas.

VI.5 DISCUSIÓN DEL ALCANCE DE LOS RESULTADOS Y CONCLUSIONES PRELIMINARES

En el sector del cerro Alvear y el cerro Cotorra (Figura VI.1, VI.11) se identificaron metamorfitas de muy bajo a bajo grado de la Formación Lemaire, cuyos protolitos corresponden a rocas volcánicas hipabisales y volcanoclásticas de composiciones ácidas y básicas.

Las texturas primarias reconocidas en las meta-basitas apoyan las observaciones de González Guillot et al. (2016), quienes describieron coladas de basaltos porfíricos, brechas volcánicas, depósitos piroclásticos -primarios y resedimentados- y filones capa, además de la presencia de hialoclastitas que indican depositación subácuea (Figura VI.2 F). Los mismos autores reportaron la existencia de peperitas (producto de la intrusión en sedimentos no consolidados saturados en agua) con morfologías lobulares, presumiblemente similares a las reconocidas en esta tesis en el sector del Monte Olivia (Figura V.9 B). Se destacan en las facies volcanoclásticas con matriz de composición básica la presencia de mezcla de clastos de material ígneo de composiciones básicas y ácidas (Figura VI.3 E), indicando retrabajo de volcanitas o volcanoclastitas ácidas en el ambiente de depositación de los depósitos volcanoclásticos eminentemente básicos.

Las facies volcanoclásticas ácidas de la Formación Lemaire están representadas a lo largo del valle del río Las Cotorras por depósitos volcanoclásticos con características similares a los del Monte Olivia (capítulo V de esta tesis), además de la presencia de un

cuerpo sub-volcánico riódacítico. En éste predominan las texturas ígneas, y el desarrollo de la foliación tectónica es muy pobre, debido a la alta competencia que presentó el cuerpo ígneo ante la deformación, además de contener una mineralogía probablemente poco apta para desarrollar dominios de foliación.

En el sector de las lagunas Trinidad, al Norte de las meta-basitas intruídas en pizarras sobre la cabecera de la primera laguna, la Formación Lemaire está representada por volcanoclastitas ácidas de grano fino y pizarras y grauvacas rítmicamente estratificadas (depósitos de tipo *flysch*). Hacia el Norte de la primera laguna Trinidad, ambas litologías se encuentran afectadas por dos corrimientos, y presentan contacto tectónico con la Formación Beauvoir (equivalente lateral de la Formación Yahgán) a la latitud de la segunda y tercera lagunas Trinidad (Figura VI.24). Los niveles epiclásticos de tipo *flysch* de la Formación Lemaire son muy similares a los descritos sobre la costa del canal Beagle al Oeste de bahía Cucharita (capítulo III), hacia el techo expuesto de esta Formación en el cañadón Bianchi (capítulo IV), y en el cerro Carbajal (capítulo V). Las filitas con clastos de pizarra deformados, sobre las cuales se realizaron análisis de la deformación interna (sección V.4.4) son equivalentes a las del cañadón Bianchi, donde se ubican en un nivel que puede seguirse lateralmente, localizándose consistentemente algunas decenas de metros por debajo del contacto tectónico con la Formación Yahgán. A la luz de estas observaciones, ambas litologías pueden considerarse niveles guías ubicados hacia el techo de la Formación Lemaire.

Las facies reconocidas en los grupos litológicos de la Formación Lemaire con protolitos sedimentarios, volcánicos y volcanoclasticos indican, como en otros segmentos del CCAF, un ambiente de depositación marino con volcanismo bimodal asociado de edad jurásica tardía (Kranck, 1932; Bruhn et al., 1978; Hanson y Wilson, 1991; Olivero y Martinioni, 1996a; González Guillot et al., 2016).

La Formación Beauvoir aflora en la porción Noreste del área analizada en este capítulo. Las litologías reconocidas son equivalentes a las descritas en esta unidad en la Sierra Beauvoir, donde expone su localidad tipo (pizarras, lutitas y fangolitas con intercalaciones de finas capas de areniscas amarillentas de grano muy fino, de origen marino; Martinioni et al., 2013). Se ha indicado que la Formación Beauvoir representa facies marinas de plataforma externa, depositadas bajo el nivel de oleaje en su sector septentrional, y depósitos de talud y llanura abisal hacia el Sur, gradando progresivamente hacia la Formación Yahgán, turbiditas de un ambiente marino profundo (Olivero y Martinioni, 1996a, Olivero y Malumíán, 2008; Martinioni et al., 2013). De este modo, las Formaciones Beauvoir y Yahgán se consideran lateralmente equivalentes, estratigráficamente ubicadas en el Cretácico Inferior de la CRV (ver capítulo II y la Figura II.4 para mayor detalle de la estratigrafía).

La primera fase de deformación reconocida en este sector (D_1) involucra plegamiento con una foliación de plano axial asociada $-S_1-$, que afecta a las Formaciones Lemaire y Beauvoir, y está asociada al crecimiento de minerales metamórficos crecidos durante un evento de metamorfismo dinamotérmico $-M_1-$ de muy bajo a bajo grado. El plegamiento de primera fase incluye pliegues apretados a isoclinales con vergencia generalizada al Norte y Noreste. En la Formación Lemaire se identificaron 4 órdenes de plegamiento.

En algunos grupos litológicos de la Formación Lemaire se reconoce una lineación de estiramiento contenida en las superficies S_1 que inclina al Sur y al Sudoeste, y clastos de pizarra deformados, cuyas elipses de deformación finita tienen su eje mayor inclinando al Sudoeste. D_1 y M_1 se vinculan al estadio inicial de cierre de la CRV en Tierra del Fuego, iniciado hacia ca. 100 Ma (Bruhn et al., 1979; Nelson et al., 1980; Kohn et al., 1993, 1995; Klepeis, 1994; Klepeis et al., 2010; entre otros). Las estructuras relacionadas a D_1 previamente mencionadas revelan una fuerte componente de cizalla simple -con dirección de transporte tectónico hacia el Norte – Noreste, que ha sido asociada a un mecanismo de

obducción como parte del primer estadio de cierre de la CRV, ocurrido desde el Cretácico Tardío (Bruhn, 1979; Tanner y Macdonald, 1982; Klepeis, 1994; Torres Carbonell et al., 2017a).

D₂ se reconoce en este sector como una fase de deformación de naturaleza frágil a frágil–dúctil, aparentemente coaxial con D₁. Las estructuras D₂ reconocibles e interpretadas a lo largo de dos transectas SSO-NNE incluyen 4 corrimientos con vergencia al Norte, y una superficie de despegue en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir que buza con bajo ángulo hacia el Noreste (Figura VI.24). El fallamiento de segunda fase produjo zonas de daño con deformación de las estructuras D₁ en forma localizada (sección VI.4.2).

En el sector de las lagunas Trinidad, las orientaciones de la foliación de primera fase - S₁- (Figura VI.10 A, C) muestran una diferencia conspicua en su ángulo de buzamiento entre las Formaciones Beauvoir y Lemaire (en promedio 25° en la primera, y 62° en la segunda). A la altura de la tercera laguna Trinidad, inclusive, S₁ en la Formación Lemaire es subvertical, mientras que inclina alrededor de 20° en afloramientos de la Formación Beauvoir ubicados a pocas decenas de metros. Si bien -como se mostró en la sección VI.4.2- la zona de contacto entre ambas unidades se halló cubierta en todos los sectores relevados, la misma se interpreta como una zona de cizalla con dirección de transporte tectónico de techo al Noreste. El movimiento del bloque colgante sobre esta superficie probablemente generó cizalla simple en las rocas de la Formación Beauvoir en el entorno del contacto, con rotación y consecuente disminución del ángulo de buzamiento de las foliaciones de plano axial. Debido a esta rotación los pliegues de vergencia Norte-Noreste, se han vuelto recumbentes en las zonas adyacentes al contacto.

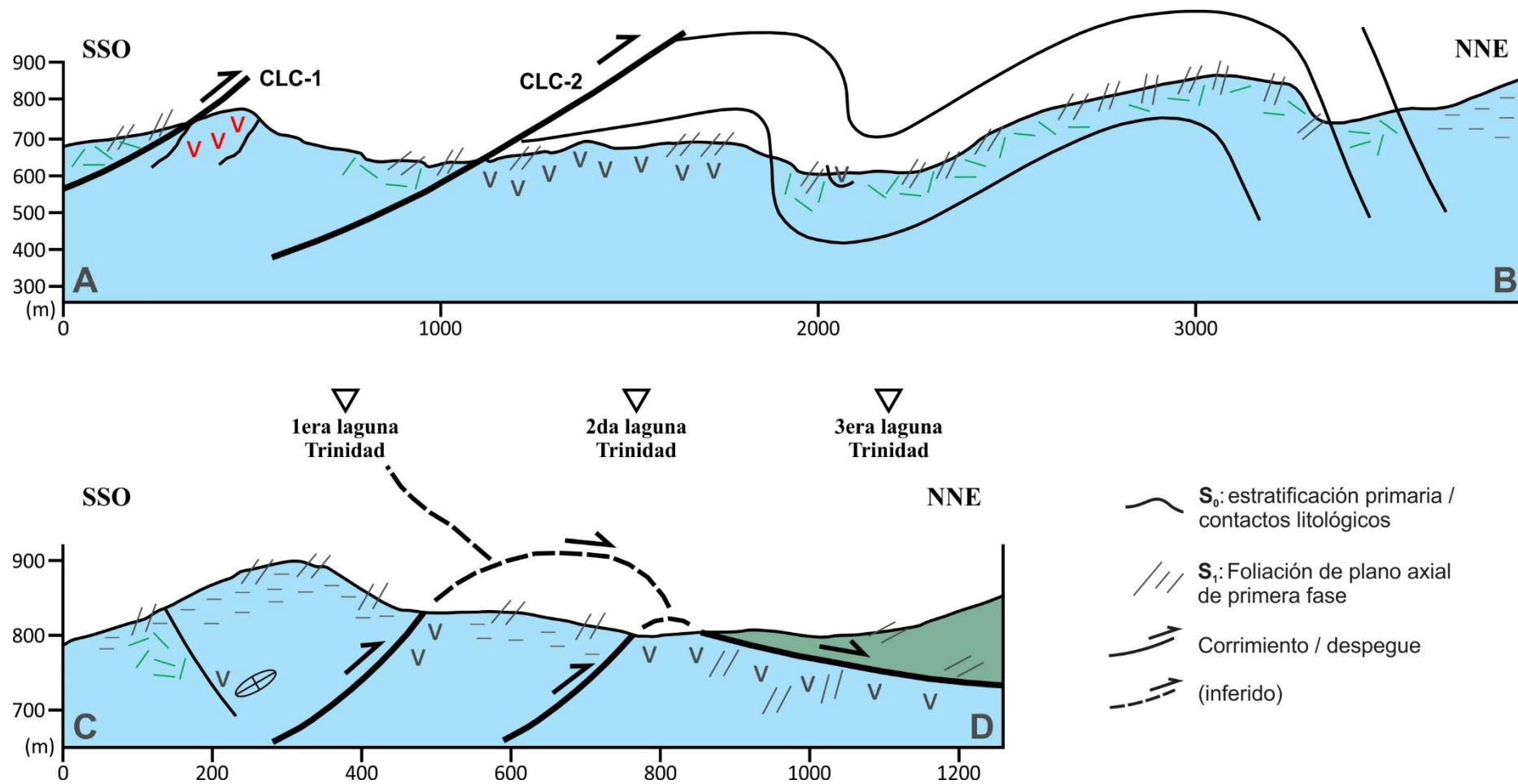


Figura VI.24. Transectas geológicas/estructurales de la zona estudiada en este capítulo (ubicación en las Figuras VI.11 y VI.12). Referencias a la litología en la Figura VI.1. La escala horizontal es igual a la escala vertical y diferente entre ambas transectas.

Si bien una interpretación alternativa para explicar esta variación en el ángulo de buzamiento de la foliación podría ser un fenómeno de refracción a gran escala, no sería compatible con la orientación que S_1 presenta en litologías de la Formación Lemaire muy similares a las de la Formación Beauvoir (pizarras, depósitos tipo *flysch*), ubicadas sobre el cerro inmediatamente al Este de la primera laguna Trinidad donde S_1 buza entre 50° y 70° . Bruhn (1979) señaló también la presencia de una falla en el contacto entre ambas Formaciones, indicando para la misma una edad post-Cretácico “medio” (post- D_1).

En concordancia con los datos y conclusiones preliminares presentados en otros capítulos, las estructuras D_2 aquí descritas se relacionan con el levantamiento y enfriamiento progresivos del orógeno, con dos momentos de exhumación calculados alrededor de 80 y 50 Ma en Cordillera Darwin (Nelson, 1982; Kohn et al., 1995), y uno más joven (Eoceno Tardío) en la Sierra Alvear (Gombosi et al., 2009). En este segmento de la zona de tesis se identificaron una serie de corrimientos con vergencia -aproximada- al Norte, que conectan hacia arriba con el despegue de techo de un sistema de dúplex (ubicado en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Beauvoir -equivalente lateral de la Formación Yahgán-), delimitando láminas de corrimiento -o *horses*- en la Formación Lemaire. El apilamiento sucesivo de láminas de corrimiento generó el plegamiento del despegue de techo inmediatamente por encima. De este modo, en el sector de las lagunas Trinidad la superficie de despegue (plegada) muestra el limbo frontal de una antiforma de primer orden que geográficamente abarca la casi totalidad del ancho de la Sierra Alvear.

Capítulo VII

Geología estructural y evolución
tectónica del Cinturón Central
de los Andes Fueguinos entre
el canal Beagle y el lago Fagnano



Cerro Cinco Hermanos visto desde la
ladera Noreste del Monte Olivia

VII.1 INTRODUCCIÓN

En los capítulos III a VI se analizó la geología de cuatro segmentos del Cinturón Central de los Andes Fueguinos (CCAF), presentándose datos e interpretaciones parciales que atañen tanto a la estratigrafía como a la geología estructural de cada sector. En el presente capítulo se discuten los aspectos estructurales más relevantes y se analiza la evolución tectónica del orógeno, contrastando la información lograda con estudios previos realizados en la región. Se establecerán, de esta manera, similitudes e incongruencias respecto al estado de conocimiento al momento de elaboración de esta tesis, y se evaluará el alcance de los resultados mostrados en el contexto de la hipótesis de trabajo planteada a su inicio, desarrollada en la sección I.1.1.

VII.2 DEFORMACIÓN Y METAMORFISMO ASOCIADOS A LA PRIMERA FASE DE DEFORMACIÓN

Las estructuras agrupadas en D_1 constituyen las evidencias de deformación más antiguas reconocidas (las primeras en afectar la S_0 de los protolitos), y se hallan afectando a los grupos litológicos de las Formaciones Lapataia, Lemaire, Yahgán y Beauvoir en forma relativamente homogénea. El vínculo entre las estructuras D_1 y el crecimiento de minerales metamórficos (fundamentalmente asociados a la foliación S_1) evidencian un pico de metamorfismo dinamo-térmico (M_1) ocurrido durante D_1 . El apretamiento de los pliegues de primera fase (F_1) y el grado de desarrollo de la foliación de plano axial asociada a los mismos (S_1) muestran un fuerte control por parte de la competencia y el nivel estructural de las rocas al momento de la deformación. Asimismo, los análisis petrográficos revelan sutiles diferencias en el grado metamórfico asociado a M_1 entre las Formaciones afectadas, atribuidos a variaciones en las condiciones de presión y temperatura alcanzadas durante D_1 .

En la Formación Lapataia, S_1 transpone a S_0 en forma generalizada, asociándose a pliegues isoclinales e intrafoliales. Esta unidad, además, presenta el mayor grado metamórfico observado en la zona de tesis (esquistos verdes inferior). Como se mencionó en el capítulo III, los afloramientos de la Formación Lapataia (Jurásico Superior?) representan los niveles estructurales más profundos (de deformación vinculada a D_1) expuestos en este segmento del CCAF, y su levantamiento relativo respecto a otras Formaciones con menor grado metamórfico debió ser al menos parcialmente posterior a D_1/M_1 .

El estilo de plegamiento en la Formación Lemaire (Jurásico Superior) es muy variable de acuerdo con el grupo litológico afectado. Los depósitos volcanoclásticos ácidos presentan mayormente plegamiento isoclinal, y suelen contener lineaciones de estiramiento en las superficies S_1 . En contraposición, los cuerpos subvolcánicos ácidos (pórfidos) y básicos (filones capa) de esta unidad pueden presentar un desarrollo nulo o muy pobre de la foliación y estar afectados por plegamiento muy abierto. Las pizarras y meta-grauvacas finamente intercaladas que constituyen depósitos de tipo *flysch* forman pliegues con apretamiento variable entre cerrados y apretados. A lo largo de trenes de pliegues con relativa continuidad de exposición se pudo determinar un mínimo de cuatro órdenes de plegamiento en la Formación Lemaire (capítulo VI), con vergencia generalizada hacia el Norte-Noreste.

En la Formación Yahgán (Cretácico Inferior), los depósitos heterolíticos finamente laminados y estratificados están deformados por pliegues F_1 apretados y asimétricos, siendo aproximadamente similares en los menores órdenes observados (clasificables como 1C, 2 y 3 de la clasificación de Ramsay, 1967; Figura IV.27); y con vergencia generalizada hacia el Norte y Noreste. Típicamente presentan engrosamiento en las charnelas y varios órdenes de plegamiento. La foliación de plano axial (S_1) es generalmente un clivaje pizarreño con muy

buen desarrollo, asociada al crecimiento de minerales metamórficos de muy bajo grado (subesquistos verdes).

La Formación Beauvoir (Cretácico Inferior) presenta litologías y un estilo de plegamiento análogos a la Formación Yahgán. Las estructuras de primera fase (S_1 y F_1) están rotadas respecto a la Formación Lemaire (que le infrayace mediante contacto tectónico en el sector de las lagunas Trinidad, capítulo VI), produciendo pliegues recumbentes hacia el Noreste con foliaciones de plano axial que buzan con muy bajo ángulo al Sudoeste.

En los capítulos III a VI de esta tesis se describieron texturas de recristalización dinámica en diversos grupos litológicos, principalmente de las Formaciones Lapataia y Lemaire. Sobre este hecho, se discutió la necesidad de distinguir entre aquellas metamorfitas (de metamorfismo regional) con porcentajes de matriz (generada a partir de la recristalización dinámica de porfiroclastos) superiores al 10%, que podrían ser clasificadas (aplicando un criterio meramente descriptivo) como protomilonitas o milonitas, según las clasificaciones texturales de Sibson (1977), Scholz (1990) y Snoke et al. (1998). No obstante, el uso común y recomendado del término “milonita” refiere a rocas intensamente deformadas vinculadas a fallamiento en zonas de cizalla dúctiles claramente distinguibles (tectonitas); es decir, donde el grado de deformación es notablemente superior al de la roca circundante (cf. Sibson, 1977; Tullis et al., 1982; Snoke et al., 1998; Passchier y Trouw, 2005; Trouw et al., 2010).

En la zona de estudio se registraron texturas de recristalización dinámica relativamente bien desarrolladas en niveles que evidentemente no están involucrados en zonas de cizalla. Un buen ejemplo de esto lo constituyen los depósitos de tipo *flysch* formados por delgadas capas de grauvacas y pelitas rítmicamente laminadas y estratificadas de la Formación Lemaire en el sector del Cañadón Bianchi (Figura IV.5). En este caso, las meta-grauvacas intercaladas a escala centimétrica con las pizarras -no miloníticas- muestran

texturas de núcleo y manto con recristalización por *bulging* y rotación de subgranos en porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, y un porcentaje de matriz superior al 10% (Figura IV.28). Sin embargo, por un lado, resulta poco práctico a efectos de escala considerar cada lámina o estrato de meta-grauvaca una zona de cizalla (milonítica) individual; y por otro, no se reconoció en el campo un desplazamiento relativo significativo entre las capas de meta-grauvacas y pizarras que apoye tal afirmación. Por el contrario, en estos depósitos se observan estructuras sedimentarias (escapes de fluidos, ondulitas de corriente) bien preservadas. Se ha discutido la posibilidad de ocurrencia de fenómenos de recristalización dinámica producidos por aplastamiento (*flattening*) en núcleos metamórficos, sin cizalla simple involucrada. En estos casos, las fábricas resultantes no podrían ser lineales, dado que la extensión tendría la misma magnitud en todas las direcciones posibles contenidas en el plano de foliación (discusión en Tullis et al., 1982). Sin embargo, en el caso particular del CCAF, considerar la presencia o ausencia de texturas de recristalización dinámica y lineaciones de estiramiento como un criterio elemental para el reconocimiento de rocas miloníticas asociadas a zonas de cizalla dúctil (tectonitas) constituye un problema, debido a la presencia de una componente de cizalla simple regionalmente distribuida que afecta al conjunto del paquete estratigráfico de la CRV (ver más abajo), pudiendo producir recristalización dinámica, fábricas asimétricas (monoclínicas) y lineaciones de estiramiento fuera de las zonas de cizalla propiamente dichas.

En las Formaciones Lapataia y Lemaire se reconocieron zonas de cizalla dúctiles con rocas miloníticas (tectonitas L-S en la Zona de Cizalla Lapataia y la Milonita Monte Olivia) vinculadas a metamorfismo dinámico de escala local (M_{ID}). Estas tienen cinemática de corrimientos de techo al Norte-Noreste, y muestran una intensidad de la deformación respecto a las rocas adyacentes notablemente mayor. Los estudios petrográficos y microtectónicos de las fábricas miloníticas, y el análisis de las orientaciones de las estructuras

presentes en estas rocas (S_{1m} : foliación milonítica y L_{1e} : lineación de estiramiento mineral) sugieren un momento para su desarrollo parcialmente contemporáneo y probablemente posterior al pico metamórfico M_1 .

En la Milonita Monte Olivia, la zona de cizalla dúctil involucra un protolito volcaniclástico ácido en el limbo de un pliegue (F_1) de primer orden. Las milonitas y ultramilonitas de la Zona de Cizalla Lapataia se hallan deformando un protolito similar. Se interpreta que algunas de las zonas miloníticas asociadas a M_{1D} que fueron identificadas en esta tesis evolucionaron a partir de la concentración de la cizalla en limbos de pliegues (con litologías volcaniclásticas ácidas) apretados o isoclinales, deformados progresivamente durante la primera fase hasta producir el fallamiento -en condiciones dúctiles- (Figura V.28). Algunas de estas zonas de cizalla dúctiles probablemente permanecieron activas después de M_1 . Otras, inclusive, podrían haber actuado como corrimientos en condiciones más frágiles durante D_2 (ver secciones IV.5 y V.5).

En los capítulos IV y VI se realizaron dos estimaciones de la deformación interna (*strain*) que actuó sobre marcadores con geometrías originales presumiblemente elipsoidales, deformados pasivamente con el conjunto de la roca en litologías similares (clastos de pizarra en depósitos volcaniclásticos ácidos de la Formación Lemaire). Los resultados indican elipsoides de deformación finita con geometrías proladas (valores k iguales a 4,19 y 8) y elipticidades de 3 y 3,08 sobre el plano principal x-z del elipsoide. Las lineaciones de estiramiento de los ejes mayores del elipsoide resultan oblicuas al rumbo de S_1 en ambas localidades analizadas. Asumiendo deformación plana, una posible interpretación para explicar la geometría y la orientación de los elipsoides de deformación finita obtenidos es la siguiente (Figura VII.1). Se parte de un aplastamiento inicial perpendicular a S_0 (por soterramiento), que produce elipsoides oblados con máximo estiramiento paralelo a S_0

(Figura VII.1 A, B). Durante los primeros estadios de D_1 (Figura VII.1 C), la contracción es paralela a S_0 y genera una compactación de la roca en esa dirección con pérdida de volumen, que da como resultado un elipsoide prolado con su eje mayor paralelo a S_0 y a los ejes de F_1 ; y ejes intermedios y mínimos verticales y horizontales, respectivamente. La contracción continuada finalmente produce una fábrica S_1 paralela a los ejes máximo e intermedio del elipsoide de deformación. La continuidad de la deformación durante D_1 (Figura VII.1 D) conduce a estiramiento en la dirección de transporte tectónico, produciendo deformación por constricción de los marcadores y rotación hacia la dirección de cizalla regional. La oblicuidad de los ejes mayores de los elipsoides de deformación resultantes respecto a la dirección de transporte tectónico dependerá, por lo tanto, de la cantidad de rotación producida, que a su vez depende de la reología de los materiales deformados y del nivel estructural de los mismos durante D_1 , tendiendo al paralelismo en los niveles estructurales más profundos.

Bruhn (1979, su Figura 14) relacionó los estilos estructurales de este segmento del CCAF con los niveles estratigráficos de las rocas involucradas en la deformación, considerando deformación por constricción en los niveles inferiores, variable entre aplanamiento y constricción en niveles intermedios y deformación por aplanamiento en los superiores. La deformación por constricción propuesta en el estadio “D” de la Figura VII.1 está contemplada en el esquema de este autor, en el sentido que los marcadores analizados pertenecen a niveles estratigráficos ubicados hacia el techo de la Formación Lemaire.

Las evidencias e interpretaciones mencionadas para la primera fase de deformación apoyan, en su conjunto, la presencia de una faja corrida y plegada en un ambiente metamórfico de muy bajo a bajo grado (con una componente de cizalla simple afectando a escala regional la totalidad del paquete estratigráfico enmarcado en la Cuenca Rocas Verdes), con dirección de transporte tectónico hacia el Norte-Noreste. Este estadio de la orogenia en

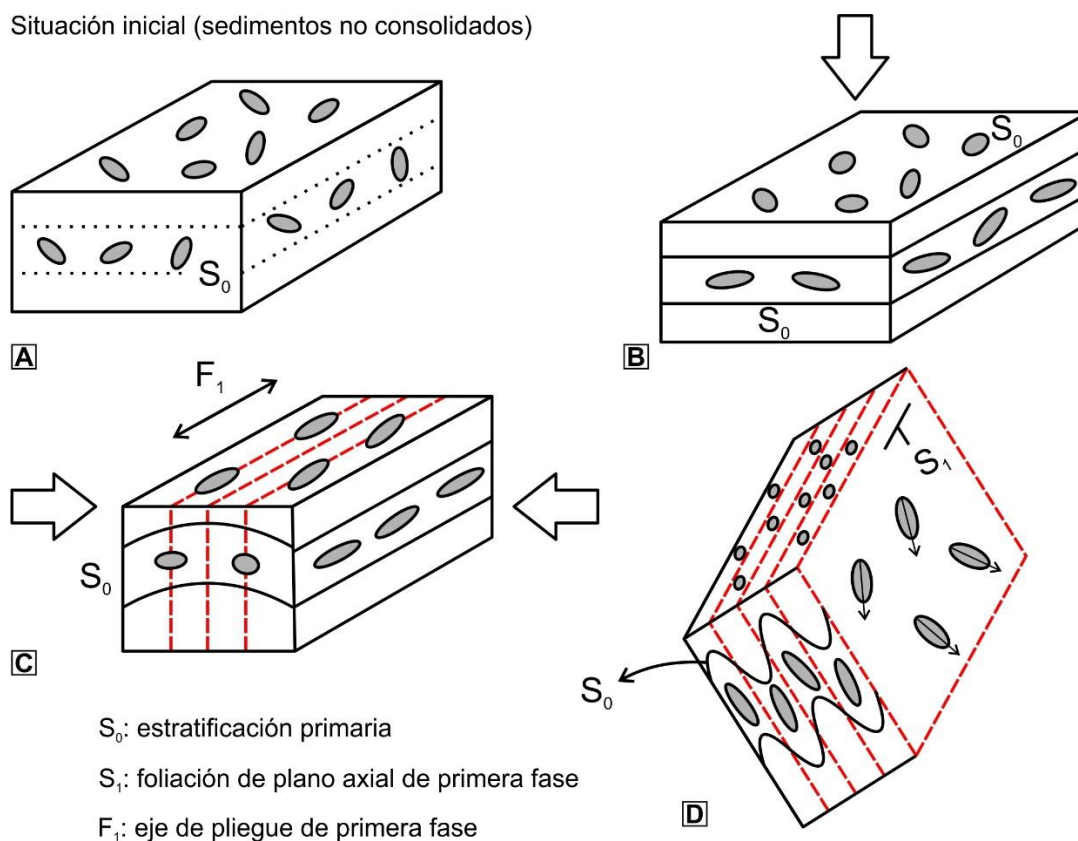


Fig. VII.1. Deformación progresiva de los marcadores de pizarra en facies volcanoclásticas ácidas de la Formación Lemaire. A. Estadio inicial, asumiendo la ausencia de una fábrica sedimentaria preferencial. B. Soterramiento y compactación. C – D. Deformación asociada a D_1 . Explicación en el texto.

los Andes Fueguinos se ha explicado mediante un mecanismo de obducción actuando al inicio del cierre de la CRV, desde ca. 100 Ma (Bruhn, 1979; Dalziel y Palmer, 1979; Tanner y Macdonald, 1982; Klepeis, 1994; Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell et al., 2017a).

VII.3 DEFORMACIÓN ASOCIADA A FALLAMIENTO FRÁGIL/DÚCTIL DURANTE LA SEGUNDA FASE DE DEFORMACIÓN

La segunda fase de deformación (D_2) del CCAF produjo fallamiento y replegamiento de las metamorfitas y estructuras generadas durante D_1/M_1 y D_1/M_{1D} . De acuerdo con estudios previos en los Andes Fueguinos y los datos presentados en esta tesis, se reconoce

que las estructuras D_2 presentan una distribución más localizada que las estructuras D_1 , y están íntimamente vinculadas a fallamiento en condiciones frágiles/dúctiles (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell et al., 2017a; “fase de corrimientos” de Klepeis, 1994 y Klepeis et al., 2010).

En los capítulos III a VI se mapearon y describieron zonas de cizalla de naturaleza frágil/dúctil y fallas (corrimientos con cinemática de techo al Norte y Noreste) donde se desarrollaron rocas cataclásticas (brechas y cataclasitas cohesivas) y estructuras de cizalla asociadas que deforman las estructuras previas $-D_1-$. En las adyacencias de los corrimientos mayores se produjo el replegamiento de las superficies S_1 , generando pliegues F_2 de escala mesoscópica con una foliación de crenulación asociada. Una excepción a esta restricción espacial del plegamiento F_2 lo constituye la Formación Lapataia; la cual, como se ha señalado, corresponde a un nivel estructural más profundo donde una reología más dúctil permitió el desarrollo más generalizado del plegamiento de segunda fase. No se descarta la posibilidad que parte de la deformación D_2 registrada en la Formación Lapataia sea producto del desplazamiento sobre un despegue de piso, ubicado en profundidad.

El menor orden de plegamiento relacionado a F_2 lo constituyen el “sinclinal Ushuaia” y la antiforma del valle Tierra Mayor y la Sierra Alvear. Estas estructuras han sido indicadas previamente por Bruhn (1979) y Torres Carbonell y Dimieri (2013). El sinclinal Ushuaia presenta un eje de plegamiento que inclina al Sudeste, y fue corroborado en el campo en una zona de culminación lateral o “nariz” en el capítulo IV de esta tesis. La antiforma que abarca la casi totalidad de la Sierra Alvear se confirma a partir del mapeo de las unidades involucradas, y de la orientación del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán (y su equivalente lateral hacia el Norte, Formación Beauvoir).

El contacto entre las Formaciones Lemaire (Jurásico Superior) y Yahgán (Cretácico Inferior) en los Andes Fueguinos argentinos ha sido indicado previamente como una superficie de despegue plegada (Torres Carbonell y Dimieri, 2013). Una estructura similar fue señalada anteriormente por Klepeis (1994) en el monte Hope y el cerro Verde (Noreste de Cordillera Darwin), en el contacto entre las Formaciones Tobífera y Río Jackson (despegue río Jackson -*Río Jackson Décollement*-). Otra zona de cizalla posiblemente equivalente fue identificada por Tanner y Macdonald (1982) en las Islas Georgias del Sur (entre las Formaciones Cumberland Bay y Sandebugten) En este trabajo de tesis se presentan datos que corroboran el cizallamiento (post-D₁) alojado en la zona de contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán-Beauvoir en todos los sectores analizados en detalle (capítulos III a VI), y el subsecuente plegamiento de esta superficie en sinformas y antiformas de primer orden (Figura II.1).

En Cordillera Darwin se han determinado con métodos termocronológicos (trazas de fisión en circón, apatito y titanita; y temperatura de cierre de minerales metamórficos) un primer evento de rápido enfriamiento entre 90 y 70 Ma; seguido por un episodio de enfriamiento relativamente lento, estimado entre 60 y 40 Ma, con un pico de enfriamiento en 50 Ma (Nelson, 1982; Kohn et al., 1995). Existen, además, evidencias de un episodio de levantamiento más reciente (Eoceno Tardío), calculado en la Sierra Alvear mediante trazas de fisión en apatito y circón y análisis de (U-Th-Sm)/He por Gombosi et al. (2009). Se interpreta que las estructuras D₂ descritas en esta tesis están relacionadas a estos eventos de exhumación del orógeno. En la sección VII.5 se discutirá la posibilidad que gran parte del acortamiento generado en el CCAF durante esta fase de deformación haya sido transmitido hacia el antepaís (deformación en el ámbito de la FCPF -faja corrida y plegada fueguina-).

VII.4 ESTRUCTURAS FRÁGILES ASOCIADAS A LA TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN

En esta tesis se reconocieron estructuras asociadas a una tercera fase de deformación (D_3), sobre las cuales no existen antecedentes bibliográficos. Se trata de estructuras frágiles (deflexión de foliaciones previas, bandas *kink* y pliegues mesoscópicos abiertos), con una orientación aproximadamente perpendicular a las estructuras asociadas a D_1 y D_2 y una distribución no homogénea, de ocurrencia esporádica en la zona de tesis. Si bien la información disponible es insuficiente para abordar conclusiones definitivas, una posible interpretación para estas estructuras es que estén relacionadas a fallamiento de rumbo regional en un régimen frágil a lo largo de los sistemas de fallas Magallanes-Fagnano y canal Beagle, que como se ha mencionado en la literatura, es posterior a la tectónica compresiva de los Andes Fueguinos (Torres Carbonell et al., 2008; Klepeis et al., 2010). De ser así, la dirección de contracción paralela al rumbo del orógeno sugerida por la orientación de los pliegues F_3 podría deberse a la deflexión de trayectorias de esfuerzo máximo de SO-NE a E-O ocasionada por perturbaciones de esfuerzo en las cercanías de los sistemas de fallas de rumbo de primer orden, como sugirieron Maestro et al. (2016, 2018). Una segunda posible interpretación es que estas estructuras, con dirección de acortamiento paralelas al eje del orógeno, respondan a tasas de levantamiento diferenciales en algún momento durante D_2 , presumiblemente mayores hacia el Oeste (Cordillera Darwin), produciendo un basculamiento regional hacia el Este. Otra posible interpretación es que estas estructuras estén asociadas a los F_2 , generadas por perturbaciones locales de esfuerzo en zonas deformadas durante la segunda fase, produciendo plegamiento con ejes perpendiculares a las orientaciones predominantes de las estructuras D_2 . Observaciones puntuales en la zona costera del canal Beagle, donde se reconocieron pliegues F_3 afectando superficies S_1 y sus lineaciones de crenulación (generadas durante D_2) apuntan a la primera o segunda posibilidad. Por otro lado,

la existencia conjunta de estructuras F_2 y F_3 en zonas de corrimientos D_2 podrían sustentar la tercera hipótesis mencionada, por lo que estas apreciaciones son preliminares y requieren mayor análisis.

VII.5 MODELO TECTÓNICO DEL CIERRE DE LA CUENCA ROCAS VERDES

Al inicio de esta tesis se enunció la hipótesis sobre la cual se estableció el plan de trabajo y formularon los objetivos que guiaron esta investigación (sección I.1.1). Esta planteaba un mecanismo de deformación que explica el levantamiento y exhumación del CCAF mediante un sistema de dúplex de escala regional, cuyo despegue de techo transmitió acortamiento a la FCPF (Torres Carbonell y Dimieri, 2013). Este modelo establece una conexión estructural entre el cinturón central del orógeno y el ámbito de la faja corrida y plegada, en contraposición con otros, que consideran que gran parte de la deformación acaecida en el núcleo orogénico entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno ocurrió fuera de secuencia (Klepeis, 1994; Kley et al., 1999; Kraemer, 2003; Rojas y Mpodozis, 2006).

La información geológica obtenida del mapeo de cuatro zonas estratégicas de los Andes Fueguinos entre el canal Beagle y el lago Fagnano, asistido por el análisis petrográfico y microtectónico de láminas delgadas se resumió en la Figura II.1, y desarrolló en detalle entre los capítulos III y VI. Entre los resultados más relevantes que se lograron, a los efectos del modelo planteado, se destaca el reconocimiento de zonas de cizalla frágil/dúctil con cinemática de corrimientos con vergencia al Norte-Noreste en la Formación Lemaire, y la presencia de una zona de cizalla en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán-Beauvoir distribuida regionalmente, consistente con la existencia de un despegue (plegado) en este nivel estratigráfico de la CRV. Tanto en los corrimientos como en el despegue, las relaciones de superposición de estructuras estudiadas verifican que el

fallamiento ocurrió después de la primera fase de deformación, y en condiciones más frágiles que ésta. En el sector del cañadón Bianchi, inclusive, se pueden continuar las zonas de cizalla (correspondientes a corrimientos) y notar que cortan secuencia arriba la Formación Lemaire hasta conectar con el despegue en la base de la Formación Yahgán.

En resumen, la historia del cierre de la Cuenca Rocas Verdes y la orogénesis asociada (Figura VII.2) puede reconstruirse desde la primera fase de deformación $-D_1-$, iniciada hacia ca. 100 Ma. Se ha propuesto que el cambio de régimen de extensional a compresivo que ocasionó la inversión de la cuenca y el inicio de la orogenia respondió a variaciones en la cinemática de placas a nivel global, asociadas a la aceleración de las tasas de expansión del Océano Atlántico a lo largo de la dorsal centro-Atlántica (Dalziel, 1986; Calderón et al., 2007; Klepeis et al., 2010).

Hacia fines del Cretácico Temprano, la Cuenca Rocas Verdes estaba constituida por rocas sedimentarias e ígneas correspondientes a los protolitos de las Formaciones Lapataia (sedimentitas finas, volcaniclastitas y volcanitas ácidas y básicas del Jurásico Superior), Lemaire (sedimentitas finas, niveles conglomerádicos, volcaniclastitas y volcanitas ácidas y básicas del Jurásico Superior), Yahgán (sedimentitas finas con intercalaciones de bancos conglomerádicos de ambiente marino profundo, depositadas durante el Cretácico Inferior e intruidas por las plutonitas del Gabro Puente Quemado) y Beauvoir (lutitas y grauvacas finamente intercaladas, depositadas en un ambiente de plataforma en el Cretácico Inferior) (Figura VII.2 A).

Durante D_1 , estas rocas fueron deformadas en condiciones dúctiles y metamorfizadas (metamorfismo dinamo-térmico, M_1). Este estadio de cierre de la cuenca se asocia al choque de un arco volcánico ubicado hacia el Sur-Sudoeste contra el margen sudoccidental de Gondwana, produciendo el cierre y la obducción de la Cuenca Rocas Verdes (Bruhn, 1979;

Klepeis et al., 2010). El grado de apretamiento de los pliegues F_1 depende de la competencia de las rocas afectadas y del nivel estructural de las mismas durante D_1 . Asimismo, el grado metamórfico alcanzado fue mayor en los niveles estructurales más profundos (Figura VII.2 B). Poco después de logrado el pico metamórfico (dinamo-térmico), la concentración de la cizalla en limbos de pliegues volcados hacia el Norte-Noreste (coordenadas actuales) con litologías volcanoclásticas ácidas favoreció el desarrollo de zonas de cizalla dúctil con milonitas, asociadas a metamorfismo dinámico de escala local (M_{1D}) en las Formaciones Lapataia y Lemaire (Figura VII.2 C). Es probable que la deformación progresiva no-coaxial del relleno de la CRV durante D_1 haya ocurrido por encima de un despegue basal, el cual podría coincidir con el despegue de piso involucrado en D_2 , y la zona de cizalla ubicada en niveles corticales medios postulada por Klepeis et al. (2010) para la zona de sutura colisional entre el arco magmático y el margen cratónico de la CRV.

En los primeros estadios de la segunda fase de deformación, la concentración de la cizalla en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán produjo localmente foliaciones de transposición y plegamiento apretado a isoclinal (deformación dúctil), hasta producirse la ruptura y deformación por cataclasis en condiciones frágiles/dúctiles (Figura VII.2 C). Los corrimientos D_2 más antiguos se generaron en el retropaís a partir de un despegue de piso, probablemente alojado en niveles corticales medios, surgido desde la interferencia entre la CRV obductada y la corteza continental subductada (Klepeis et al., 2010; Torres Carbonell y Dimieri, 2013); conectando secuencia arriba con un despegue de techo activo en el contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán. El avance de la deformación hacia el Norte-Noreste (coordenadas actuales) se produjo mediante el levantamiento sucesivo de láminas de corrimiento (*horses* del dúplex), generando pliegues de primer orden como producto de apilamiento antiformal (*antiformal stacking*) de las mismas

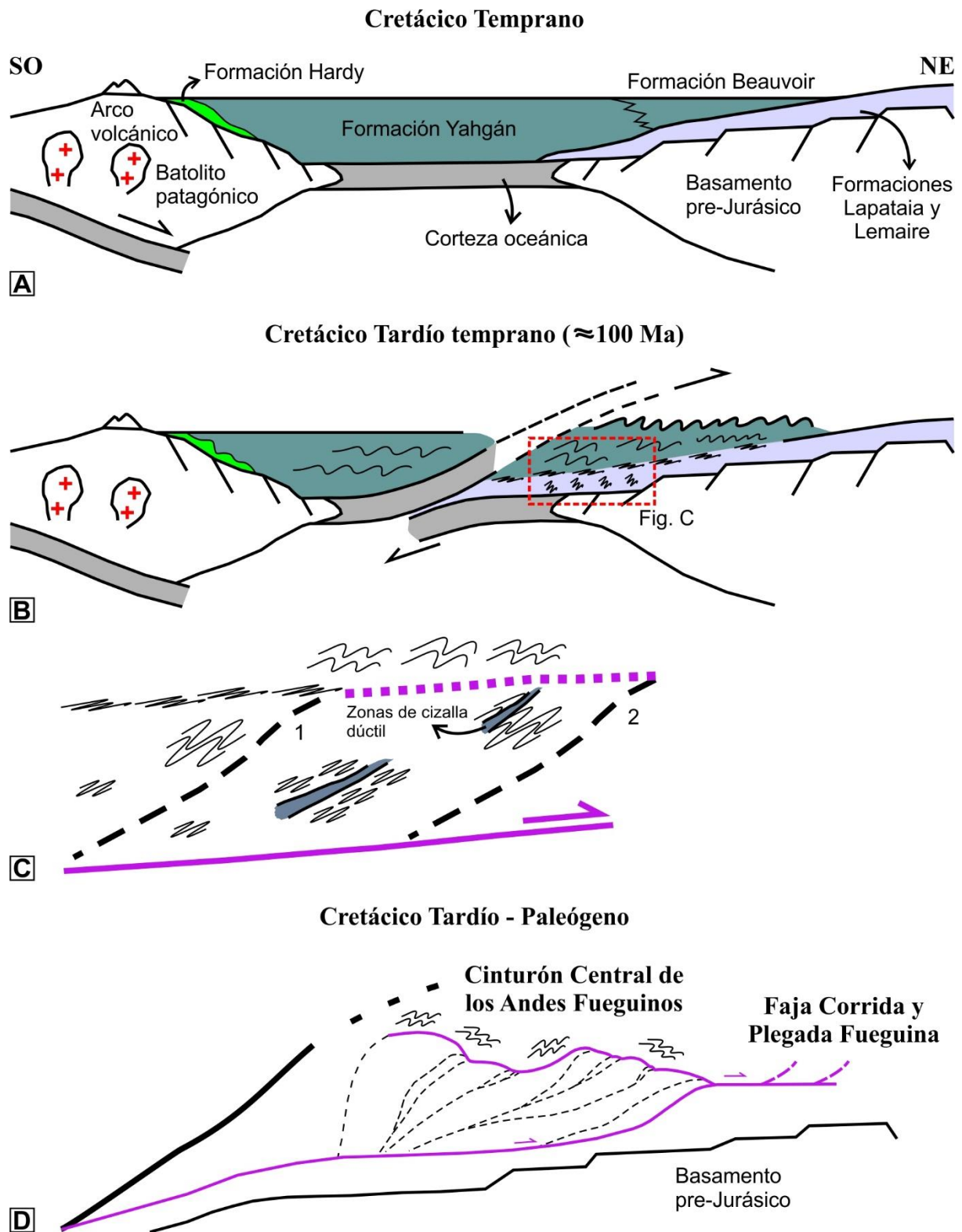


Fig. VII.2. Evolución cinemática esquemática del cierre de la Cuenca Rocas Verdes. Explicación en el texto.

(Figura VII.2 D). Se ha propuesto que el despegue de techo del dúplex del núcleo orogénico corresponde a un despegue basal en la FCPF, de modo que el acortamiento generado durante D₂ (como fue definida para este segmento del CCAF) fue transmitido hacia el antepaís generando al menos 6 episodios contraccionales entre el Cretácico Tardío e inicios del Mioceno (Torres Carbonell y Dimieri, 2013; Torres Carbonell et al., 2017b). Una excepción a esto lo constituye la falla que pone en contacto la Formación Lapataia con la Formación Lemaire (corrimiento Mina Beatriz), interpretada, *a priori*, como una falla fuera de secuencia, que por lo tanto no transmitió acortamiento hacia el antepaís, al menos durante parte de su evolución cinemática. Esta estructura ha sido indicada como una posible falla de ruptura - *breaching thrust*- (Torres Carbonell y Dimieri, 2013), lateralmente equivalente hacia el Noroeste con el “corrimiento de basamento” o “corrimiento Glaciar Marinelli” (Klepeis, 1994; Klepeis et al., 2010). Esta última fue descrita como una falla fuera de secuencia que monta, en este caso, rocas de basamento sobre pizarras y filitas de la Formación La Paciencia (Cretácico Inferior).

En la transecta geológica/estructural de la Figura II.1 se incluyen todas las estructuras (y su cinemática correspondiente) detectadas en superficie entre el canal Beagle y el lago Fagnano. Se reconoce el despegue de techo del sistema de dúplex (plegado) y las principales láminas de corrimiento halladas en la Formación Lemaire, responsables de transmitir acortamiento hacia el despegue, y generar plegamiento F₂ de primer orden por apilamiento de estas escamas a medida que la deformación avanzó hacia el antepaís. En el extremo NE de la transecta, se interpreta un corrimiento en profundidad, necesario para producir el levantamiento del nivel estructural del despegue respecto del que tiene en el sinclinal Ushuaia.

La falta de información de subsuelo, la gran extensión de zonas cubiertas (por ejemplo, el valle Tierra Mayor), y la compleja geometría de algunas de las zonas de cizalla (anastomosadas y con cambios de orientación muy variables) dificultan, por el momento, la confección de un modelo geométrico balanceado. No obstante, la interpretación de la evolución cinemática esquemática de la Figura VII.2 integra coherentemente toda la información desarrollada a lo largo de la tesis, en el ámbito del núcleo orogénico, la cual es consistente con el emplazamiento de un sistema de dúplex (con apilamiento antiforme) de escala regional, a partir de la segunda fase de deformación en los Andes Fueguinos.

VII.6 DEFORMACIÓN PROGRESIVA Y FASES DE DEFORMACIÓN EN EL CINTURÓN CENTRAL DE LOS ANDES FUEGUINOS

Al comienzo de esta tesis se definieron los criterios considerados para la clasificación y presentación de los datos estructurales (sección I.1.5.b). Como se dijo, este esquema de organización responde a un orden cronológico de generación de las estructuras, definiéndose tres fases de deformación sucesivas (D₁, D₂ y D₃).

El término “fase de deformación” ha sido largamente discutido en la bibliografía, a menudo contrapuesto con el concepto de deformación progresiva. En este sentido, algunos autores recomiendan, a modo de premisa, considerar que la deformación de una región siguió una historia de deformación progresiva, sin necesidad de ser subdividida en fases de deformación, a menos que existan evidencias significativas que lo requieran (Fossen et al., 2018). Surge, por consiguiente, la necesidad de establecer los criterios más importantes que permiten distinguir fases de deformación. Para tal fin, se ha sugerido evaluar diferencias en las condiciones metamórficas, o cambios significativos en el campo de esfuerzos regional (Park, 1969; Passchier y Trouw, 2005).

En el caso del CCAF, el esquema de clasificación de estructuras por el que se optó permite relacionarlas a episodios relevantes y claramente distinguibles durante el cierre de la CRV, especialmente en el caso de D₁ y D₂. De este modo, la primera fase está asociada a metamorfismo regional y dinámico (en zonas de cizalla dúctil), con una marcada componente de cizalla simple debida a la obducción de la CRV. La segunda fase corresponde a fallamiento en condiciones frágiles/dúctiles, relacionada al emplazamiento de un sistema de dúplex, produciendo engrosamiento cortical y transmitiendo acortamiento hacia la FCPF. Si bien en este segmento del orógeno la orientación de las estructuras D₁ y D₂ es similar, se han reconocido variaciones de orientación entre estructuras equivalentes en otros sectores de los Andes Fueguinos (Torres Carbonell et al., 2017a). El significado de las estructuras D₃, por su parte, es aún desconocido.

Esta separación en fases responde al criterio de subdividir la historia geológica de la zona en etapas de deformación distinguibles, aunque claramente enmarcadas en una evolución progresiva de la deformación, entendiendo esta última como “cambios que ocurren como distorsiones internas y rotaciones de un cuerpo como resultado del desplazamiento progresivo de sus partículas constituyentes. Las distorsiones y rotaciones incrementales quedan registradas en la geometría y las rotaciones de la elipse de deformación incremental” (Ramsay y Huber, 1983). Se entiende que, al analizarse la deformación finita, el camino de la deformación hasta este estado puede considerarse en su conjunto “deformación progresiva”, lo cual no impide subdividirla en fases con características distintas.

CONCLUSIONES

Se analizó la geología de un sector del núcleo orogénico (cinturón central de deformación) de los Andes Fueguinos entre el canal Beagle y el lago Fagnano, dentro del territorio argentino de la Isla Grande de Tierra del Fuego. La información obtenida contribuye al conocimiento estructural y estratigráfico de este segmento del orógeno, y se resume en un mapa regional de la zona de tesis (de escala aproximada 1:200.000) y en mapas de mayor escala de cuatro sectores de la cordillera analizados en detalle, complementados por transectas geológicas.

El análisis petrográfico (desde escala de afloramiento a lámina delgada) permite realizar algunos aportes al conocimiento estratigráfico de los Andes Fueguinos. Al respecto, entre las conclusiones alcanzadas más relevantes, se destaca el estudio petrográfico detallado de la Formación Lapataia. Este, complementado con análisis estructurales y microtectónicos, permite tomar posición sobre el desconocimiento de la edad precisa (o posición estratigráfica) de esta unidad. Los datos mostrados sugieren (como otros autores ya han planteado, aunque no de forma conclusiva), que la Formación Lapataia es parte de la secuencia de *rift* jurásica asociada a la apertura de la Cuenca Rocas Verdes. El mayor grado metamórfico que presenta respecto a la Formación Lemaire (Jurásico Superior) se debe a su ubicación en niveles estructurales más profundos dentro del paquete jurásico al momento del pico de metamorfismo dinamo-térmico que acompañó la primera fase de deformación en la zona.

En cuanto a las Formaciones Lemaire, Yahgán (Cretácico Superior) y Beauvoir (Cretácico Superior), las litologías y posibles ambientes primarios ígneos y sedimentarios interpretados coinciden en su gran mayoría con la información disponible en la bibliografía. Se destacan como novedosos los hallazgos de peperitas en facies básicas de la Formación Lemaire en el Monte Olivia, las brechas volcánicas en la base de la Formación Yahgán cerca

de la laguna Superior, y el nivel de conglomerados epiclásticos con restos vegetales intercalado con depósitos heterolíticos marinos profundos en esta misma unidad en el valle del río Velo de Novia. La estratigrafía y estructura del sector del cañadón Bianchi, por su parte, eran desconocidas en su totalidad al comienzo de esta tesis.

El estudio del metamorfismo revela un gran número de paragénesis en una diversidad de grupos litológicos, contribuyendo al conocimiento de la relación entre la presencia de minerales índice y la distribución y posibles grados de metamorfismo dinamo-térmico que afectaron las cuatro Formaciones geológicas estudiadas. A grandes rasgos, el grado metamórfico es bajo (esquistos verdes inferior) en la Formación Lapataia, variable entre muy bajo y bajo en la Formación Lemaire (sub-esquistos verdes a esquistos verdes inferior) y muy bajo en las Formaciones Yahgán y Beauvoir, si bien existen variaciones espaciales y un fuerte control litológico.

La primera fase de deformación estuvo vinculada al choque de un arco volcánico ubicado hacia el Sur-Sudoeste contra el margen sudoccidental de Gondwana, produciendo el cierre y la obducción de la Cuenca Rocas Verdes. La deformación en este estadio involucró plegamiento en condiciones dúctiles con una fuerte componente de cizalla simple distribuida regionalmente, y dirección de transporte tectónico hacia el Norte-Noreste (coordenadas actuales). Durante esta fase, probablemente luego del pico de metamorfismo regional, se desarrollaron zonas de cizalla dúctiles con rocas miloníticas como producto de metamorfismo dinámico localizado. Estas evolucionaron por cizallamiento progresivo en condiciones dúctiles sobre limbos de pliegues de bajo orden, apretados o isoclinales, compuestos por protolitos volcanoclásticos ácidos de las Formaciones Lapataia y Lemaire. En esta tesis se distingue y discute la diferencia entre las rocas miloníticas genéticamente vinculadas a zonas de cizalla dúctiles con metamorfismo dinámico (tectonitas), de aquellas metamorfitas

asociadas a metamorfismo regional que contienen fábricas similares producto de la componente de cizalla simple involucrada en la deformación durante la primera fase.

Una segunda fase de deformación, de naturaleza frágil/dúctil, produjo gran parte del levantamiento del orógeno registrado en los Andes Fueguinos, y se sugiere que la mayoría del acortamiento generado de este modo fue transmitido hacia el antepaís desde el Cretácico Tardío. Se ha propuesto, y corrobora en esta tesis, el emplazamiento de un dúplex cortical de escala regional. Este sistema involucró, por sectores, el apilamiento de las escamas de corrimiento (*antiformal stacking*) y el plegamiento de su despegue de techo (desactivados hacia el retropaís), generando las sinformas y antiformas de primer orden de la zona de tesis. El avance de la deformación mediante el sistema de dúplex funcionó transmitiendo acortamiento hacia la Faja Corrida y Plegada Fueguina (hacia el antepaís) a través de su despegue de techo, alojado en el entorno del contacto entre las Formaciones Lemaire y Yahgán.

Finalmente, se describen estructuras frágiles (denominadas D₃) que no han sido estudiadas previamente. Estas son aparentemente posteriores, de naturaleza relativamente más frágil y orientación aproximadamente perpendicular respecto de las estructuras D₁ y D₂. Están mayormente representadas por pliegues muy abiertos o tipo *kink*. Respecto a su posible origen se formulan tres hipótesis, dejando abierta su resolución y expresándose la necesidad de realizar futuros estudios que permitan apoyarse en una u otra.

BIBLIOGRAFÍA

- Acevedo, R., 1995. Las micas en la Metamorfita Lapataia, Tierra del Fuego: condiciones metamórficas de P-T en la presencia de fengita. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50, 237-242.
- Acevedo, R.D., 1988. Estudios geológicos areales y petroestructurales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tesis de Doctor. 247 p.
- Acevedo, R.D., Linares, E., Ostera, H.A., Valín-Alberdi, M.L., 2002. La Hornblendita Ushuaia (Tierra del Fuego): Geoquímica y Geocronología. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57, 133-142.
- Acevedo, R.D., Reche, J., González Guillot, M., 2008. Los esquistos de Lapataia (Tierra del Fuego) en el contexto geológico regional, en: Zappettini, E.O., Crosta, S., González, M.A., Segal, S.J. (Eds.), *Actas del XVII Congreso Geológico Argentino, Jujuy. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires*, pp. 811-812.
- Acevedo, R.D., Roig, C.E., Linares, E., Ostera, H.A., Valín-Alberdi, M.L., Queiroga-Mafra, J.M., 2000. La intrusión plutónica del Cerro Jeu-Jepén. Isla Grande de Tierra del Fuego, República Argentina, *Cadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe, A Coruña*, pp. 357-359.
- Aguirre Urreta, M., Suárez, M., 1985. Belemnites de una secuencia turbidítica volcanoclástica de la Formación Yahgan -- Thitoniano-Cretácico inferior del extremo sur de Chile, *IV Congreso Geológico Chileno*, pp. 1-16.
- Alvarez-Marrón, J., McClay, K., Harambour, S., Rojas, L., Skarmeta, J., 1993. Geometry and evolution of the frontal part of the Magallanes foreland thrust and fold belt (Vicuña Area), Tierra del Fuego, Southern Chile. *AAPG Bulletin* 77, 1904-1921.
- Allen, R., 1982. Geología de la Cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos entre los 51°00' y 52°15' Lat. S, Magallanes, Chile. *Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería* 38, 1-46.
- Árkai, P., Sassi, F., Desmons, J., 2007. Very low- to low-grade metamorphic rocks, en: Fettes, D., Desmons, J. (Eds.), *Metamorphic rocks : a classification and glossary terms*. Cambridge University Press, New York, pp. 36-42.
- Barbeau, J., David L., Gombosi, D.J., Zahid, K.M., Bizimis, M., Swanson-Hysell, N., Valencia, V., Gehrels, G.E., 2009. U-Pb zircon constraints on the age and provenance of the Rocas Verdes basin fill, Tierra del Fuego, Argentina. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q12001. doi:10.1029/2009gc002749.
- Bellanger, M., Bellahsen, N., Jolivet, L., Baudin, T., Augier, R., Boutoux, A., 2014. Basement shear zones development and shortening kinematics in the Ecrins Massif, Western Alps. *Tectonics* 33, 2013TC003294. doi:10.1002/2013tc003294.
- Betka, P., Klepeis, K., Mosher, S., 2015. Along-strike variation in crustal shortening and kinematic evolution of the base of a retroarc fold-and-thrust belt: Magallanes, Chile 53°S-54°S. *Geological Society of America Bulletin*. doi:10.1130/b31130.1.
- Biddle, K., Uliana, M., Mitchum Jr., R., Fitzgerald, M., Wright, R., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America, en: Allen, P.A., Homewood, P. (Eds.), *Foreland Basins. International Association of Sedimentologists Special Publication*. Blackwell, pp. 41-66.
- Biel, C., Subías, I., Acevedo, R.D., Yusta, I., Velasco, F., 2012. Mineralogical, IR-spectral and geochemical monitoring of hydrothermal alteration in a deformed and metamorphosed Jurassic VMS deposit at Arroyo Rojo, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 35, 62-73. doi:10.1016/j.jsames.2011.11.005.
- Biel, C., Subías, I., Fanlo, E., Mateo, E., Acevedo, R.D., 2010. The Arroyo Rojo volcanic-hosted massive sulphide deposit (Tierra del Fuego, southernmost Argentina): geology, mineralogy, petrography and mineral chemistry. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 27, 84-96.

- Biel, C., Subías, I., Fanlo, I., Billström, K., Acevedo, R.D., 2016. Multi-isotope approach for the identification of metal and fluid sources of the Arroyo Rojo VMS deposit, Tierra del Fuego, Argentina. *Ore Geology Reviews* 79, 241-253.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.05.019>.
- Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A., Maldonado, A., Rodríguez-Fernández, J., Schreider, A., Suriñach, E., 2007. Extensional deformation and development of deep basins associated with the sinistral transcurrent fault zone of the Scotia–Antarctic plate boundary. *Geological Society, London, Special Publications* 290, 203-217. doi:10.1144/sp290.6.
- Bohoyo, F., Larter, R.D., Galindo-Zaldívar, J., Leat, P.T., Maldonado, A., Tate, A.J., Gowland, E.J.M., Arndt, J.E., Dorschel, B., Kim, Y.D., Hong, J.K., Flexas, M., López-Martínez, J., Maestro, A., Bermudez, O., Nitsche, F.O., Livermore, R.A., Riley, T.R., 2016. Bathymetry and Geological Setting of the Drake Passage BAS GEOMAP 2 Series, Sheet 7. Escala 1:1.500.000. British Antarctic Survey.
- Bonarelli, G., 1917. Tierra del Fuego y sus turberas. *Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería* 12.
- Borrello, A., 1969. Los geosinclinales de la Argentina, Buenos Aires, 188 p.
- Borrello, A., 1972. Cordillera Fueguina, *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 741-754.
- Borromei, A., Ponce, J., Coronato, A., Candel, M., Olivera, D., Okuda, M., 2014. Reconstrucción de la vegetación posglacial y su relación con el ascenso relativo del nivel del mar en el extremo este del canal Beagle, Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geology* 41, 362-379.
doi:<http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV41n2-a05>.
- Borromei, A.M., Coronato, A., Quattrocchio, M., Rabassa, J., Grill, S., Roig, C., 2007. Late Pleistocene–Holocene environments in Valle Carbajal, Tierra del Fuego, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 23, 321-335. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.02.008>.
- Boyer, S.E., Elliott, D., 1982. Thrust systems. *AAPG Bulletin* 66, 1196-1230.
- Broili, C., Klohn, M., Hodder, R.W., 2000. Exploration, geology and mineral deposits in the Fin del Mundo project, Tierra del Fuego, Argentina, en: Sherlock, R., Logan, M.A.V. (Eds.), *VMS Deposits of Latin America*. Special Paper. Geological Association of Canada, pp. 567-591.
- 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, 998-1012.
- Bruhn, R.L., Stern, C.R., 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, 32-46.
- Calderón, M., Fildani, A., Hervé, F., Fanning, C.M., Weislogel, A., Cordani, U., 2007. Late Jurassic bimodal magmatism in the northern sea-floor remnant of the Rocas Verdes basin, southern Patagonian Andes. *Journal of the Geological Society, London* 164, 1011-1022.
doi:10.1144/0016-76492006-102.
- Calderón, M., Fosdick, J.C., Warren, C., Massonne, H.J., Fanning, C.M., Cury, L.F., Schwanethal, J., Fonseca, P.E., Galaz, G., Gaytán, D., Hervé, F., 2012. The low-grade Canal de las Montañas Shear Zone and its role in the tectonic emplacement of the Sarmiento Ophiolitic Complex and Late Cretaceous Patagonian Andes orogeny, Chile. *Tectonophysics* 524–525, 165-185.
doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.034>.
- Camacho, H.H., 1948. *Geología de la cuenca del Lago Fagnano o Cami*. Universidad de Buenos Aires. Tesis de PhD. 543 p.
- Camacho, H.H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 22, 253-280.
- Caminos, R., 1980. Cordillera Fueguina, en: Turner, J.C. (Ed.), *Geología Regional Argentina, II Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 1463-1501.

- Caminos, R., Haller, M.J., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R., Ramos, V., 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego, Actas VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, pp. 759-786.
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J., 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. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.002>.
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J., Frisicale, M.C., Dimieri, L.V., 2015. Evidencias meso y microestructurales de una faja milonítica regional en el Monte Olivia, Tierra del Fuego: implicancias para la evolución tectónica de los Andes Fueguinos, en: García, V., Bechis, F., Giacosa, R., Giambiagi, L., Orts, D. (Eds.), XVI Reunión de Tectónica, Acta de resúmenes. Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, pp. 126-127.
- Cerrodo, M.E., Tassone, A., Peroni, J., Menichetti, M., 2011a. Late Cretaceous magmatism in central Tierra del Fuego: Kranck Pluton, Fuegian Andes, Argentina, I Symposium on Igneous Petrology and Associated Metallogenesis, Tucumán, p. 9.
- Cerrodo, M.E., Tassone, A., Rapalini, A., Hervé, F., Fanning, M., 2011b. Campanian magmatism in the Fuegian Andes: new SHRIMP age of Jeujepén pluton. Argentina, Actas XVIII Congreso Geológico Argentino. S12 Tectónica Andina, Neuquén, p. 2.
- Coronato, A., 2014. Territorios Fueguinos: fisonomía, origen y evolución., en: Oría, J., Tívoli, A. (Eds.), Cazadores de mar y tierra. Estudios recientes en arqueología fueguina. Editora Cultural Tierra del Fuego, Ushuaia, pp. 43-63.
- Coronato, A., Coronato, F., Mazzoni, E., Vázquez, M., 2008. Physical geography of Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences* 11, 13-56.
- Coronato, A., Seppälä, M., Ponce, J.F., Rabassa, J., 2009. Glacial geomorphology of the Pleistocene Lake Fagnano ice lobe, Tierra del Fuego, southern South America. *Geomorphology* 112, 67-81. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.05.005>.
- 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, 135-147. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)90004-3](http://dx.doi.org/10.1016/0895-9811(94)90004-3).
- Cunningham, W.D., 1995. Orogenesis at the southern tip of the Americas: the structural evolution of the Cordillera Darwin metamorphic complex, southernmost Chile. *Tectonophysics* 244, 197-229. doi:[10.1016/0040-1951\(94\)00248-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00248-8).
- Chew, D.M., 2003. An Excel spreadsheet for finite strain analysis using the R_f/ϕ technique. *Computers & Geosciences* 29, 795-799. doi:[https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(03\)00027-X](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(03)00027-X).
- Dalziel, I., Dott Jr., R., Winn Jr., R., Bruhn, R., 1975. Tectonic relations of South Georgia Island to the southernmost Andes. *Bulletin of the Geological Society of America* 86, 1034-1040.
- 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, 319-335.
- Dalziel, I.W.D., 1986. Collision and Cordilleran orogenesis: an Andean perspective. *Geological Society, London, Special Publications* 19, 389-404. doi:[10.1144/gsl.sp.1986.019.01.22](https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1986.019.01.22).
- Dalziel, I.W.D., Caminos, R., Palmer, K.F., Nullo, F., Casanova, R., 1974a. South Extremity of Andes: Geology of Isla de los Estados, Argentine Tierra del Fuego. *AAPG Bulletin* 58, 2502-2512.
- Dalziel, I.W.D., Cortés, R., 1972. Tectonic style of the southernmost Andes and the Antarctic Andes. XXIV International Geological Congress 3, 316-327.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J., Palmer, K.F., 1974b. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250, 291-294.
- Dalziel, I.W.D., Lawver, L.A., Norton, I.O., Gahagan, L.M., 2013. The Scotia Arc: Genesis, Evolution, Global Significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 41, 767-793. doi:[doi:10.1146/annurev-earth-050212-124155](https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124155).

- Dalziel, I.W.D., Palmer, K.F., 1979. Progressive deformation and orogenic uplift at the southern extremity of the Andes. *Geological Society of America Bulletin* 90, 259-280.
- Darwin, C., 1846. *Geological observations of South America*. Smith Elder and Company, London, 279 p.
- De Ferrariis, C., 1938. en Fossa Mancini, E.; Feruglio, E.; Yussen de Campana, J.C. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 165, 44-45, 94-95.
- Dott, R.H., Winn, R.D., Dewit, M.J., Bruhn, R.L., 1977. Tectonic and sedimentary significance of Cretaceous Tekonika Beds of Tierra del Fuego. *Nature* 266, 620-622.
- Dunlap, W.J., Hirth, G., Teyssier, C., 1997. Thermomechanical evolution of a ductile duplex. *Tectonics* 16, 983-1000. doi:10.1029/97tc00614.
- Esteban, F., Tassone, A., Menichetti, M., Rapalini, A.E., Remesal, M.B., Cerredo, M.E., Lippai, H., Vilas, J.F., 2011. Magnetic fabric and microstructures across the Andes of Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geology* 38, 64-81. doi:10.5027/andgeoV38n1-a05.
- Felsch, J., 1912. Informe sobre el reconocimiento geológico de los alrededores de Punta Arenas y de la parte noroeste de la Tierra del Fuego, con el objeto de encontrar posibles yacimientos de petróleo. *Boletín Sociedad Nacional de Minería (Chile)* 24, 433-446, 481-500.
- Feruglio, E., 1938. en Fossa Mancini, E.; Feruglio, E.; Yussen de Campana, J.C. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras* 171, 31-95.
- Feruglio, E., 1942. Recientes progresos en el conocimiento geológico de la Patagonia y Tierra del Fuego, Primer Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología, pp. 380-401.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- Fester, G., 1935. Observaciones en la cordillera fueguina. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 119, 180-182.
- Fester, G., 1938. La Cordillera Darwin. *Anales de la Sociedad Científica Argentina* 126, 87-88.
- Fettes, D., Desmons, J., 2007. *Metamorphic rocks: A classification and glossary of terms, recommendations of the International Union of Geological Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, 256 p.
- Fildani, A., Cope, T.D., Graham, S.A., Wooden, J.L., 2003. Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology* 31, 1081-1084. doi:10.1130/g20016.1.
- Fildani, A., Hessler, A.M., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes Basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 117, 1596-1614. doi:doi: 10.1130/B25708.1.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017. Shear zones – A review. *Earth-Science Reviews* 171, 434-455. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.05.002.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., Pinheiro, R.V.L., Archanjo, C.J., 2018. Deformation – Progressive or multiphase?. *Journal of structural Geology* (en prensa). doi: doi.org/10.1016/j.jsg.2018.05.006
- Fuenzalida, R., Covacevich, C., 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico superior y Cretácico inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile, V Congreso Geológico Chileno, Santiago, pp. 159-183.
- Furque, G., 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 21, 61-66.
- Furque, G., Camacho, H.H., 1949. El Cretácico Superior de la costa atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 3, 263-305.
- Galindo-Zaldívar, J., Balanyá, J.C., Bohoyo, F., Jabaloy, A., Maldonado, A., Martínez-Martínez, J.M., Rodríguez-Fernández, J., Suriñach, E., 2002. Active crustal fragmentation along the Scotia–Antarctic plate boundary east of the South Orkney Microcontinent (Antarctica). *Earth and Planetary Science Letters* 204, 33-46. doi:http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00959-7.

- Ghiglione, M.C., 2002. Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57, 103-118.
- Ghiglione, M.C., Ramos, V.A., 2005. Progression of deformation and sedimentation in the southernmost Andes. *Tectonophysics* 405, 25-46. doi:10.1016/j.tecto.2005.05.004.
- Gombosi, D.J., Barbeau Jr, D.L., Garver, J.I., 2009. New thermochronometric constraints on the rapid Palaeogene exhumation of the Cordillera Darwin complex and related thrust sheets in the Fuegian Andes. *Terra Nova* 21, 507-515. doi:doi: 10.1111/j.1365-3121.2009.00908.x.
- González Guillot, M., 2009. Estudio petrogenético de plutones de la Cordillera Fueguina entre el lago Fagnano y el canal Beagle y algunas consideraciones sobre las mineralizaciones asociadas. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Tesis de PhD. 327 p.
- González Guillot, M., 2017. Evidencias de emplazamiento simultáneo de facies básicas y ácidas del magmatismo Jurásico de los Andes Fueguinos, en: Ibáñez, L.M., Grosse, P., Báez, M.A. (Eds.), *Actas XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 4 Petrología y geoquímica de rocas ígneas*. Asociación Geológica Argentina, San Miguel de Tucumán, pp. 42-47.
- González Guillot, M., Escayola, M., Acevedo, R., 2011. Calc-alkaline rear-arc magmatism in the Fuegian Andes: Implications for the mid-cretaceous tectonomagmatic evolution of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 1-16. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2010.11.002.
- González Guillot, M., Escayola, M., Acevedo, R., Pimentel, M., Seraphim, G., Proenza, J., Schalamuk, I., 2009. The Plutón Diorítico Moat: Mildly alkaline monzonitic magmatism in the Fuegian Andes of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 28, 345-359. doi:https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.006.
- González Guillot, M., Prezzi, C., Acevedo, R.D., Escayola, M., 2012. A comparative study of two rear-arc plutons and implications for the Fuegian Andes tectonic evolution: Mount Kranck Pluton and Jeu-Jepén Monzonite, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 38, 71-88. doi:10.1016/j.jsames.2012.05.006.
- González Guillot, M., Urraza, I., Acevedo, R.D., 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, 1-22.
- Gust, D.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W., Uliana, M.A., 1985. Associated middle to late Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics* 116, 223-253. doi:https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90210-0.
- Halpern, M., 1973. Regional Geochronology of Chile South of 50° Latitude. *Geological Society of America Bulletin* 84, 2407-2422. doi:10.1130/0016-7606(1973)84<2407:rgocso>2.0.co;2.
- Halpern, M., Rex, D., 1972. Time of folding of the Yahgan Formation and age of the Tekenika Beds, Southern Chile, South America. *GSA Bulletin* 83, 1881-1886.
- Halle, T.G., 1910. On Quaternary deposits and changes of level in Patagonia and Tierra del Fuego. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala* 9, 93-117.
- Halle, T.G., 1913. Some mesozoic plant-bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their floras. *Kungliga Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar* 51, 1-58.
- Hanson, B., Wilson, T., 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin, southern Andes, Chile and Argentina, en: Harmon, R., Rapela, C. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*, Geological Society of America Special Paper. Geological Society of America, Boulder, pp. 13-27.
- Harrington, H., 1943. Observaciones geológicas en la Isla de los Estados. *Anales Museo Argentino de Ciencias Naturales* 41. Geología. Publicación N°29, 29-52.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C.M., Kraus, S., Pankhurst, R.J., 2010a. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology* 37, 253-275.

- Hervé, F., Calderón, M., Faúndez, V., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta* 6, 43-53.
- Hervé, F., Fanning, C.M., 2003. Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro archipelago, southern Chile. *Episodes* 26, 285-289.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 107-123. doi:[https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00022-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00022-1).
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., Mpodozis, C., Klepeis, K., Calderón, M., Thomson, S.N., 2010b. 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, 555-568. doi:10.1144/0016-76492009-124.
- Hervé, F., Nelson, E., Kawashita, K., Suárez, M., 1981. New isotopic ages and the timing of orogenic events in the Cordillera Darwin, southernmost Chilean Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 55, 257-265. doi:[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90105-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90105-9).
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M., Yaxley, G.M., 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394. doi:10.1016/j.lithos.2007.01.007.
- Hervé, M., Suárez, M., Puig, A., 1984. The Patagonian Batholith S of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *Journal of the Geological Society* 141, 909-917. doi:10.1144/gsjgs.141.5.0909.
- Hirth, G., Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology* 14, 145-159. doi:[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(92\)90053-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(92)90053-Y).
- Hyades, J., 1887. *Géologie, Mission Scientifique du Cap Horn (1882-1883)*, Paris.
- Johnson, C., 1990. Antecedentes estratigráficos de la ribera Sur del Seno Almirantazgo. Universidad de Chile. Tesis de Geólogo.
- Katz, H.R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *AAPG BULLETIN* 47, 506-524.
- Katz, H.R., 1972. Plate tectonics and orogenic belts in the South-east Pacific. *Nature* 237, 331-332.
- Katz, H.R., Watters, W.A., 1966. Geological investigation of the Yahgan Formation (Upper Mesozoic) and associated igneous rocks of Navarino Island, Southern Chile. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 9, 323-359. doi:10.1080/00288306.1966.10422818.
- Klepeis, K.A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. *Tectonics* 13, 882-904. doi:10.1029/94tc00628.
- Klepeis, K.A., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C., Thomson, S., 2010. Continental underthrusting and obduction during the Cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, Cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29, TC3014. doi:10.1029/2009tc002610.
- Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A., 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301, 75-94. doi:10.1016/s0040-1951(98)90223-2.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Dalziel, I.W.D., 1993. Metamorphic P–T Paths from Cordillera Darwin, a Core Complex in Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Petrology* 34, 519-542. doi:10.1093/petrology/34.3.519.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M., Dalziel, I.W.D., 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P–T–t paths from the Cordillera Darwin metamorphic complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 13, 251-270. doi:10.1111/j.1525-1314.1995.tb00217.x.
- Kraemer, P.E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56° S.Lat). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 731-748. doi:10.1016/s0895-9811(02)00132-3.
- Kranck, E.H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica Societas Geographica Fenniae* 4, 1-231.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68, 277-279.

- Lisle, R.J., 1985. *Geological Strain Analysis, A Manual for the R_f/ϕ Method*. Pergamon Press, Oxford, 99 p.
- Lovisato, D., 1883. Apuntes geológicos sobre la Isla de los Estados, en: Bove, G. (Ed.), *Expedición Austral Argentina*. Instituto Geográfico Argentino, Buenos Aires, pp. 47-53.
- Llambías, E.J., 2003. *Geología de los cuerpos ígneos*. Asociación Geológica Argentina, Instituto Superior de Correlación Geológica, Buenos Aires, 182 p.
- Maestro, A., Ruano, P., Torres Carbonell, P., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., González-Castillo, L., Ibarra, P., López-Martínez, J., 2018. Stress field evolution of the southernmost Andean Cordillera from paleostress analysis (Argentine Tierra del Fuego). *Tectonics* 0. doi:doi:10.1029/2018TC005158.
- Maestro, A., Ruano, P., Torres Carbonell, P., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., Pedrera, A., Ruiz-Constán, A., González-Castillo, L., Ibarra, P., López-Martínez, J., 2016. Evolución del campo de esfuerzos en Tierra del Fuego durante el Mesozoico-Cenozoico (extremo meridional de la Cordillera Andina). *Geo-Temas* 16, 443-446.
- Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A., Fanning, C.M., Wang, W., 2011. Crustal growth during back-arc closure: Cretaceous exhumation history of Cordillera Darwin, southern Patagonia. *Journal of Metamorphic Geology* 29, 649-672. doi:doi:10.1111/j.1525-1314.2011.00934.x.
- Malumián, N., Olivero, E.B., 2006. El Grupo Cabo Domingo, Tierra del Fuego: bioestratigrafía, paleoambientes y acontecimientos del Eoceno-Mioceno marino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61, 139-160.
- Martinioni, D.R., Linares, E., Acevedo, R.D., 1999. Significado de la edad isotópica de diques básicos intruidos en la Formación Beauvoir (Cretácico Temprano), Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54, 88-91.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B., Medina, F.A., Palamarczuk, S.C., 2013. Cretaceous stratigraphy of Sierra de Beauvoir, Fuegian Andes (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70, 70-95.
- Masiuk, V., Riggi, J.C., Bianchi, J.L., 1990. Análisis geológico del Terciario del subsuelo de Tierra del Fuego. *Boletín de Informaciones Petroleras* 21, 70-89.
- McAtamney, J., Klepeis, K., Mehrtens, C., Thomson, S., Betka, P., Rojas, L., Snyder, S., 2011. Along-strike variability of back-arc basin collapse and the initiation of sedimentation in the Magallanes foreland basin, southernmost Andes (53–54.5°S). *Tectonics* 30, TC5001. doi:10.1029/2010tc002826.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. *Volcanic Textures. A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. Centre for ore deposit and exploration studies. University of Tasmania, Hobart, 198 p.
- Mendoza, L., Perdomo, R., Hormaechea, J.L., Cogliano, D.D., Fritsche, M., Richter, A., Dietrich, R., 2011. Present-day crustal deformation along the Magallanes–Fagnano Fault System in Tierra del Fuego from repeated GPS observations. *Geophysical Journal International* 184, 1009-1022. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04912.x.
- Menichetti, M., Lodolo, E., Tassone, A., 2008. Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt – Tierra del Fuego Island. *Geologica Acta* 6, 19-42.
- Mukasa, S.B., Dalziel, I.W.D., 1996. Southernmost Andes and South Georgia Island, North Scotia Ridge: Zircon U-Pb and muscovite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on tectonic evolution of Southwestern Gondwanaland. *Journal of South American Earth Sciences* 9, 349-365. doi:10.1016/s0895-9811(96)00019-3.
- Natland, M.L., González, P.E., Cañón, A., 1974. A system of stages for corelation of Magalanes basin sediments. *Geological Society of America Memoir* 139, 1-125.
- Nelson, E.P., 1982. Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationships. *Journal of the Geological Society* 139, 755-761. doi:10.1144/gsjgs.139.6.0755.

- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D., Milnes, A.G., 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin - Collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 73, 727-751.
- Nordenskjöld, O., 1905. Der krystallinen Gesteine der Magellansländern. *Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Expedition Magellansländern* 1, 175-240.
- Nullo, F., Panza, J., Blasco, G., 1999. Jurásico y Cretácico de la Cuenca Austral, en: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina, Anales 29 del Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR, Buenos Aires*, pp. 528-535.
- Olivero, E.B., Acevedo, R.D., Martinioni, D.R., 1997. Geología del Mesozoico de bahía Ensenada, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52, 169-179.
- Olivero, E.B., Malumián, N., 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. *Geologica Acta* 6, 5-18.
- Olivero, E.B., Malumian, N., Martinioni, D.R., 2007. Mapa geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Isla de los Estados. Escala 1:500000. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Olivero, E.B., Malumián, N., Palamarczuk, S., 2003. Estratigrafía del Cretácico Superior-Paleoceno del área de Bahía Thetis, Andes fueguinos, Argentina: acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. *Revista Geológica de Chile* 30, 245-263.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R., 1996a. 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, 272-274.
- Olivero, E.B., MARTINIONI, D.R., 1996b. 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., Martinioni, D.R., 2001. A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 175-188. doi:10.1016/s0895-9811(01)00016-5.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R., Malumián, N., Palamarczuk, S., 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Actas XIV Congreso Geológico Argentino, Salta* 1, 291-294.
- Olivero, E.B., 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, 344-352.
- Olivero, E.B., Medina, F.A., 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.
- Ortiz, M., 2007. Condiciones de formación del Complejo Metamórfico Cordillera Darwin, al sur de Seno Almirantazgo, Región de Magallanes, Chile. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Tesis de Geólogo. 114 p.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Loske, W.P., Márquez, M., Fanning, C.M., 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 27-44. doi:10.1016/s0895-9811(03)00017-8.
- Panza, J., Sacomani, L., Cobos, J., 2002. Mapa geológico de la provincia de Santa Cruz. Escala 1:750.000. Servicio Geológico y Minero de Argentina.
- Park, R.G., 1969. Structural correlation in metamorphic belts. *Tectonophysics* 7, 323-338. doi:http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(69)90077-8.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 366 p.
- Peroni, J.I., Tassone, A.A., Menichetti, M., Cerredo, M.E., 2009. Geophysical modeling and structure of Ushuaia Pluton, Fuegian Andes, Argentina. *Tectonophysics* 476, 436-449. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.016.
- 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 Buenos Aires.
- Pettijohn, F., 1957. *Sedimentary Rocks*, Second edition. Harper & Row, New York, 718 p.

- Pfiffner, O.A., 2006. Thick-skinned and thin-skinned styles of continental contraction. *Geological Society of America Special Papers* 414, 153-177. doi:10.1130/2006.2414(09).
- Poblete, F., Arriagada, C., Roperch, P., Astudillo, N., Hervé, F., Kraus, S., Le Roux, J.P., 2011. Paleomagnetism and tectonics of the South Shetland Islands and the northern Antarctic Peninsula. *Earth and Planetary Science Letters* 302, 299-313. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.12.019.
- Ponce, J.J., 2009. Análisis estratigráfico secuencial del Cenozoico de la Cordillera Fueguina, Tierra del Fuego, Argentina. Departamento de Geología Universidad Nacional del Sur. Tesis de Doctor. 245 p.
- Quensel, P., 1913. Die Quartzporphyr und Porphyroidformation in Südpatagonien und Feuerland. *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala* 12, 9-40.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill New York 568 p.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology, Volume 1: strain analysis*. Academic Press. London.
- Rapalini, A.E., 2007. A paleomagnetic analysis of the Patagonian Orocline. *Geologica Acta* 5, 287-294.
- Robbiano, J.A., Arbe, H.A., Gangui, A., 1996. Cuenca Austral Marina, en: Ramos, V.A., Turic, M.A. (Eds.), *Geología y recursos naturales de la Plataforma Continental Argentina, Relatorio del XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Asociación Geológica Argentina, Instituto Argentino del Petróleo, Buenos Aires, pp. 323-341.
- Roig, F., 1998. La vegetación de la Patagonia, en: Correa, M. (Ed.), *Flora Patagónica I*. INTA, Buenos Aires, pp. 48-167.
- Rojas, L., Mpodozis, C., 2006. Geología estructural de la faja plegada y corrida de Tierra del Fuego, Andes Patagónicos Chilenos, XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, pp. 325-328.
- Scasso, R.A., Limarino, C.O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología*, Buenos Aires, 257 p.
- Scholz, C.H., 1990. *The mechanics of earthquakes and faulting*. Cambridge University Press, New York, 439 p.
- SERNAGEOMIN, 2003. *Mapa Geológico de Chile. Escala 1:1.000.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society (London)* 133, pp. 191-203.
- Siivola, J., Schmid, R., 2007. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations. IUGS Commission on the Systematics in Petrology.
- Smalley, J., R., Kendrick, E., Bevis, M.G., Dalziel, I.W.D., Taylor, F., Lauría, E., Barriga, R., Casassa, G., Olivero, E., Piana, E., 2003. Geodetic determination of relative plate motion and crustal deformation across the Scotia-South America plate boundary in eastern Tierra del Fuego. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4, 1070. doi:10.1029/2002gc000446.
- Snoke, A.W., Tullis, J., Todd, V.R., 1998. *Fault-related rocks: a photographic atlas*. Princeton University Press, Princeton, 617 p.
- Söllner, F., Miller, H., Hervé, M., 2000. An Early Cambrian granodiorite age from the pre-Andean basement of Tierra del Fuego (Chile): the missing link between South America and Antarctica? *Journal of South American Earth Sciences* 13, 163-177. doi:10.1016/s0895-9811(00)00020-1.
- Steinmann, G., 1883. *Reisenotizien aus Patagonien*. *Neue Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie* 2, 255-258.
- Steinmann, G., Wilckens, O., 1908. *Kreide und Tertiärfossilien aus den Magellansländern, gesammelt von der Schwedischen Expedition 1895-1897*. *Arkiv for Zoologi* 4, 1-119.
- Stern, C.R., De Wit, M.J., 2003. Rocas Verdes ophiolites, southernmost South America: remnants of progressive stages of development of oceanic-type crust in a continental margin back-arc basin. *Geological Society, London, Special Publications* 218, 665-683. doi:10.1144/gsl.sp.2003.218.01.32.

- Stöckhert, B., Brix, M.R., Kleinschrodt, R., Hurford, A.J., Wirth, R., 1999. Thermochemistry and microstructures of quartz—a comparison with experimental flow laws and predictions on the temperature of the brittle–plastic transition. *Journal of Structural Geology* 21, 351-369. doi:[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(98\)00114-X](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(98)00114-X).
- Suárez, M., 1977. Aspectos geoquímicos del Complejo Ofiolítico Tortuga en la Cordillera Patagónica del Sur, Chile. *Revista Geológica de Chile* 4, 3-14.
- Suárez, M., 1979. A Late Mesozoic island arc in the southern Andes, Chile. *Geological Magazine* 116, 181-190. doi:Doi: 10.1017/s0016756800043594.
- Suárez, M., Hervé, M., Puig, G., 1985. Hoja Isla Hoste e islas adyacentes. XII Región. Carta Geológica de Chile 65 Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Suárez, M., Pettigrew, T.H., 1976. An Upper Mesozoic island-arc–back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine* 113, 305-328. doi:Doi: 10.1017/s0016756800047592.
- Tanner, P.W.G., 1982. Geologic evolution of South Georgia, en: Craddock, C. (Ed.), *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, Madison, pp. 167-176.
- Tanner, P.W.G., 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, 739-754. doi:10.1144/gsjgs.139.6.0739.
- Thomas, C.R., 1949. Manantiales field, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin* 33, 1579-1589.
- Torres Carbonell, P.J., Cao, S.J., Dimieri, L.V., 2017a. Spatial and temporal characterization of progressive deformation during orogenic growth: Example from the Fuegian Andes, southern Argentina. *Journal of Structural Geology* 99, 1-19. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.04.003>.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., 2013. Cenozoic contractional tectonics in the Fuegian Andes, southernmost South America: a model for the transference of orogenic shortening to the foreland. *Geologica Acta* 11, 359-370. doi:10.1344/105.000001874.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Martinioni, D.R., 2013a. Early foreland deformation of the Fuegian Andes (Argentina): Constraints from the strain analysis of Upper Cretaceous-Danian sedimentary rocks. *Journal of Structural Geology* 48, 14-32. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.12.010>.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., 2011. Progressive deformation of a Coulomb thrust wedge: the eastern Fuegian Andes Thrust-Fold Belt, en: Poblet, J., Lisle, R. (Eds.), *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*, Geological Society, London, Special Publications. The Geological Society, Bath, pp. 123-147.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., 2013b. Evaluation of strain and structural style variations along the strike of the Fuegian thrust-fold belt front, Argentina. *Andean Geology* 40, 438-457. doi:10.5027/andgeoV40n3-a03.
- Torres Carbonell, P.J., Guzmán, C., Yagupsky, D., Dimieri, L.V., 2016. Tectonic models for the Patagonian orogenic curve (southernmost Andes): An appraisal based on analog experiments from the Fuegian thrust–fold belt. *Tectonophysics* 671, 76-94. doi:<http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.01.020>.
- Torres Carbonell, P.J., Malumian, N., Olivero, E.B., 2009. El Paleoceno-Mioceno de Península Mitre: antefosa y depocentro de techo de cuña de la cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geology* 36, 197-235.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V., 2008a. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 35, 63-77.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Dimieri, L.V., 2008b. Structure and evolution of the Fuegian Andes foreland thrust-fold belt, Tierra del Fuego, Argentina: paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 417-439. doi:doi:10.1016/j.jsames.2007.12.002.

- Torres Carbonell, P.J., Rodríguez Arias, L., Atencio, M.R., 2017b. Geometry and kinematics of the Fuegian thrust-fold belt, southernmost Andes. *Tectonics* 36, 33-50. doi:10.1002/2016tc004349.
- Trouw, R.A., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010. Atlas of Mylonites - and related microstructures. Springer, Berlin Heidelberg, 322 p.
- Tuhkanen, S., 1992. The climate of Tierra del Fuego from a vegetation geographical point of view and its ecoclimatic counterparts elsewhere. *Acta Botanica Fennica* 145, 1-64.
- Tullis, J., Snoke, A.W., Todd, V.R., 1982. Penrose Conference Report: Significance and petrogenesis of mylonitic rocks. *Geology* 10, pp. 227-230.
- Twiss, R., Moores, E., 2007. Structural Geology, 2nd edition. W. H. Freeman and Co., New York, 736 p.
- Villar, L., Acevedo, R., Lagorio, S., 2007. The Puente Quemado gabbro, to the west of Ushuaia, Tierra del Fuego, Argentina. , Actas International Congress on the Geology and Geophysics of the Southern Hemisphere (GeoSur), Santiago, p. 172.
- Watters, W.A., 1965. Prehnitization in the Yahgan Formation of Navarino Island, southernmost Chile. *Mineralogical Magazine* 34, 517-527.
- Wilson, T., 1983. Stratigraphic and structural evolution of the Última Esperanza foreland fold-thrust belt, Patagonian Andes. southern Chile. Columbia University. Tesis de PhD. 360 p.
- 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. doi:doi:10.1130/0016-7606(1991)103<0098:TFBATF>2.3.CO;2.
- Winn, J.R.D., 1978. Upper Mesozoic flysch of Tierra del Fuego and South Georgia Island: A sedimentologic approach to lithosphere plate restoration. *GSA Bulletin* 89, 533-547. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<533:umfotd>2.0.co;2.
- Winter, J.D., 2014. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology, second ed. Prentice Hall, New York.
- Yrigoyen, M., 1989. Cuenca de Malvinas, en: Chebli, G.A., Spalletti, L.A. (Eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica. Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Tucumán, pp. 481-491.
- Yrigoyen, M.R., 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. *Revista Petrotecnia* Año 1962, 28-38.
- Zambrano, J.J., Urien, C.M., 1970. Geological outline of the basins in southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research* 75, 1363-1396. doi:doi:10.1029/JB075i008p01363.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Rojas, L., 2014. Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: Structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. *Marine and Petroleum Geology* 55, 250-261. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.10.006.