



Universidad Nacional del Sur

Tesis de Doctor en Geología

**Estratigrafía y Evolución Magmática del Grupo Los
Mencos (Triásico), Provincia de Río Negro,
Argentina.**

Juan I. Falco

PREFACIO

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional de Sur, y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, el Instituto Geológico del Sur (CONICET – Bahía Blanca) y la Universidade de Brasilia durante el período comprendido entre los meses de Abril de 2014 y Mayo de 2018, con la dirección de la Dra. Natalia Hauser (UnB) y el Dr. Luis V. Dimieri (UNS).

Juan I. Falco



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

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

RESUMEN

El estudio geológico llevado a cabo en la zona central del Macizo Nordpatagónico, mas precisamente en las áreas ubicadas al Norte y Oeste de la Localidad de Los Menucos, permitió reconocer tres momentos en la evolución geológica de esta región durante el Mesozoico. Un primer momento ligado al Triásico Temprano a Medio, el segundo ligado al Triásico Tardío y el tercero vinculado con el Jurásico Temprano.

El desarrollo durante el Triásico Temprano a Medio se vincula con la cuenca del Grupo Los Menucos. Comprende un magmatismo de tipo transicional a post-orogénico asociado al colapso de la Orogenia Gondwánica, hace 252 Ma, desarrollado en angularidad sobre el Complejo La Esperanza. Los trabajos realizados llevan a proponer un nuevo esquema estratigráfico, sosteniendo el grado de Grupo Los Menucos constituido por tres formaciones: Formación Puesto Tscherig, Formación Puesto Vera y Formación Sierra Colorada. La primera se divide en Miembro Cerro La Laja, comprendiendo depósitos laháricos en estadios sin- e intereruptivos y sobre este el Miembro Barrancas Grandes compuesto exclusivamente por un depósito ignimbrítico de composición dacítica y datado en 252 Ma. La Formación Vera, se dispone en forma erosiva sobre la anterior y comprende dos miembros; el inferior, Miembro Aguada de la Mula corresponde a depósitos clásticos fluviales que se cubren en forma neta por depósitos de lluvia de cenizas del Miembro El Pilquín. La tercera, Formación Sierra Colorada, comprende tres depósitos ignimbríticos de alto grado y composición riolítica a dacítica, datados entre 251 y 248 Ma.

El magmatismo del Triásico Tardío fue datado en 211 Ma en la zona occidental de la localidad de Los Menucos. Si bien las relaciones estratigráficas con respecto al Grupo Los

Menucos no pudieron ser resueltas, si queda establecido que este magmatismo esta genéticamente desvinculado del anterior.

Durante el Jurásico Temprano, en la zona Norte del área estudiada comienza el relleno del Graben del Cerro Piche. En esta depresión tectónica, limitada por fallas subparalelas con dirección E-O, se reconocieron dos etapas de relleno. Un primer relleno volcánico compuesto por lavas y domos que yacen en discordancia sobre el Grupo Los Menucos, y un segundo estadio representado por una secuencia sedimentaria de 500 m de espesor. Este segundo evento fue datado en 185 Ma y yace en discordancia sobre facies plutónicas del Complejo La Esperanza, ignimbritas del Grupo Los Menucos y también sobre las lavas del primer relleno volcánico. Los depósitos volcánicos y sedimentarios limitados a la depresión tectónica son agrupados en esta tesis bajo el nombre de Formación Cerro Piche.

Los estudios de isótopos de Lu-Hf llevados a cabo en granos de circon permitieron reconocer tres eventos – EI, EII, EIII – relacionados a la evolución crustal del Macizo Nordpatagónico. El primer evento EI fue subdividido en dos ciclos menores, C1 y C2. El C1 ligado al Pérmico Tardío indica la generación de magmas derivados de una corteza antigua mesoproterozoica, vinculado al engrosamiento de la corteza. El segundo ciclo C2, asociado al Triásico Temprano a Medio, también indica que la generación de magmas estuvo ligado a un proceso de fusión cortical, pero en este caso de edad paleo- a mesoproterozoica. Esta etapa se asocia a un incipiente adelgazamiento cortical en el que la fusión estuvo asociada a proceso de delaminación o remoción convectiva. El segundo evento EII tuvo lugar en el Triásico Superior, en el que los valores isotópicos de ϵ_{Hf} cada vez menos negativos sugieren la fusión cortical pero vinculados con participación de magma mantélico. El tercer evento EIII está ligado al Jurásico, los valores de ϵ_{Hf} positivos y negativos implican la participación efectiva de magmas juveniles en diferentes grados de interacción con la corteza. Tanto el C2 del E1,

como EII y EIII implican un progresivo adelgazamiento de la corteza y un paulatino ascenso de magmas juveniles mantelicos.

SUMMARY

The geological study carried out in the central part of the North Patagonian Massif, precisely in the North and West portion of Los Menucos town, led to recognize three stages in the geological evolution of this region during the Mesozoic. A first event linked to the Early to Middle Triassic, the second related to the Late Triassic, and the third linked to the Early Jurassic.

The geological evolution during the Early to Middle Triassic is linked to the Los Menucos Group. It comprises a transitional to post-orogenic magmatism associated with the collapse of the Gondwana Orogeny, 252 Ma ago, and developed in angularity above the La Esperanza Complex. The stratigraphic works lead to propose a new stratigraphic scheme, supporting the Los Menucos Group, that is composed by three minor units: La Resistencia Formation, Vera Formation and Sierra Colorada Formation. The first is divided into El Molinero Member, comprising laharic deposits in syn- and interturbation stages, and over this the Don Carlucho Member composed exclusively of an ignimbritic deposit of dacitic composition and dated in 252 Ma. The second, Vera Formation, overlies Don Carlucho Member in erosive relation and comprises two members; the lower, Aguada de la Mula Member, corresponds to fluvial clastic deposits that are covered by ash fall-out deposits assigned to El Pilquín Member. The third, Sierra Colorada Formation, comprises three ignimbritic deposits of high grade and rhyolitic to dacitic composition, dated between 251 and 248 Ma.

Late Triassic magmatism was dated at 211 Ma in the western area of the town of Los Menucos. Although the stratigraphic relationships with respect to the Los Menucos Group could not be resolved, it is established that this magmatism is genetically disconnected from the previous.

During the Early Jurassic period, started the infilling of the Graben del Cerro Piche, located on the northern area of the studied area. This tectonic depression is limited by two subparallel faults with E-O direction, and comprises two stages on its evolution. A first volcanic infilling composed of lavas and domes that lies in unconformity over the Los Menucos Group, and a second filling stage comprised of a 500 m thick sedimentary sequence. This second event was dated at 185 Ma and lies in angularity over plutonic facies of the La Esperanza Complex, ignimbrites of the Los Menucos Group and also over the lavas of the first volcanic filling.

The studies of Lu-Hf isotopes carried out in zircon crystals allowed to recognize three events - E1, E2, E3 - related to the crustal evolution of the North Patagonian Massif. The first E1 event was subdivided into two minor cycles, C1 and C2. The C1 linked to the Late Permian indicates the generation of magmas derived from an ancient Mesoproterozoic crust, linked to the thickening of the crust. The second cycle C2, associated with the Early to Middle Triassic, also indicates that the generation of magmas was linked to a paleo- to mesoproterozoic crust. This stage is associated with an incipient crustal thinning in which the fusion was associated with delamination or convective removal. The second E2 event is linked to the Upper Triassic, in which less negative isotopic ϵ_{Hf} values suggest a crust derived magma but linked with a mantelic input. The third E3 event is linked to the Jurassic, the positive and negative ϵ_{Hf} values imply the effective participation of juvenile magmas in different degrees of crustal contamination. Both the C2 of the E1, as E2 and E3 imply a progressive thinning of the crust and a gradual rise of juvenile mantle derived magmas.

AGRADECIMIENTOS

Fueron muchos los que directa o indirectamente han contribuido para que esta tesis llegue a su fin. Algunos con la sola motivación, otros de cerca durante los casi dos años mientras buscaba resolver los problemas que surgieron de la renuncia de mi primer director (y todo lo que siguió después), otros discutiendo aspectos geológicos, otros colaborando con la causa entendiendo que en momentos hay urgencias y se necesita compañerismo.

A quien primeramente debo agradecer esta tesis es a mi flaca, Juli, que siempre estuvo cerca y se la banco como una leona. Gracias mi amor por elegirme y resignar tu lugar para venir a compartir nuestro proyecto juntos. Gracias por ayudarme y entenderme, por aconsejarme y por sobre todo no dejarme bajar los brazos. También a mi familia, que estuvo cerca siempre, desde la carrera de grado hasta hoy.

A mis directores, Natalia y Luis. Gracias Luis por no soltarme la mano cuando pudo haber sido la opción más sencilla, gracias por la oportunidad y la confianza. Gracias Nati por la colaboración inmediata y por sumarte a este proyecto, gracias por viajar desde Brasilia hasta Los Menucos, gracias por las oportunidades y las discusiones. También a Uwe, gracias por colaborar desde atrás, sugiriendo, aconsejando y contribuyendo en las discusiones.

A mis compañeros de la geología, quienes despertaron esta cosa de investigar. Gracias Beatriz, Liliana y Roberto por estar siempre cerca, acompañando, aconsejando y por sobre todo dándome oportunidades.

A los pobladores de Los Menucos, gracias a las familias Tscherig, Navarro, Visanelli, Paranao, Tripailao, Velo, Huanchequeo, Mussi, H. Álvarez, L. Álvarez, Vera, Meliñanco y tantos otros que colaboraron en los accesos a los campos.

A la Comisión Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por la beca doctoral que me permitió llevar adelante este proyecto.

Al personal de los laboratorios de petrotomía y palinología del INGEOSUR-UNS: Heraclio, Nico, Sole, Ana, Pablo y Lucho. Gracias por el increíble laburo que hacen por los investigadores, por entender las urgencias, y por laburar a destajo para que todos avancemos.

A mis compañeros en Brasilia: Alberto, Eudes, Sanclever, Christian, Rodrigo y Lucía, gracias por acompañarme, aconsejarme y ayudarme en esos meses fuera de casa.

A mis compañeros en las secretarías del INGEOSUR y Departamento de Geología: Vicky, Vero, Martin, Seba, Leandro y Marina. Ellos entendieron las urgencias y supieron acompañar durante todo el proceso.

A mis compañeros de cátedra, Lito, Pitocho, Rodri, Cucho y Koka, gracias por el aguante, la discusión de los datos y la compañía durante estos cinco años.

A quienes formaron parte directa de este proyecto; al Instituto Geológico del Sur, Departamento de Geología, Instituto de Geocronología de la Universidad de Brasilia, Dra. Josefina Bodnar, Museo de Ciencias Naturales de La Plata, Museo de Historia Natural de Berlin y Lic. Diego del Río.

A la Sala de Becarios del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur; Ainara, Victoria, Florencia, Micaela y Rosario... gracias por aguantarme y acompañarme a diario, y por las discusiones.

Y por último a todos los colegas, amigos y/o compañeros que han estado ahí cerca siempre, con una palabra de apoyo, una sugerencia o un dato: Ana Laura Fernández, Ana Laura Rainoldi, Carmen Martínez Dopico, Celeste D'anunzio, Claudio Iglesias, Cristina Frisicale,

Daniel Hughes, Daniela Olivera, Darío Vera, Eduardo Llambías, Eduardo Morel, Marcelo
Martinez, Leonardo Strazzere, Lucas Dimartino, Lucia Asiain, Natalia Fortunati, Natalia
Sanchez, Oscar Gallego, Robert Pankhurst, Silvio Franco, Teresa Manera y Tomas Luppó

INDICE

Capítulo I – Introducción

1.1. Área de Trabajo	1
1.1.1. Generalidades Geográficas	1
1.1.2. Áreas de Relevamiento	3
1.2. Generalidades del Macizo Nordpatagónico	5
1.2.1. El Contexto Permo-Triásico del Macizo Nordpatagónico y otras Regiones de Argentina	8
1.3. Antecedentes del Área de estudio	
1.3.1. Los Primeros Relevamientos	10
1.3.2. Estratigrafía	13
1.3.3. Paleontología	17
1.3.4. Geocronología	23
1.3.5. Tectónica	25
1.4. Objetivos	
1.4.1. Objetivos Generales	26
1.4.2. Objetivos Específicos	27

Capítulo II – Metodología

2.1. Trabajo de Campo – Campañas	29
2.2. Geoquímica	29
2.3. Isótopos: U-Pb, Lu-Hf en circón	30
2.4. Nomenclatura de Facies	33

Capítulo III – Resultados

3.1. Área Puesto Tscherig – Cerro La Laja	
3.1.1. Facies	39
3.1.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf	61
3.1.3. Asociación de Facies Sedimentarias: Elementos Arquitecturales	65
3.2. Área Puesto H. Álvarez	
3.2.1. Facies	68
3.2.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf	76
3.3. Área Puesto Meliñanco	
3.3.1. Facies	80
3.4. Área Puesto Paranao	
3.4.1. Facies	88
3.5. Área Puesto Vera	
3.5.1. Facies	97

3.5.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf	108
3.6. Área Puesto Mussi – Puesto Velo	
3.6.1. Facies	112
3.6.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf	118
3.7. Geoquímica	
3.7.1. Elementos Mayores	120
3.7.2. Elementos Minoritarios y Elementos de las Tierras Raras	124
Capítulo IV – Discusión	
4.1. Geocronología U-Pb y Lu-Hf en el área Puesto Vera	127
4.2. Correlación de Perfiles y Áreas de Trabajo	130
4.3. Modelo Sedimentario Área Puesto Tscherig – Co. La Laja	138
4.4. Modelo de Facies Volcánicas: Estilo Eruptivo	144
4.5. Isotopía U-Pb: Escenario Geológico Regional	154
4.5.1. Discordancia Huárpica	157
4.5.2. Correlación Regional en el ámbito de la Patagonia Norte	160
4.6. Geoquímica e Isotopía: Implicancias Tectónicas	
4.6.1. Geoquímica de Roca Total	166
4.6.2. Isótopos de Lu-Hf	172
4.6.2.1. Evento Magmático I	173
4.6.2.2. Evento Magmático II	177
4.6.2.3. Evento Magmático III	177
4.6.2.3.1. Los ciclos magmáticos del Jurásico de Patagonia	179
4.6.2.4. Evolución Cortical de la Patagonia Norte	181
4.6.3. Esquema Tectónico del Macizo Nordpatagónico durante el Triásico Inferior y Medio	182
Capítulo V – Propuesta Estratigráfica	187
Capítulo VI – Conclusiones	195
Anexo	
Anexo I: Isotopía U-Pb en circón	199
Anexo II: Isotopía Lu-Hf en circón	215
Anexo III: Geoquímica de Roca Total	221
Anexo IV: Diagramas U-Pb del patrón 91500	225
Bibliografía	227

CAPITULO I – INTRODUCCIÓN

1.1. Área de Trabajo

El área de trabajo se ubica en el sector central de la Provincia de Rio Negro, República Argentina, en las porciones Oeste y Norte de la localidad de Los Menucos, Departamento 25 de Mayo (Fig. 1). Al oeste el área de trabajo se limita por las Mesetas basálticas de Coli-Toro y Bajos Hondos, al norte por el bajo del Graben del Cerro Piche, al Sur por la Ruta Nacional 23 y al este por la localidad de Los Menucos y la Sierra de Queupuniyeu (Fig. 2).

Al sector relevado se puede acceder desde el Norte por la Ruta Provincial 8 que conecta por asfalto a General Roca con Los Menucos. Desde el Este y Oeste se accede por la Ruta Nacional 23 que hacia la Costa Atlántica conecta por asfalto las localidades de Sierra Colorada, Ramos Mexía, Valcheta y Aguada Cecilio desembocando en la Ruta Nacional 3 Sur. Hacia el sector cordillerano la RN23 conecta las localidades de Aguada de Guerra, Ingeniero Jacobacci, Clemente Onelli, Comallo y Pilcaniyeu, con sectores sin asfaltar, para unirse con la Ruta Provincial 237 que llega hasta Dina Huapi y San Carlos de Bariloche. Hacia el Sur, desde Los Menucos la Ruta Provincial 8 llega hasta Prahuaníyeu y cruzando la Meseta de Somuncurá se alcanza la Provincia de Chubut.

1.1.1. Generalidades Geográficas

El área estudiada corresponde a la porción topográficamente mas baja de la región. Es una depresión elongada en dirección Norte-Sur, limitada al este y oeste por las Mesetas de Coli-Toro y Bajos Hondos, y por la Sierra de Queupuniyeu. El relieve es de tipo inverso, siendo la depresión ocupada por rocas paleozoicas y mesozoicas, en cambio los altos topográficos están dados por efusiones basálticas oligo-miocenas. Las altimetrías rondan los 790 msnm en la región mas baja y hasta 1450 msnm en las mesetas basálticas de Bajos Hondos. Los

rasgos morfológicos de las rocas paleo y mesozoicas están directamente ligados a las estructuras tectónicas con dirección E-O; de esto resultan lomadas subredondeadas mayormente elongadas E-O, NE-SO y N-S, generalmente de escaso relieve. Por otra parte, existen pequeños cerros mayores, como el Cerro Piche, Sierra Negra o Cerro Aguada de La Mula, que sobresalen significativamente del terreno y corresponden a conos monogenéticos de basaltos asociados al entrecruzamiento de estructuras tectónicas mayores.

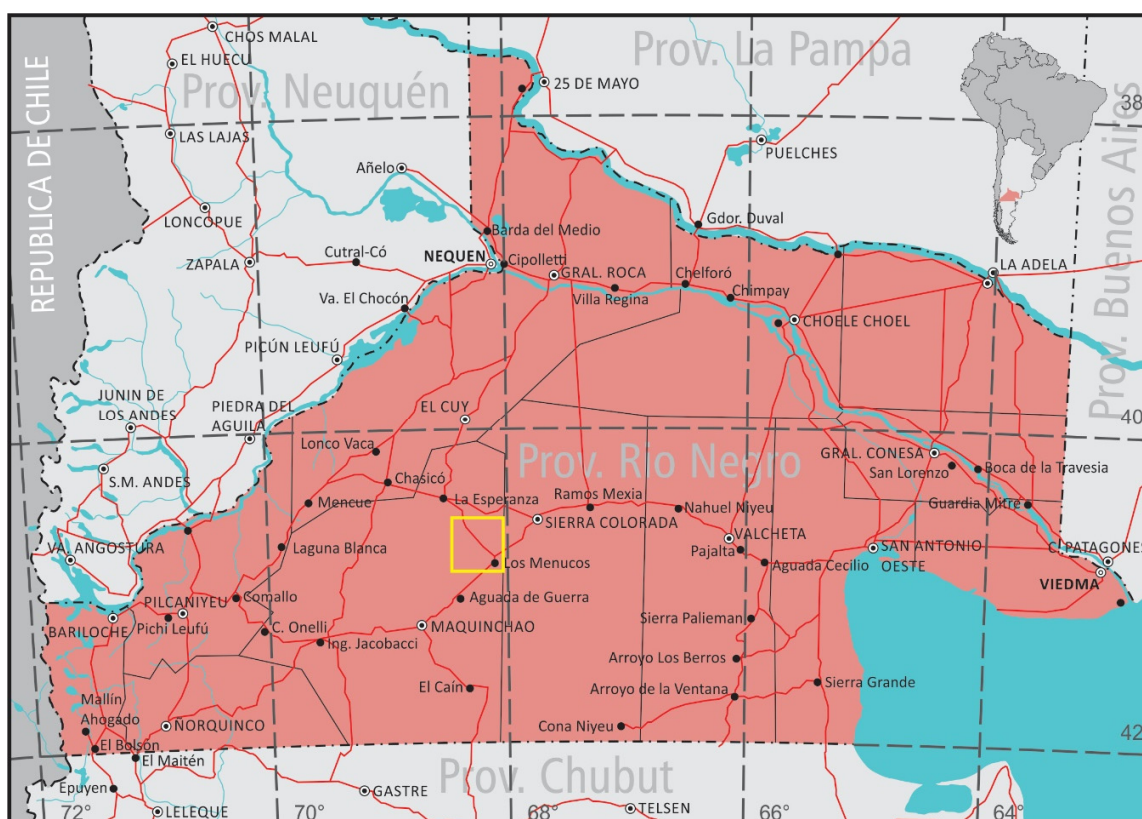


Figura 1. Mapa político de la Provincia de Río Negro (República Argentina), en recuadro amarillo se resalta la Fig. 2.

No existen cursos fluviales permanentes, aunque entre los meses de agosto y octubre las mesetas basálticas descargan hacia los bajos agua de deshielo acumulado durante el invierno. Así, se dan cursos intermitentes efímeros mayormente controlados por estructuras tectónicas con orientación E-O. Asociados a estos cursos existen bajos inundados, algunos de carácter temporal, que forman pequeñas lagunas elongadas también en dirección E-O.

1.1.2. Áreas de Relevamiento.

Los trabajos de relevamiento en campo se realizaron en seis áreas menores (Fig. 2): Puesto Tscherig – Cerro La Laja, Puesto Meliñanco, Puesto Paranao, Puesto H. Álvarez, Puesto Vera y Puesto Mussi – Puesto Velo.

Área Puesto Tscherig – Cerro La Laja: Esta área se encuentra al oeste de la localidad de Los Menucos, se accede por el camino que lleva a la Cantera La Bianca. Este camino conduce a los Puestos Tscherig, Visanelli y Tripailao, y también al Cerro La Laja y Cerro La Mina. Se midieron cuatro perfiles, Perfil Tscherig Sur, Oeste y Este, y Perfil Navarro. También se realizaron muestreos y observaciones en la Quebrada del Compañero, Cantera Visanelli, Cerro La Laja y Cerro La Mina.

Área Puesto Meliñanco: Esta área se encuentra al noroeste a 17 km de la localidad de Los Menucos accediendo por la Ruta Provincial 8. Por este camino se accede a los Puestos Héctor y Ema Álvarez, Puesto Nahuelhual y Puesto Meliñanco. Se midió un único perfil, Perfil Meliñanco, desde el norte del puesto homónimo hasta cercanías del Puesto Nahuelhual.

Área Puesto Paranao: Esta área se encuentra al noroeste a 21 km de la localidad de Los Menucos accediendo por la Ruta Provincial 8. Por este camino se llega al Puesto Paranao, Puesto Solaiman y Puesto Héctor Álvarez. Se midió un único perfil, Perfil Paranao, al sur del puesto homónimo y al oeste del Puesto Meliñanco.

Área Puesto H. Álvarez: Esta área se encuentra al noroeste a 35 km de la localidad de Los Menucos. Se logra acceder por el sur, desde la cantera La Bianca pasando por el Puesto Visanelli y Puesto Nahuelhual; o por el este, desde el Puesto Parano pasando por el Puesto Solaiman o por el Puesto Meliñanco. Se midió un único perfil, Perfil H. Álvarez, al norte del

puesto homónimo. También se llevaron a cabo observaciones y muestreos al norte, en cercanías del Puesto Solaiman, y al sureste en dirección al Puesto Nahuelhual.

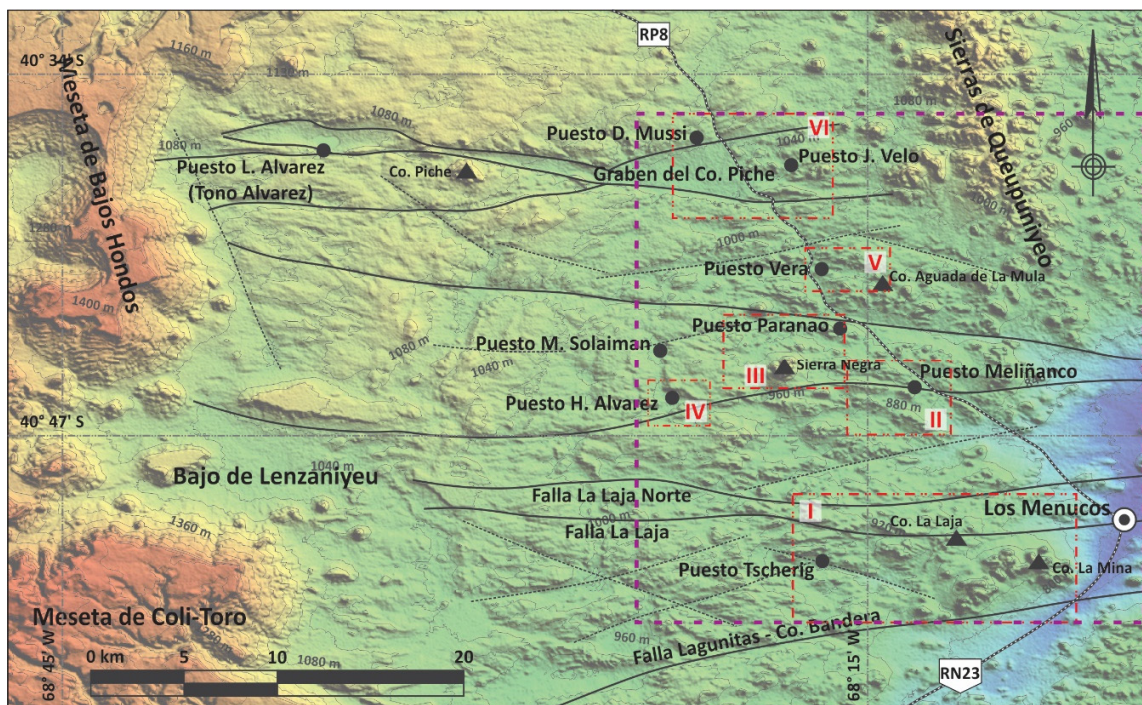


Figura 2. Mapa de ubicación del área relevada, al Oeste limitada por la Meseta de Bajos Hondos y de Coli-Toro y al Este por las Sierras de Queupuniyeu y la localidad de Los Menucos. En números romanos se indican las áreas menores de trabajo. I) Área Puesto Tscherig – Co. La Laja; II) Área Puesto Meliñanco; III) Área Puesto Paranao; IV) Área Puesto H. Álvarez; V) Área Puesto Vera; VI) Área Puesto Mussi – Puesto Velo. El recuadro en líneas de trazos violeta indica el mapa geológico resultante de esta tesis (Fig. 72).

Área Puesto Vera: Esta área se encuentra al noroeste a 25 km de la localidad de Los Menucos accediendo por la Ruta Provincial 8. Se midió un único perfil, Perfil Vera, al este del puesto homónimo. Se llevaron a cabo observaciones al norte y sur de la línea de perfil y en los alrededores del Cerro Aguada de la Mula.

Área Puesto Mussi – Puesto Velo: Esta área se encuentra al norte a 33 km de la localidad de Los Menucos accediendo por la Ruta Provincial 8. Esta área está enmarcada en el bajo del Graben del Cerro Piche, se realizaron observaciones y muestreos al oeste y sur del Puesto Mussi y en los alrededores del Puesto Velo.

1.2. Geología del Macizo Nordpatagónico

Esta región geológica, región morfoestructural o provincia geológica fue primeramente denominada como Macizo de Somún-Cura y es reconocida desde los trabajos de Windhausen (1931). Harrington (1962) se refiere a esta misma región como Nesocratón Nordpatagónico, Stipanitic y Methol (1972) lo denominan Macizo de Somún-Cura, y Stipanitic y Methol (1980) sugieren el nombre de Comarca Nordpatagónica. En este trabajo se la denomina Macizo Nordpatagónico (MNP) tal como se viene haciendo en los últimos años. El límite O y NO del MNP coincide con el borde E y S de la Cuenca Neuquina, parte del borde E de la Cuenca de Ñirihua y el N del Chubut Extrandino. Al N limita con la cuenca del Colorado y la porción E del MNP limita con el Mar Argentino. Al S limita con la Precordillera Patagónica y La Cuenca de Cañadon Asfalto (Fig. 3).

La estratigrafía del MNP comienza con un basamento cambro-ordovícico, en el sector comprendido entre Valcheta y Sierra Grande representado por las formaciones Nahuel Niyeu, El Jaguelito y Mina Gonzalito; en el sector central alrededor de Los Menucos por la Formación Colo Niyeu. Por sobre estas del paleozoico inferior, en el sector costero, se reconoce la Formación Sierra Grande (Silúrico-Devónico). Todas estas secuencias de variado grado metamórfico, a excepción de la Formación Sierra Grande que solo presenta metamorfismo de contacto en sectores aislados, están fuertemente intruidos por plutones mayormente graníticos, entre ellos el Complejo Punta Sierra en el sector costero, Arroyo Tembrao, Plutón La Verde, Complejo La Esperanza, Tonalita Comallo, Granodiorita Loma Miranda entre otros entre las localidades de Valcheta, Los Menucos, La Esperanza y Comallo.

El Triásico Inferior está bien representado en la zona central del MNP, entre Valcheta, Sierra Colorada, Aguada de Guerra, Comico y Prahuaniyeu. Las rocas son mayormente piroclásticas con lavas y sedimentitas subordinadas agrupadas bajo el nombre de Grupo o Complejo Los Menucos. Hacia el sector oriental del MNP, entre Ramos Mexía y Nahuel Niyeu el Triásico Temprano esta representado por una serie de plutones graníticos incluidos en los complejos Nahuel Niyeu y Ramos Mexía. El Triásico Superior está representado en cercanías de Piedra del Águila por la Formación Paso Flores y por algunas intrusiones mesosilícias en la zona de Los Menucos. El vulcanismo Jurásico está bien representado en el sector oriental y occidental, no así en la porción central del MNP. Estas rocas se agrupan bajo los nombres de Formación Marifil, Garamilla, Taquetrén y Sañico entre otras. Las secuencias piroclásticas y lávicas mesozoicas están cubiertas por depósitos continentales de edad eo- a neocretácica agrupados bajo el nombre de Formación Bajada Colorada entre otras. Sobre estas unidades cretácicas se depositan, en los sectores oriental y sudoccidental, los sedimentos maestrichtianos-danianos de la Formación Roca.

Uno de los rasgos más importantes del Macizo Nordpatagónico es la existencia de vulcanismo basáltico asociado a la formación de su actual relieve positivo. Se inicia con escasos cuellos volcánicos y domos de basaltos alcalinos en el Eoceno, para continuar con importantes derrames basálticos alcalinos, de edad oligocena, los que han cubierto gran parte del macizo. Estos basaltos alcalinos se asocian a un punto caliente efímero que en unos pocos millones de años derramó grandes volúmenes de basaltos (Kay *et al.*, 1993). La actividad posterior se desarrolla en las cercanías de Telsen y de las sierras de Apas, Los Chacays y Pire Mahuida con importantes episodios ácidos alcalinos, en forma de domos, diques anulares y derrames lávicos menores. El vulcanismo basáltico mioceno se restringe al sector occidental, mientras que los derrames más modernos se ubican periféricamente al macizo.

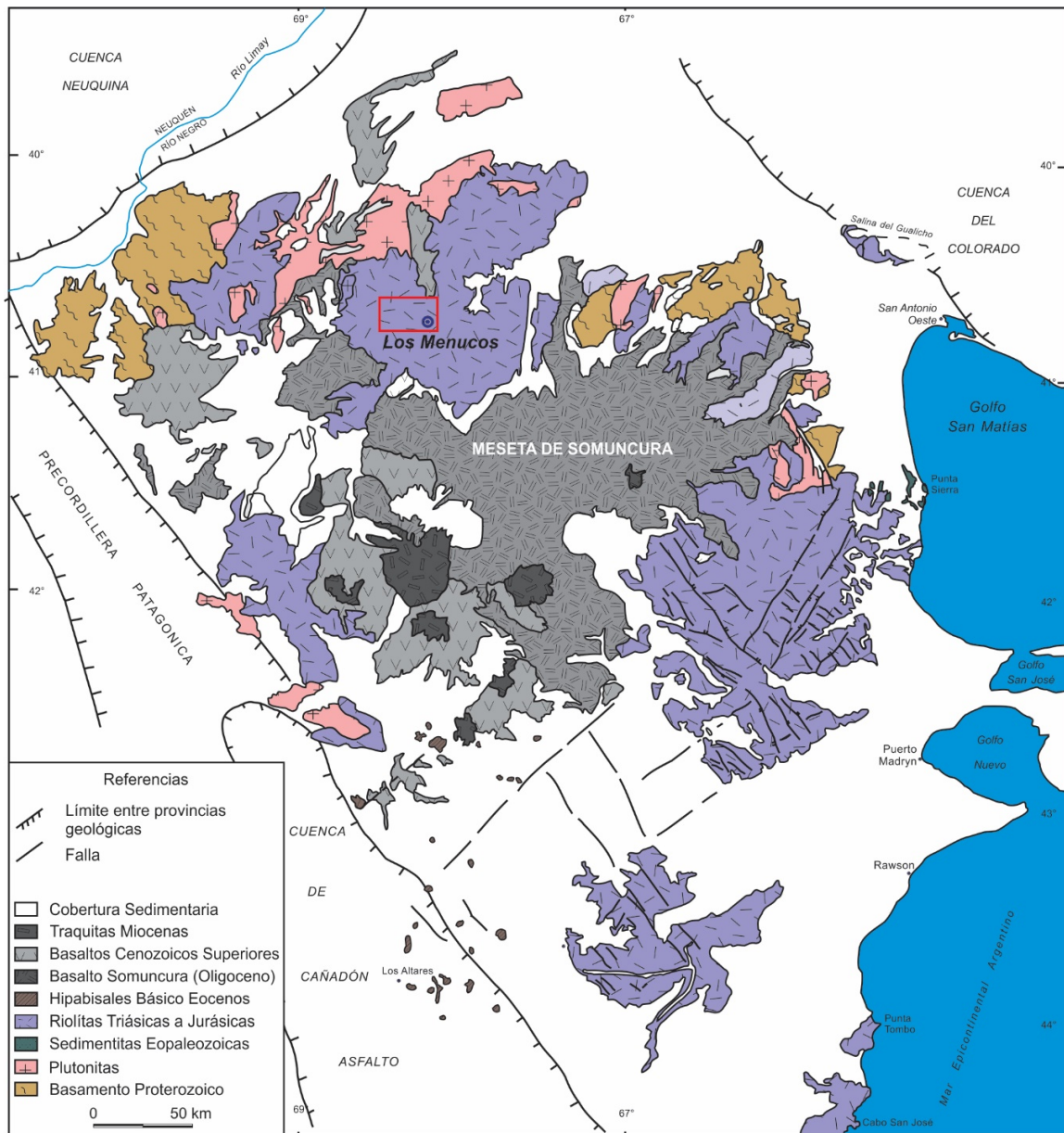


Figura 3. Mapa de ubicación y mapa geológico simplificado de la Provincia Geológica del Macizo Nordpatagónico. Al Noreste limita con la Cuenca del Colorado, al Sur con la Precordillera Patagónica y la Cuenca de Cañadon Asfalto, al Noroeste con la Cuenca Neuquina y al Este por el Mar Argentino. Modificado de Ramos (1999). El rectángulo rojo indica el área estudiada en esta tesis (Fig. 2).

1.2.1. El Contexto permo-triásico del Macizo Nordpatagónico y Regiones Aledañas de Argentina y Chile.

El intenso magmatismo agrupado bajo el nombre de Choiyoi o Provincia Magmática Choiyoi (Kay *et al.*, 1989) está ampliamente representada en un vasto territorio de nuestro país como en la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael, Precordillera de Mendoza y San Juan. También está representado en la región norte del Macizo Nordpatagónico; en la zona oriental en los alrededores de Valcheta y en la zona central entre las localidades de Sierra Colorada, La Esperanza, Prahuaniqueu, Los Menucos y Aguada de Guerra (Llambias, 2001; Sato *et al.*, 2015 y referencia allí citadas).

El desarrollo de este magmatismo está restringido al lapso que va desde el Pérmico Temprano hasta el Triásico Temprano a Medio, y su diferenciación es por demás compleja debido a la continuidad en el tiempo de la actividad magmática y a la complejidad de los edificios volcánicos (Llambias, 2001). La continuidad de este vulcanismo también está representada como bancos piroclásticos en los miembros inferiores de las cuencas triásicas, como la Cuenca Cuyana, Bloque de San Rafael o Cuenca de Los Menucos (Llambias, 2001; Spalletti, 2001; Luppó *et al.*, 2017; Martínez Dopico *et al.*, 2017). En la Cuenca Cuyana, Cuenca de Ischigualasto, Bloque de San Rafael entre otros se ha identificado la Fase Huarpica o Discordancia Huarpica (Azcuy y Caminos, 1987), evento tectónico que marca el comienzo de la extensión y posterior relleno de estas cuencas, manifestándose como una discordancia angular (Llambias, 2001; Spalletti, 2001; Leanza, 2009; Sato *et al.*, 2015). Si bien este diastrofismo está comúnmente aceptado para el Triásico Temprano, en la Cuenca Neuquina está marcado en el Triásico Tardío (~215 Ma, Leanza, 2009). Esta discordancia implica un manifiesto ascenso de la corteza y posterior denudación, responsable de labrar una superficie erosiva y exhumar las cúpulas de los plutones suprapaleozoicos marcando el inicio de la

extensión litosférica (*rifting*) y posterior desarrollo de hemigrabenes y relleno de cuencas sedimentarias (Leanza, 2009). Ramos y Kay (1991), mencionan que en la Cordillera Frontal el *rifting* podría haber tenido lugar durante la fase postuma del magmatismo del Choiyoi.

Recientes contribuciones de Luppo *et al.* (2017) y Martínez Dopico *et al.* (2017) ponen de manifiesto la estrecha relación temporo-espacial, previamente mencionada por Labudía *et al.* (1995), que tienen el Complejo La Esperanza y el Complejo Los Menucos (Grupo Los Menucos *sensu* Labudía y Bjerg, 2001). Las edades de ambos complejos muestran continuidad entre los ~273 y ~246 Ma sin mediar discordancias (Luppo *et al.* 2017). El complejo La Esperanza fue emplazado hace ~270 Ma en niveles corticales superiores bajo un régimen tectónico compresional de orientación NO-SE que habría colapsado hace ~255 Ma con una dirección de extensión N-S (Martínez Dopico *et al.*, 2017). Para el sector sudoeste del MNP la situación habría sido análoga, representada por el granito Mamil Choique (Von Gossen, 2009), también en el área de Nahuel Niyeu (von Gossen, 2003; Lopez de Luchi *et al.*, 2010) y más desarrollado en el área de Valcheta y Yaminué representado por el Complejo Yaminué, Complejo Plutónico Paileman y el Complejo Plutónico Navarrete (Chernicoff *et al.*, 2013; Pankhurst *et al.*, 2014; Martínez Dopico *et al.*, 2016).

El escenario tectónico responsable de este magmatismo, ampliamente desarrollado en todo el MNP, entre el Pérmico Tardío y Triásico Temprano es todavía motivo de discusión. Por un lado, la teoría de la acreción del Terreno Patagonia al margen SO del Gondwana durante el Pérmico Tardío (~260 Ma *sensu* Martínez Dopico *et al.*, 2017) parecería explicar el intenso magmatismo relacionado a estadios compresionales (Ramos, 1984; Ramos, 2008; Ramos *et al.*, 2013, entre otros). El magmatismo Triásico Temprano vinculado a extensión post-orogénica podría explicarse como la etapa posterior al orógeno desencadenada por un

empinamiento de la placa y posterior ascenso astenosférico (González *et al.*, 2014, 2016, 2017; del Rey *et al.*, 2016).

Por otra parte, recientes contribuciones descartan la posibilidad de la colisión y acreción de la Patagonia (Pankhurst *et al.*, 2006., Gregori *et al.*, 2008; Pankhurst *et al.*, 2014; Castillo *et al.*, 2017; Marinez Dopico *et al.*, 2017; entre otros). La aparente ausencia de discordancias entre el Pérmico Tardío y el Triásico Temprano en la zona de La Esperanza-Los Menucos no concordaría con una zona de colisión proximal (Martínez Dopico *et al.*, 2017). No obstante, para la zona comprendida entre los paralelos 20°S y 40°S de Chile, del Rey *et al.* (2016) proponen un modelo de subducción continua desde el Carbonífero hasta el presente relacionado con el Orogeno Terra Australis (Cawood, 2005). Así mismo, el colapso de la Orogenia Gondwánica estaría vinculado al aumento en la velocidad y verticalización del ángulo de subducción de la placa, desencadenando extensión y magmatismo anorogénico hacia el retroarco, inclusive hasta el Triásico Tardío (del Rey *et al.*, 2016; González *et al.*, 2017). Cabe mencionar que el modelo tectónico propuesto por Zaffarana *et al.* (2014) del Batolito de la Patagonia Central tendría similitudes con lo postulado por del Rey *et al.* (2016) y González *et al.* (2017) para la región centro-norte del país trasandino.

1.3. Antecedentes del Área de Estudio

1.3.1. Los Primeros Relevamientos: Wichmann, Feruglio y Volkheimer.

Los primeros trabajos sobre la geología del Macizo Nordpatagónico fueron realizados por Wichmann (1918, 1927 y 1934), quien hace, además de sus propias observaciones, un encuadre regional comparando con trabajos anteriores en áreas vecinas como Valcheta, Comallo, Sierra Grande, Piedra del Águila, Mengué y Cerro Lotena, entre otros.

Para el basamento describe afloramientos aislados de rocas graníticas, gneis, micaesquistos, filitas y grauvacas, que no puede fijar con precisión la edad, aunque supone de edad hercínica. Para el área en estudio en particular nombra "...un granito gris de grano mediano...", describiéndolo como granito y pórfido granítico con aplita y vetas de cuarzo blanco, sobresaliendo en el relieve como sierras chicas y lomadas redondas. En el área de La Esperanza reconoce, "...si bien poco prominentes...", esquistos cristalinos de color verdoso y violáceo con cuarzo inyectado.

Por sobre este basamento, en 1918, describe una sucesión espesa de pórfidos cuarcíferos, y a tal efecto detalla lo siguiente; "...descansan en gran extensión pórfidos cuarcíferos de considerable espesor. Estos varían en su coloración: rojizo, violáceo y desde el pardo y gris hasta el blanco. El lugar más septentrional en que hasta ahora se ha encontrado esta roca es la región de Valcheta, donde aparecen al lado de los granitos y esquistos, debajo de la molasa patagónica...". Para estas rocas describe marcada estructura fluidal, grandes fenocristales de feldespatos; otras, por sus manchas blancas esféricas de agregados granofíricos de cuarzo y feldespatos potásicos en la pasta violeta oscura, o por su estructura nodulosa. Se destacan en el paisaje como cerros aislados o lomadas onduladas. Menciona la existencia de estos pórfidos en una vasta región de la Patagonia, desde Ramón Castro en la Provincia del Neuquén hasta Puerto San Julián en Santa Cruz, notando haber reconocido estas rocas en zonas como Bahía Pórfidos, Telsen, Paso de Indios, Lago Musters, Valcheta, Sierras Coloradas y Cona-Niyeu, entre otros. En varias localidades menciona las porfiritas asociadas a tobas que varían de color blanquecino, rosado, colorado, amarillento y verdoso claro, en ocasiones alteradas. Suelen observarse en bancos bien definidos intercalados entre las porfiritas.

La edad de todo el conjunto de pórfiros cuarcíferos la propone por primera vez en el informe de 1918, obteniendo datos de la publicación que Delhaes hiciera en el Boletín de la Dirección General de Minas, detallando lo siguiente: “...Un hallazgo que Delhaes publicó recientemente en el Boletín de la Dirección General de Minas, nos da la posibilidad de precisar más aun la edad de esa roca. Se trata de las perforaciones de San Julian, en el territorio de Santa Cruz, donde se encontró, a 67 metros debajo de la molasa patagónica, un gran complejo de tobas de pórfido cuarcífero y de esquistos arcillosos endurecidos desde 67 hasta 272 metros de profundidad. Más abajo siguen pórfidos cuarcíferos y rocas dacíticas. En las tobas y esquistos arcillosos halláronse, en tres horizontes, desde 83 hasta 160 metros, una *Estheria* que Delhaes identificó con *Estheria mangaliensis*, considerando por consiguiente, toda la serie de tobas como perteneciente al Rético. Quedó por esto establecido para el pórfido cuarcífero la edad rética o por lo menos supatriásica...”.

Por su parte, Feruglio (1949), en su obra Descripción geológica de la Patagonia dedica un capítulo refiriéndose al complejo porfirico de la Patagonia Extra-andina. En este informe hace pocas referencias a las rocas de la Comarca Nordpatagónica, aunque al igual que Wichmann, considera al complejo porfirico de la Patagonia como una única entidad. En esta generalización Feruglio toma las descripciones litológicas de Windhausen y Pastore describiendo pórfidos cuarcíferos micrograníticos-felsofiricos, queratofiros sin cuarzo, pórfidos de estructura fluidal, entre otros. Con respecto a la edad de estas rocas, y bajo el concepto de una única entidad, asigna edad jurásica superior por el hallazgo de fósiles de tal edad en afloramientos en la zona de Santa Cruz y Chubut.

Por su parte Vollkheimer (1965) realiza el bosquejo geológico de noroeste del Chubut Extra-andino en la zona de Gastre y Gualjaina. Si bien estas localidades están a centenares de kilómetros de Los Menucos, este autor al igual que Wichmann y Feruglio, considera al

complejo porfírico de la Patagonia como una única entidad. Según Volkheimer la litología se resume a mantos, tobas y brechas andesíticas, riódacíticas y dacíticas “en orden de frecuencia decreciente” con intercalaciones de conglomerados, areniscas y escasas lutitas de cientos de metros. Este autor asigna edad jurásica en relación al hallazgo de flora fósil.

1.3.2. Estratigrafía

La primera propuesta estratigráfica y mapa geológico llevado a cabo en los alrededores de la localidad de Los Menucos corresponde a Miranda (1966). Este autor presenta tres perfiles: Puesto Juan Vera, Puesto Meliñanco y Cantera Petrof. Define la Formación Los Menucos y la divide en tres miembros, que se reconocen interestratificados constituyendo niveles cíclicos: Miembro Efusivo, Miembro Piroclástico y Miembro Sedimentario (Fig. 4). El Miembro Efusivo está conformado por extensos mantos de andesitas, dacitas y riódacitas, con espesores de hasta 300 m. Describe rocas de textura porfírica con pasta afanítica, con colores que varían entre el verde pardo y violáceo, con fenocristales de feldespato, cuarzo, mica y anfíboles. El Miembro Piroclástico tiene amplia difusión vertical, aunque restringida lateralmente. Reconoce tobas vítreas y tobas vitrocrystalinas, alcanzando un espesor máximo de 470 m en el perfil Cantera Petrof. El Miembro Sedimentario está constituido por arcilitas, areniscas y conglomerados de escaso desarrollo y en general lenticulares, habiendo sedimentado en pequeñas cuencas continentales. El hallazgo de improntas vegetales en tobas y sedimentitas asignables a la flora de *Dicroidium* le permite acotar esta formación al Triásico Superior.

Por sobre la Formación Los Menucos describe con nombre provisorio a Riolitas Rojas. Son rocas efusivas de textura porfírica, pasta microcristalina de color rojizo con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y biotita, que yacen cubriendo a los mantos de la Formación Los Menucos o intruyendo a los mismos en forma de diques. Por otra parte, indica que podría

tratarse de un ciclo posterior a la Formación Los Menucos, pudiendo extenderse inclusive hasta el Jurásico.

Miranda (1966)	Stipanivic (1967)	Stipanivic et al. (1968) Stipanivic y Methol (1972, 1980)	Labudia et al. (1995)	Cucchi et al. (1999) Lema et al. (2008)	Labudia y Bjerg (2001)	Este estudio
Riolitas Rojas	Formación Cerros Colorados	Formación Sierra Colorada				Grupo Los Menucos
Formación Los Menucos	Sedimentitas con <i>Dicroidium</i> (<i>Sedimentitas Keuper</i>)	Sedimentitas con <i>Dicroidium</i> (<i>Sedimentitas Keuper</i>)	Grupo Los Menucos	Complejo Los Menucos	Grupo Los Menucos	Formación Sierra Colorada
Miembro Piroclástico			Formación Nahuel Hual		Formación Sierra Colorada	Formación Vera
Miembro Efusivo	Formación Los Menucos	Formación Los Menucos	Formación Vera		Formación Vera	Miembro El Pilquín
Miembro Sedimentario						Miembro Aguada de la Mula
						Formación Puesto Tschering
						Miembro Barrancas Grandes
						Miembro Co. La Laja

Figura 4. Cuadro comparativo de las diferentes propuestas estratigráficas para la misma área relevada en esta tesis. Se incluye la propuesta estratigráfica resultante de los estudios aquí presentados.

Por otra parte, Stipanivic (1967), Stipanivic *et al.* (1968), Stipanivic y Methol (1972, 1980) proponen otro esquema estratigráfico (Fig. 4). Definen las formaciones Los Menucos y Sierra Colorada, esta última inicialmente denominada como Formación Cerros Colorados (Stipanivic, 1967). Estos autores separan de estas dos unidades a los depósitos sedimentarios portadores de flora fósil, que denominan Sedimentitas con *Dicroidium* o Sedimentitas Keuperianas. La Formación Los Menucos (*sensu* Stipanivic, 1967) se compone de mantos de porfiritas pardo moradas, a las que le suceden tobas masivas, a veces estratificadas de colores lilas o verdes. Por sobre la Formación Los Menucos, y en discordancia, describen las Sedimentitas Keuperianas (equivalente al intervalo Ladiniano – Raetiano) compuestas de conglomerados, areniscas, areniscas tobáceas, tobas arenosas, por lo común estratificadas y a veces en lajas bien definidas de colores rojo a gris blanquecino. Estas sedimentitas son portadoras de flora fósil de *Dicroidium* y alcanzan un espesor máximo de 400 m en proximidades de la Cantera Visanelli. Cubriendo ambas unidades describen la Formación Sierra Colorada, compuesta de pórfidos cuarcíferos rosados, diques y cuerpos intrusivos. En función de esta nueva propuesta estos autores concluyen que la Formación Los Menucos es

de edad Scytiana (Triásico Temprano: Induano – Olenekiano), las Sedimentitas Keuperianas se ubicarían en el intervalo Ladiniano – Raetiano y la Formación Sierra Colorada, pos-Keuper, eoliásico (Jurásico Temprano).

Posteriormente, Labudia *et al.* (1995) y Labudia y Bjerg (2001, 2005) redefinen la estratigrafía y proponen el orden de Grupo Los Menucos (Fig. 4), dividido en formaciones Vera y Sierra Colorada; esta última fue primeramente denominada como Formación Nahuel Hual (Labudia *et al.*, 1995). La Formación Vera tiene su base en los depósitos sedimentarios del graben del Cerro Piche, al norte del Puesto Tono Álvarez (Laureano Álvarez o L. Álvarez), que hacia el techo se cubre por facies ignimbríticas dacíticas. En la zona del Puesto Tschering, para esta misma unidad se reconocen epiclastitas de mezcla superpuestas por brechas e ignimbríticas dacíticas. Labudia *et al.* (1995) en referencia a la Formación Vera, sugieren la presencia de un clima estacional, con desarrollo de sistemas fluviales con cursos activos durante los períodos de lluvia. Indican, además, que estos ambientes reflejan el desarrollo incipiente de una red de drenaje de baja pendiente, estrechamente relacionada la evolución volcánica local. El espesor de esta unidad fue estimado en ~250 m. La Formación Sierra Colorada se compone de lavas riolíticas, vitrófiros, ignimbríticas, tobas, brechas y diques, que cubren e intruyen indistintamente a las sedimentitas e ignimbríticas de la Formación Vera. Las lavas riolíticas, compactas y de color rosado grisáceo, presentan textura porfírica con pasta felsítica donde es posible distinguir fenocristales de cuarzo, feldespato y biotita. Los vitrófiros e ignimbríticas son rocas pardo oscuras a verdosas, con textura porfírica y con fenocristales subidiomórficos inmersos en una pasta afanítica. Presentan marcada fluidalidad y a veces disyunción vertical pseudo-hexagonal. Los diques desarrollan estructuras en “*echelon*” y aparecen con mayor frecuencia hacia las estribaciones de la Meseta Basáltica de Bajos Hondos. Las tobas son compactas de color blanco grisáceo a rojizo

y de fractura concoidea. El espesor de la Formación Sierra Colorada fue estimado en ~90 m. El Grupo es asignado por estos autores al Triásico Temprano – Triásico Tardío, por la presencia de restos fósiles de *Pleuromeia* sp. (Labudia *et al.*, 1992) y por una isócrona Rb-Sr de 222 ± 2 Ma (Rapela *et al.*, 1996).

Por último, Cucchi *et al.* (1999) y Lema *et al.* (2008) proponen el nombre de Complejo Volcánico Los Menucos debido a la complejidad de las relaciones estratigráficas de los diferentes tipos litológicos (Fig. 4). Estos autores dividen a este complejo en cinco litofacies: Ignimbritas, Sedimentaria y Volcaniclástica, Lávica a Subvolcánica Mesosilícica, Cuerpos Subvolcánicos a Epizonales y Diques Riolíuticos y Riolitas. La litofacies Ignimbritas comprende numerosos mantos y constituyen los afloramientos de mayor extensión y potencia. Las composiciones varían de andesíticas a riolíuticas, con fábricas cristalovitreas a vitrocristalinas. La litofacies Sedimentaria y Volcaniclástica la reconocen intercalada con depósitos piroclásticos de espesor menor al metro, se compone de tobas riolíuticas y dacíticas laminadas, arenitas líticas y arcósicas con laminación, improntas vegetales, icnitas, estratificación cruzada y ondulitas. La facies Lávica a Subvolcánica Mesosilícica la reconocen intercalada e interdigitada con facies piroclásticas y sedimentarias o vinculadas a fallas. Se compone de andesitas, basandesitas, andesitas cuarzosas, dacitas, pórfiros dacíticos y lacitas, en variedades vesiculares, con texturas fluidales o autoclásticas. La facies de Cuerpos Subvolcánicos a Epizonales se expone como cuerpos dispersos y semicubiertos, reconocen dioritas, monzodioritas cuarzosas, pórfidos monzoníticos cuarzosos y leucograníticos. La facies de Diques Riolíuticos y Riolitas comprende enjambres o diques aislados de hasta 14 km de extensión y comprende riolitas y leucoriolitas en variedades porfíricas y vitrofíricas. El espesor para todo el conjunto lo estiman en ~2 km.

Con respecto a las relaciones estratigráficas en piso, en acuerdo general de todos los autores mencionados previamente, se describe en discordancia angular sobre granitos pérmicos asignables a la Formación Michihuao (Stipanovic, 1967; Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Methol, 1972, 1980) o Complejo La Esperanza (Llambias y Rapela, 1984; Martínez Dopico *et al.*, 2017) y sobre metamorfitas precámbricas a eopaleozoicas de la Formación Colo-Niyeu (Labudía y Bjerg, 1994; Luppo *et al.*, 2017; Martínez Dopico, 2017). Al techo toda esta secuencia es cubierta por depósitos cretácicos del Grupo Neuquén (Stipanovic *et al.*, 1968; Stipanovic y Methol, 1972, 1980) o por depósitos danianos de la Formación Roca (Bertels, 1969; Corbella, 1973; Falco *et al.*, 2017).

1.3.3. Paleontología

1.3.3.1. Paleobotánica

Los primeros hallazgos fueron de Miranda (1966) y Pesce (1976). Artabe (1984a y b) lleva a cabo un estudio paleontológico que incluyó el material anterior. Por su parte, Labudía *et al.* (1992) y Bodnar y Falco (2017) describen la presencia de maderas fósiles en los alrededores del Co. Piche. A continuación, se detallan las especies para las localidades nombradas por estos autores (Fig. 5).

- Puesto Meliñanco (Miranda, 1966): *Dicroidium (Zubería) Feistmanteli (Johns) Goth.*, *Dicroidium (Zubería) Sahnii (Sw)*, *Pseudoctenis sp.*, *Nilhsonia cf. compta (Phill)*.

- Cantera Visanelli (Artabe, 1984a y b): *Equisetites fertilis*, *Phyllothea australis*, *Yabeiela spathulata*.

- Puesto Tscherig (Pesce, 1976; Artabe, 1984a y b): *Cladophlebis mendozaensis*, *Dicroidium zuberi* var. *Fustmantelii*, *Pteruchus borealensis*, *Lepidopteris madagascariensis*, *Pachydermophyllum praecordillerae*.

- Puesto Molina – Quebrada del Compañero (Pesce, 1976; Artabe, 1984a y b): *Dicroidium brownii* var. *Brownii*, *Dicroidium dubium* var. *australe*, *Dicroidium incisum*, *Dicroidium zuberi* var. *papillatum* y *Dicroidium zuberi* var. *zuberi*.

- Cantera Petroff (Miranda, 1966; Artabe, 1984a y b): *Dicroidium zuberi* var. *sahnii*, *Glossopteris moribunda*, *Pseudoctenis spatulata*, *Pseudoctenis grandifolia*, *Pseudoctenis wardii*, *Pseudoctenis spectabilis*, *Pseudoctenis capensis*, *Ctenis japónica*, *Taeniopteris lata*, *Taeniopteris magnifolia*, *Taeniopteris crassinervis*, *Taeniopteris wianamattae*, *Taeniopteris lentriculiformis*, *Taeniopteris vittata*, *Pterophyllum inconstans*, *Sphenobaiera stormbergensis*, *Sphenobaiera argentinae*, *Ginkgo digitata*, *Rhipidopsis densinervis*, *Podozamites Elongatus*.

- Puesto Juan Vera (Miranda, 1966; Artabe, 1984a y b): *Dicroidium zuberi* var. *sahnii*, *Dicroidium zuberi* var. *zuberi*, *Pteruchus borealensis* y *Pseudoctenis grandifolia*

- Puesto Nahuel Hual (Artabe, 1984a y b): *Dicroidium zuberi* var. *zuberi*, *Pseudoctenis spatulata*.

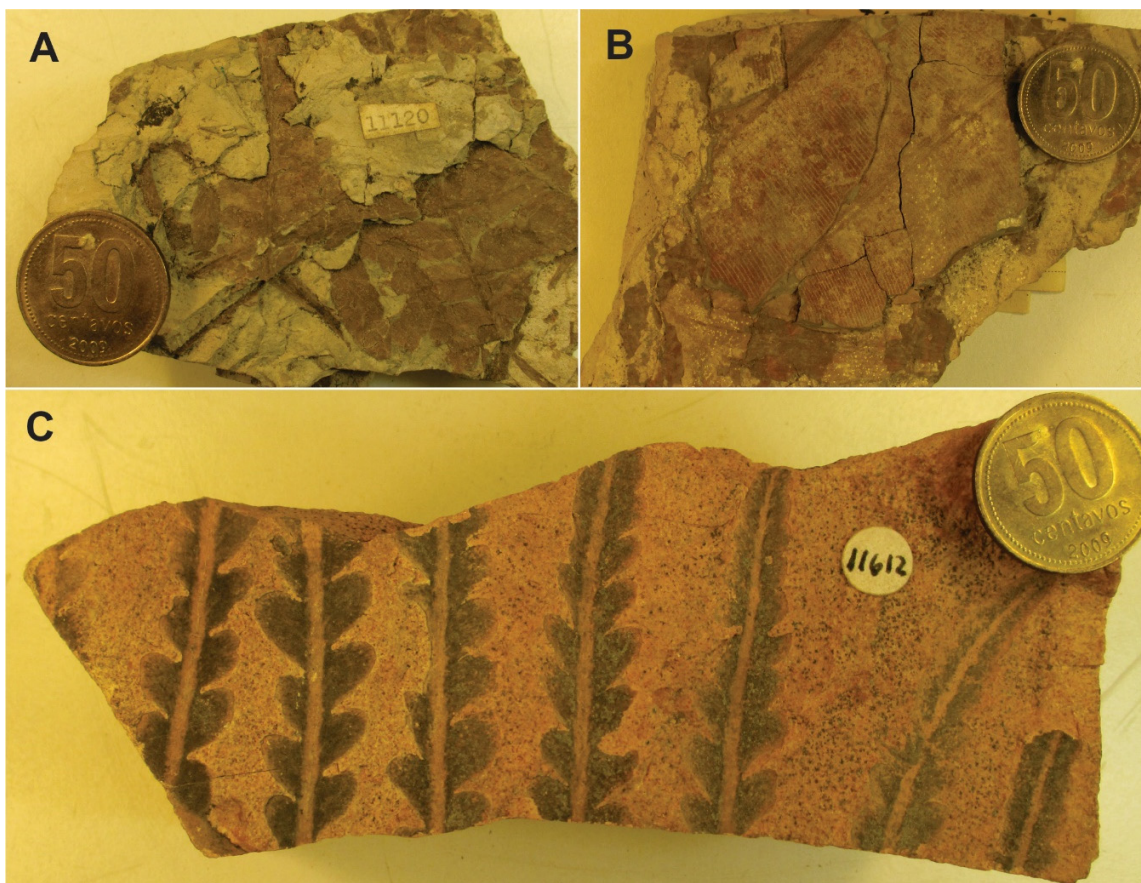


Figura 5. Fotos de las improntas estudiadas por Artabe (1984a y b). A) Muestra 11120 – Puesto Tschering – *Cladophlebis mendozaensis*. B) Muestra 11202 – Cantera Petroff – *Sphenobaiera stormbergensis*. C) Muestra 11612 – Puesto Molina – *Dicroidium zuberi*. Todas estas muestras pertenecen a la colección del Museo de La Plata.

- Puesto Tono Álvarez (Labudia *et al.*, 1992; Bodnar y Falco, 2017): Labudia *et al.* (1992) hallan en proximidades del puesto Tono Álvarez, en la sucesión que Corbella (1973) definiera como los depósitos clásticos del Graben del Co. Piche, un único ejemplar de *Pleuromeia* sp. y concluyen que estos depósitos serían atribuibles al Triásico Inferior a Medio. Para la misma sucesión Bodnar y Falco (2017) describen la presencia de *Cupressinoxylon* sp., de esta manera ponen en discusión una edad Triásica Inferior a Medio adjudicándole a estos depósitos una edad tentativamente Jurásica.

1.3.3.2. Icnología

Los trabajos icnológicos fueron desarrollados en los alrededores de Los Menucos. Al oeste en la Cantera Vieja, Cantera Nueva, Cantera Petroff o Cantera Tscherig y corresponden a los depósitos clásticos ubicados inmediatamente al oeste del Co. La Laja. Al este, en la cantera La Colorada, se han registrado icnitas en depósitos correlacionables con los de las canteras anteriormente mencionadas.

Las primeras descripciones corresponden a Casamiquela (1964 y 1975) y reconoce las especies *Shimmelia chirotheroides*, *Ingenierichnus sierrai*, *Calibarichnus ayestarani*, *Rogerbaletichnus aguilerai*, *Palaciosichnus zettii*, *Gallegosichnus garridoi* y *Stipanichnus bonetti*. Domnanovich (2003), Domnanovich y Mariscano (2006) y Domnanovich *et al.* (2008) agregan además los géneros *Pentasauropus* sp. y *Rynchosauroides* sp. Estos autores añaden que la icnofauna de Los Menucos presenta una marcada similitud con asociaciones faunísticas más antiguas, como la del Triásico Medio de la Cuenca de Ischigualasto – Villa Unión. Concluyen, además, que esta icnofauna se diferencia claramente de aquellas faunas de edad equivalente por la gran diversidad de terápsidos y la llamativa falta de representantes del clado Dinosauria que son, en cambio, el componente principal de las faunas coetáneas.

Por último, Diaz Martinez y De Valais (2014), sugieren que los géneros *Calibarichnus*, *Gallegosichnus*, *Stipanichnus*, *Palaciosichnus* y *Rogerbaletichnus* presentan similitudes con el género *Dicynodontipus*. Señalan que la variabilidad de la forma de estas huellas corresponderían a diferentes estadios ontogenéticos y diferentes tipos de movimientos de desplazamiento de un mismo tipo de productor, sumado a distintas condiciones del sustrato y tafonómicas.

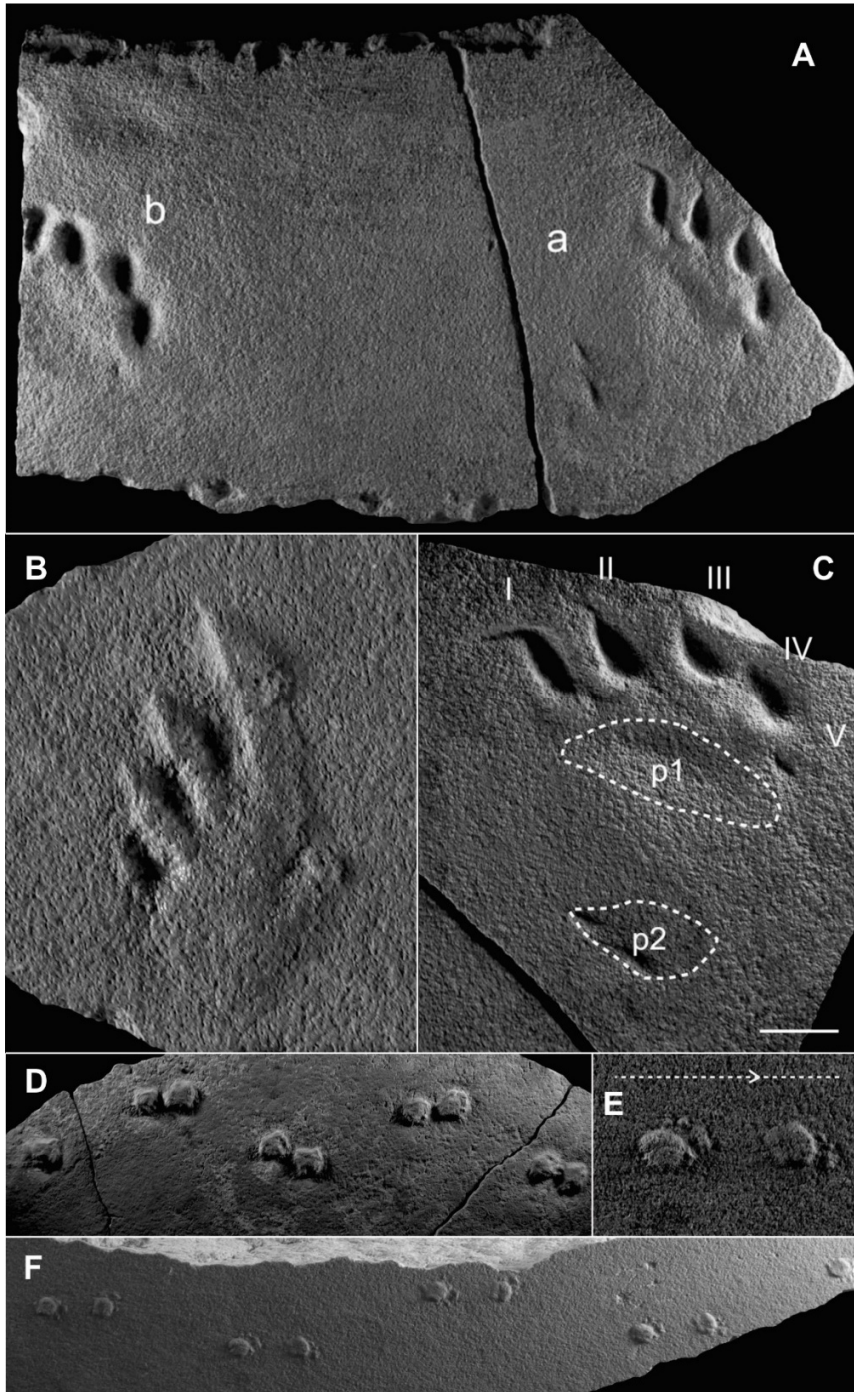


Figura 6. Icnitas de tetrápodos registradas en los alrededores de Los Menucos, fotos tomadas de Domnanovich *et al.* (2008). A) Dos huellas de *Pentasauropus* sp. B) Huella de mano izquierda de *Rhynchosauroides* sp. C) Detalle de *Pentasauropus* de Figura Aa. D, E y F) Rastrilladas de *Palaciosichnus zettii*.

1.3.3.3. Vertebrados

Bogan *et al.* (2013) estudiaron un ejemplar de la colección del Museo Provincial Carlos Ameghino de la Ciudad de Cipolletti (Prov. de Río Negro) describiendo el primer registro fósil de vertebrados para los depósitos triásicos de Los Menucos, aunque no se conoce el lugar de extracción con precisión. Estos autores describen el ejemplar como *Caturus sp.* Por otra parte, Gallego (2010) menciona el hallazgo de escamas fósiles pertenecientes a peces actinopterigios.



Figura 7. Pez fósil estudiado por Bogan *et al.* (2013), muestra perteneciente al Museo Provincial Carlos Ameghino de la Ciudad de Cipolletti (Prov. de Río Negro). Fotos gentileza de Bogan S. Especie identificada como *Caturus sp.*

1.3.3.4. Invertebrados

El único invertebrado hasta el momento conocido es una especie nueva de conchostraco estudiado por Gallego (2010), los ejemplares hallados pertenecen a la Cantera Visanelli y al Bajo de Caltrauna. Los estudios realizados por este autor le permiten identificar una nueva especie denominada *Menucotheria wichmanni*, asignada al Carniano (Figura 8).

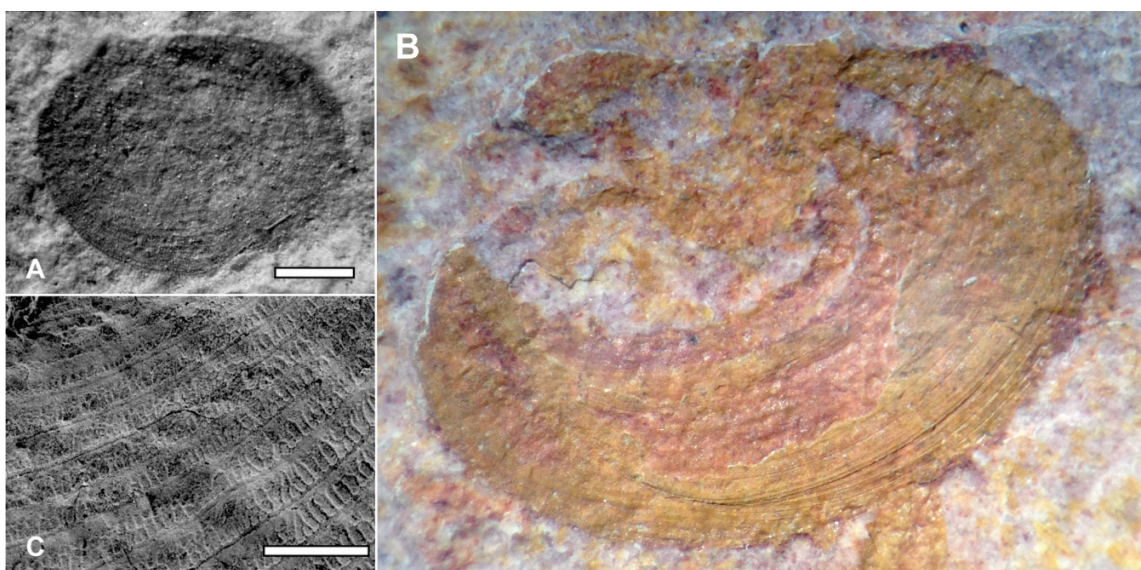


Figura 8. Fotos de ejemplares de *Menucotheria wichmanni* identificada por Gallego (2008). A) Molde externo de valva izquierda del holotipo *Menucotheria wichmanni*. B) Foto color de *Menucotheria wichmanni* de muestras brindadas por el Dr. Claudio Iglesias. C) Detalle de la región media con ornamentación reticulada. Fotos A y C tomadas de Gallego (2008).

1.3.4. Geocronología

Las primeras edades radiométricas publicadas referidas a los depósitos de Los Menucos fueron presentadas por Stipanovic *et al.* (1968). Estos autores presentan dos isócronas Rb/Sr obtenidas por la compañía Shell en proximidad de la localidad de Valcheta. La primera isócrona de 222 ± 20 Ma fue obtenida en roca total y la segunda de 228 ± 20 Ma obtenida en ortoclasa (Fig. 9). Posteriormente Halpern *et al.* (1971) presentan otra isócrona Rb/Sr de 226 ± 1 Ma obtenida de una serie de muestras en las localidades El Caramelo y Lihuel Calel (Prov. La Pampa), Los Menucos, Chasicó, La Esperanza y Sierra Colorada (Prov. Río Negro)

y de una perforación de YPF en Challacó (Prov. Neuquén). Por otra parte, Caminos (1983) presenta tres edades para muestras obtenidas entre las localidades rionegrinas de Comicó y Valcheta; 194 ± 10 Ma., 204 ± 10 Ma. y 226 ± 10 Ma. Ninguno de los autores anteriormente mencionados especifican la ubicación precisa del muestreo; Caminos (1983) tampoco indica la metodología geocronológica utilizada.

Rapela *et al.* (1996) presentan una isócrona Rb/Sr de 222 ± 2 Ma en el perfil de Puesto Vera, correspondiente a la Formación Sierra Colorada. El nivel muestreado corresponde a un vitrófiro ineditamente por encima de la sección sedimentaria aflorante en ese perfil.

Franco *et al.* (1999) presentan dos edades de 232 ± 8 Ma y 245 ± 8 Ma, obtenidas sobre sericita y roca total inalterada, respectivamente. Las muestras fueron obtenidas en el Proyecto Aurífero El Puesto en proximidades de la Localidad de Prahuaníyeu; aun así no indican metodología implementada. Lema *et al.* (2008) para un cuerpo perteneciente a la facies lávica dómica, en cercanías del Puesto Cuya, obtienen una edad Ar/Ar en biotita de $206,9 \pm 1,2$ Ma.

Por último, Luppó *et al.* (2017) presentan tres edades por la metodología U-Pb en cristales de circón. La primera de 257 ± 2 Ma, obtenida sobre ignimbritas riolíticas inmediatamente por encima del contacto discordante con la Formación Colo Níyeu. La segunda, 252 ± 2 Ma obtenida sobre facies lávica a subvolcánica mesosilícica (*sensu* Lema *et al.*, 2008). La tercera 248 ± 2 Ma sobre ignimbritas riolíticas próximas al Puesto Paranao. Estos autores concluyen que el Complejo Los Menucos es una entidad desarrollada durante el Permo-Triásico y alcanzaría un espesor próximo a los 6 km.

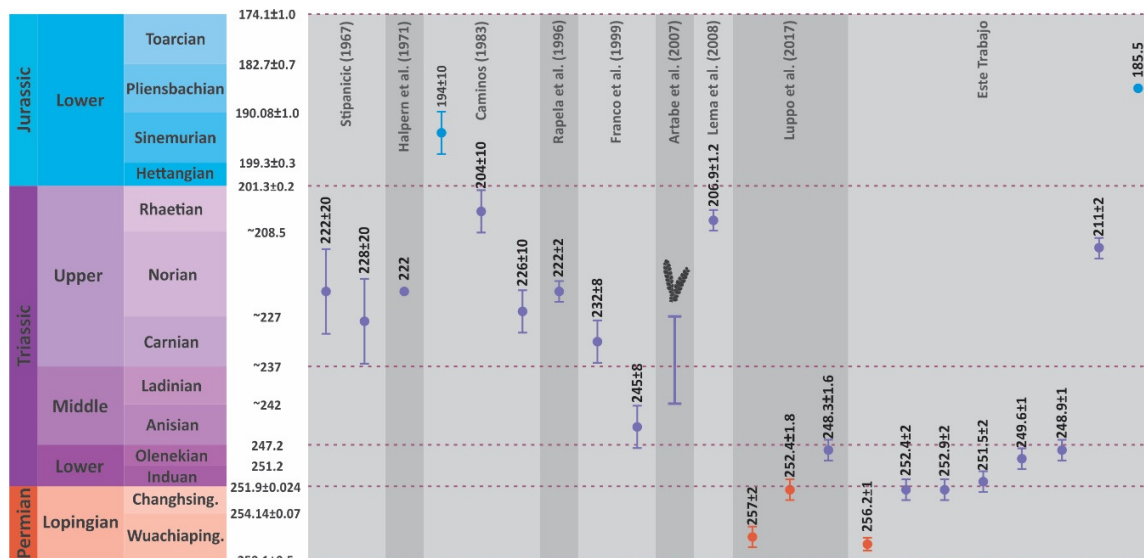


Figura 9. Cuadro comparativo de las edades obtenidas en rocas pertenecientes a la Cuenca de Los Menucos. En la última columna se presentan las edades obtenidas para esta tesis.

1.3.5. Configuración Tectónica

El estudio tectónico-estructural del área fue abordado primeramente por Corbella (1973) y detallado por Giacosa *et al.* (2007). Estos últimos describen una tectónica transcurrente de fallas dextrales de rumbo O-E y desplazamientos kilométricos; entre las estructuras más sobresalientes mencionan a las fallas La Laja, La Laja Norte y Loma Blanca, entre otras. Inferen que esta tectónica estuvo asociada con una extensión con dirección principal cercana a NE-SO durante el Triásico, conformando un régimen de extensión oblicua (transtensión). Agregan que relacionado a estas fallas existen elementos pertenecientes al Complejo Los Menucos, tales como lavas andesíticas, domos dacíticos, diques, venas epitermales y facies sedimentarias gruesas.

Las relaciones entre volcanismo y fallamiento y la falta de cizallamiento en rocas más jóvenes, sugieren que la deformación habría ocurrido principalmente en el Triásico tardío, en tanto que algunas de las fallas principales, tienen la misma orientación que fallas y estructuras penetrativas que caracterizan al basamento paleozoico de la region (Giacosa *et*

al., 2007). Estas observaciones permiten inferir una morfología de tipo *rift* para el borde norte de la cuenca durante el Triásico (Labudia y Bjerg, 2001; Giacosa *et al.*, 2007).

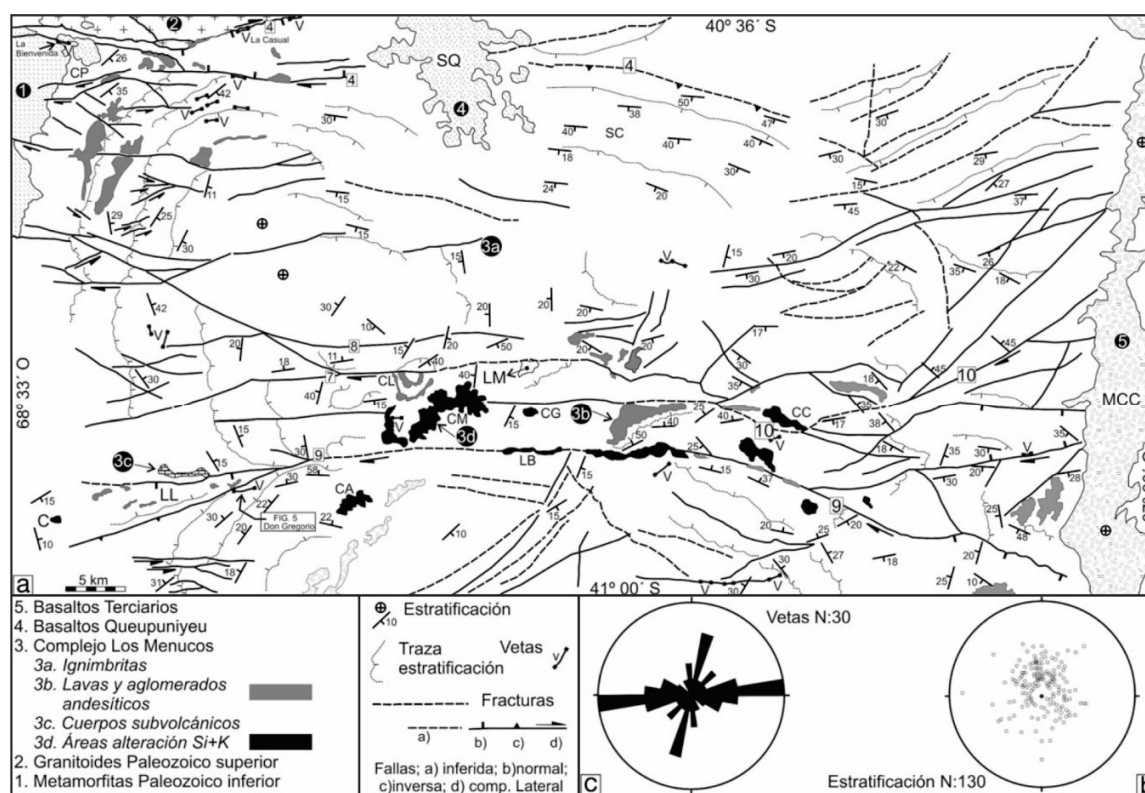


Figura 10. Mapa estructural donde se muestran los principales lineamientos O-E y otras fallas menores relacionadas. Mapa tomado de Giacosa (2007). Referencias: 1) Metamorfitas Paleozoico Inf., 2) Granitos Paleozoico Sup., 3) Complejo Los Menucos, 4) fallas del sistema Piche; 5) informe Piche; 6) falla Lenzaniyeu; 7) falla Cerro La Laja; 8) falla Cerro La Laja norte; 9) falla Lagunitas; 10) falla Choique; PAP) *pull-apart* Piche; PUC) *push-up* Caledonia; LM (localidad de Los Menucos), MCC (meseta Caita-Co), SQ (sierra Queupuniyeu), LL (bajo Las Lagunitas), SC (serranías en alrededores de estancia Caledonia), CM (cerro La Mina), CL (cerro La Laja), C (prospecto Cuyas), CC (prospecto Choique Mahuida o cerro Choique), LB (prospecto La Brecha), CG (cerro Guacho). a) la ubicación de las zonas de alteración silíceas (Si) y arcillosas (K) en relación con el trend estructural O-E controlado por las fallas Cerro La Laja y Lagunitas; b) afloramientos de lavas y aglomerados andesíticos en los planos de fallas y en algunos bajos estructurales y, c) la relación espacial de algunas vetas con las fallas. B. Proyección estereográfica de polos de estratificación en el Complejo Los Menucos. C. Diagrama de rumbos de las vetas.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivos Generales

El principal fin de este trabajo de tesis es contribuir al conocimiento estratigráfico del Mesozoico Temprano en el área Noroeste de la localidad rionegrina de Los Menucos; para ello se tomaron de base los tres trabajos estratigráficos más completos del área, Miranda

(1966), Labudia y Bjerg (2001) y Lema *et al.* (2008). Se busca dar con un ordenamiento estratigráfico basado en observaciones de campo como principal tarea dentro del trabajo de tesis, para la posterior realización de un mapa geológico que sirva también como base para futuras investigaciones de detalle o para correlaciones dentro de la misma cuenca. Las técnicas de estudio planteadas permitirán seleccionar perfiles geológicos más representativos en los cuales serán efectuados estudios geoquímicos, isotópicos, sedimentológicos y petrográficos. Con la finalidad de enmarcar este estudio en el ámbito geológico regional se llevará a cabo una comparación con sistemas análogos, tanto dentro del Macizo Nordpatagónico como en áreas aledañas, para así realizar determinaciones tectónicas de mayor escala.

1.4.2. Objetivos Específicos:

- Caracterización de los diferentes tipos litológicos, enfatizando en los procesos genéticos y en las relaciones laterales y verticales con otras litologías.
- Caracterización tectónico-estructural para el área de interés.
- Caracterización geoquímica, isotópica y geocronológica de los tipos litológicos.
- Discriminación de límites estratigráficos.
- Correlación regional de las rocas estudiadas, con análogos del Macizo Nordpatagónico y otras regiones de Argentina.

CAPITULO II – METODOLOGÍA

2.1. Trabajo de Campo – Campañas

Las tareas de campo se llevaron adelante con metodologías básicas que incluyen el uso de báculo, brújula geológica y elementos para el posicionamiento geolocalizado como GPS o Tablet. La espesura de los depósitos ignimbríticos fue estimada por diferencia de altitud y corregida según el buzamiento de los depósitos estratificados supra o infrayacentes. Las tareas de relevamiento en campo se basaron en un primer mapeo interpretativo basado en los estudios anteriores de Miranda (1966), Labudia y Bjerg (2001, 2005) y Lema *et al.* (2008). Esto llevó a la selección de sectores de mayor importancia en los que se midieron perfiles y otros sectores que sirvieron como complemento.

Primera Campaña (7 días – Marzo 2015): Se relevó el área de Puesto Tscherig – Co. La Laja, se midieron los perfiles Tscherig Sur, Este y Oeste.

Segunda Campaña (10 días – Enero 2017): Se relevaron las áreas de Puesto Tscherig – Co. La Laja, Puesto H. Álvarez, Puesto Vera, Puesto Paranao y Puesto Mussi – Puesto Velo. Se midieron los perfiles Navarro, H. Álvarez, Paranao y Vera.

Tercera Campaña (5 días – Septiembre 2017): Se relevó el sector norte del área Puesto Tscherig – Co. La Laja, se relevó y midió el perfil Meliñanco, se relevó el área de Paranao hasta cercanías del Puesto Solaiman.

2.2. Geoquímica

El muestreo geoquímico corresponde solamente a la secuencia del Grupo Los Menucos y lleva directa relación con los perfiles relevados y la posterior correlación. Se muestrearon todas las facies volcánicas reconocidas, en algunos casos analizando más de una muestra por

facies. Las tablas de los análisis con su respectiva localización y asignación estratigráfica se muestran en el Anexo III.

Los análisis de elementos mayoritarios fueron realizados en el Museo de Historia Natural de Berlín (Museum für Naturkunde Leibniz-Institut für Evolutions-und Biodiversitätsforschung, Berlín, Deutschland) por el método de fluorescencia de rayos X (XRF). El equipo utilizado es un espectrómetro S8 Tiger XRF marca Bruker AXS. Estos análisis fueron realizados en colaboración con el Museo de Historia Natural de Berlín. Los análisis de elementos trazas y elementos de las tierras raras fueron realizados en los laboratorios de ACME Labs (Mendoza, Argentina) por fusión y espectrometría de masas inductivamente acoplado (ICP-MS).

2.3. Isótopos: U-Pb, Lu-Hf en circón.

Los análisis isotópicos incluyen estudios de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón. La selección de las muestras se basó en los perfiles relevados y la correlación resultante. Se analizaron tres muestras en el Área Puesto Tscherig – Co. La Laja, dos en el Área Puesto H. Álvarez, dos en el Área Puesto Vera y una en el Área de Puesto Mussi – Puesto Velo.

La preparación de las muestras para estos análisis fue llevada a cabo en el Laboratorio de Petrotomía del INGEOSUR (CONICET-UNS). Las tareas incluyeron molienda, tamizado, bacheo y *picking* en lupa binocular. Los análisis fueron realizados en colaboración con el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de Brasíla.

Para los estudios isotópicos de U-Pb y Lu-Hf en circón se utilizó un espectrómetro de masas Thermo-Fisher Neptune HR-MC-ICP-MS acoplado con un sistema de ablación láser Nd: YAG UP213 New Wave. Los análisis U-Pb se llevaron a cabo mediante el método de bracketing de Albarède *et al.* (2004) y se utilizaron los estándares GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004)

y 91500 (Wiedenbeck *et al.* 1995, 2004) para cuantificar la cantidad de fraccionamiento del ICP-MS. Las masas analizadas fueron 238, 207, 206, 204 y 202. El tiempo de integración fue de 1 segundo y el tiempo de ablación fue de 40 segundos. Se utilizó un spot laser de 30 μm y el ajuste fue de 10 Hz y 2-3 J/cm². Se analizaron dos a cuatro granos desconocidos entre los análisis GJ-1. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se corrigieron en el tiempo.

Se controló el ^{204}Pb común utilizando las masas ^{202}Hg y ($^{204}\text{Hg} + ^{204}\text{Pb}$). Las correcciones de Pb común no se realizaron debido a señales muy bajas para ^{204}Pb (<30 cps) y altas relaciones de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Los errores informados se propagan mediante la adición cuadrática [$(2\text{SD}^2 + 2\text{SE}^2)^{1/2}$] (SD = desviación estándar; SE = error estándar) de reproducibilidad externa y precisión dentro de la ejecución. La reproducibilidad externa está representada por la desviación estándar obtenida de análisis repetidos (n = 20, ~ 1.1% para $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ y hasta ~ 2% para $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$) del estándar GJ-1 durante las sesiones analíticas, y la precisión de la ejecución es el error estándar calculado para cada análisis. Los diagramas de Concordia (elipsis de error 2σ) y las edades promedio ponderadas se calcularon utilizando el software Isoplot-3 (Ludwig 2003). La escala de tiempo geológica aplicada es la de Cohen *et al.* (2013; actualizado).

Los cristales de circón analizados previamente para isótopos U-Pb y que muestran datos concordantes a ligeramente concordantes (concordancia de 6/8 y 7/5 edades entre 90 y 110%) se seleccionaron para análisis Lu-Hf. Los datos isotópicos de Lu-Hf se recogieron durante 40-50 segundos de tiempo de ablación y usando un spot de 40-50 μm . Los puntos de medición se colocaron en la misma área de crecimiento, pero no en el mismo punto analizado para los datos de U-Pb. Las señales de los isótopos libres de interferencia ^{171}Yb , ^{173}Yb y ^{175}Lu se controlaron durante el análisis para corregir las interferencias isobáricas de ^{176}Yb y ^{176}Lu en la señal de ^{176}Hf . Las contribuciones ^{176}Yb y ^{176}Lu se calcularon utilizando la abundancia

isotópica de Lu y Hf propuesta por Chu *et al.* (2002). Las mediciones contemporáneas de ^{171}Yb y ^{173}Yb proporcionan un método para corregir el sesgo de masa de Yb usando un factor de normalización de $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb}$ de 1.132685 (Chu *et al.*, 2002). Las relaciones de isótopos de Hf se normalizaron a $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0.7325 (Patchett, 1983).

Antes de las mediciones del isótopo Hf, se llevaron a cabo análisis repetidos de una solución estándar JMC 475 de 200 ppb de Hf e Yb ($\text{Yb} / \text{Hf} = 0.02$) ($^{176}\text{Hf} / ^{177}\text{Hf} = 0.282162 \pm 13$ 2s, $n = 4$). Durante las sesiones analíticas, se realizaron análisis repetidos del circón estándar GJ-1 obteniendo una relación promedio de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de $0,282006 \pm 16$ (2σ , $n = 25$), de acuerdo con el valor de referencia para el circón estándar GJ-1 de Morel *et al.* (2008).

Hf(t) se calculó usando la constante de decaimiento $\lambda = 1.865 * 10^{-11}$ propuesta por Scherer *et al.* (2006) y los valores $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ CHUR de 0.0332 y 0.282772 propuestos por Blichert-Toft y Albarède (1997). Las edades modelo (TDM) se calcularon a partir de la composición isotópica Hf inicial del circón, utilizando una relación promedio del Lu/Hf cortical (Nebel *et al.*, 2007; Gerdes y Zeh, 2009). Los valores de $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0384$ y $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0.28325$ se usaron para el manto empobrecido (Chauvel y Blichert-Toft, 2001) y $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} = 0.0113$ para la corteza promedio (Taylor y McLennan, 1985; Wedepohl, 1995).

La composición inicial de Hf del circón representa el valor de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ calculado para el tiempo de cristalización del circón, relación medida en cristales concordantes a ligeramente concordantes (Concordancia entre 90% y 110%). El recalcu de composiciones isotópicas de Hf para para granos >1 Ga fue basado entre la razón de edades aparentes $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, para granos <1 Ga se utilizó la razón $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

2.4. Nomenclatura de Facies

El estudio llevado adelante en esta tesis se aborda siguiendo el esquema de clasificación para rocas volcánicas de White y Houghton (2006). Este esquema se basa en el mecanismo inicial de depositación y unifica la terminología para todos los depósitos volcánicos y sus derivados por meteorización y erosión. Los depósitos volcánicos serían acumulaciones de partículas formadas por acción volcánica directa y que son movilizadas directamente por procesos relacionados con el volcanismo efusivo o explosivo antes de ser depositadas. Como partículas volcánicas incluyen a los fragmentos piroclásticos, autoclásticos, hialoclásticos y peperíticos. White y Houghton (2006) concluyen que el término volcánico no sea usado para aquellas rocas derivadas de la meteorización y erosión de rocas volcánicas, contrariamente a lo propuesto por Fisher (1961). En tanto, para aquellas rocas derivadas de la meteorización y/o erosión de rocas volcánicas, White y Houghton (2006) proponen dar el nombre de rocas sedimentarias con o sin un sufijo volcánico, pudiendo aludir este agregado a sus componentes, selección y morfología de los clastos.

Así pues, la codificación de facies para rocas piroclásticas sigue la propuesta de Branney y Kookelar (2002). Estos autores proponen un esquema litofacial basado en el carácter de un depósito, o una parte de este, que es distintivo en función del tamaño de grano, estratificación, forma de los granos, fábrica y composición. Los códigos litofaciales principales son T (Tuff – Toba), LT (Lapilli-Tuff – Toba lapillítica), L (Lapillistone – Lapillita) y B (Breccia – Brecha). Por ejemplo; mLT: massive Lapilli-Tuff o Toba lapillítica masiva. Los códigos faciales más comunes según estos autores se resumen en la Tabla 1.

Código	Litofacies
mLT	Toba lapillítica masiva
mLT(nl, ip)	Toba lapillítica masiva con gradación normal de líticos e inversa de pómez
mLTf	Toba lapillítica masiva con fábrica direccional
sLT	Toba lapillítica estratificada
dsLT	Toba lapillítica difusamente estratificada
bLT	Toba lapillítica finamente estratificada (cada estrato del orden centimétrico)
sT	Toba estratificada
//sT	Toba con estratificación paralela
xsT	Toba con estratificación cruzada
//bpL	Pomez (Lapilli) con estratificación paralela
lenspL	Lentes de pómez (Lapilli)
lenspC	Lentes de pómez (Guijarro)
lenslBr	Lentes de Brecha rica en líticos
fpoorT	Toba pobre en finos
mLTpip	Toba lapillítica masiva con pipas pobres en finos.
mlBr	Brecha lítica masiva
mScAg	Aglomerado masivo de escoria

Abreviaturas Recomendadas

T: Toba	l: rico en líticos
LT: Toba lapillítica	sc: rico en escoria
L: Lapilli	o: rico en obsidiana
Br: Brecha	cr: rico en cristales
Ag: Aglomerado	Fpoor: pobre en finos
Co: Bloques, Guijarros (redondeados)	Frich: rico en finos
m: masiva	f: fábrica direccional
(n): gradación normal	i: fábrica isotrópica, no direccional
(ni): líticos con gradación normal	acc: Lapilli acrecionario
(i): gradación inversa	ves: vesicular
(ip): pómez con gradación inversa	lens: lenticular(es)
(n)-(i): gradación normal a inversa	e: eutaxítica
s: estratificado	vap: alteración por fase vapor
xs: estratificación cruzada	lava-like: lava-like
//s: estratificación paralela	v: vitrófiro basal (vitrea y soldamiento)
//b: estratificación paralela	Rheo: reomorfismo
p: rico en pómez	

Tabla1. Resumen de litofacies, tomado de Branney y Kookelar (2002)

La codificación de facies para rocas efusivas sigue la propuesta de McPhie et al (1993). Estos autores proponen nombrar a las lavas coherentes e intrusiones en función de cuatro parámetros: alteración, textura, termino litofacial y composición (Tabla 2). La utilización de estos cuatro parámetros daría la combinación ideal para nombrar a la roca, aunque también son posibles combinaciones menores.

Nombres descriptivos para lavas coherentes e intrusiones

Combinación Ideal = alteración + textura + termino litofacial + composición

	Combinaciones alternativas	
<i>Termino litofacial + composición</i>	<i>Textura + Composición</i>	<i>Alteración + Composición</i>

Composición

Estimada en base a la mineralogía de los fenocristales

Riolita: feld-K ± cuarzo (plagioclasa pobre en Ca ± fase ferromagnesiana: biotita, anfíbol, piroxeno, fayalita)

Dacita: plagioclasa ± fase ferromagnesiana: biotita, anfíbol, piroxeno ± cuarzo (± feld-K)

Andesita: plagioclasa ± fase ferromagnesiana: biotita, anfíbol, piroxeno (± olivino)

Basalto: piroxeno ± plagioclasa-Ca ± olivino

Estimada en base al color

Riolita, Dacita: gris claro, rosa, verde claro, crema

Andesita, Basalto: gris oscuro, azul oscuro, verde oscuro, violeta oscuro

Termino litofacial

Masivo o con foliación de flujo, bandeado de flujo o laminación de flujo

Disyunción en columnas, columnar radial, concéntrico, caparazón de tortuga, blocosa, prismática, *platy*
Almohadillas o pseudoalmohadillas

Textura

Porfírica:

Fenocristales:

Tipo (cuarzo-firica, piroxeno-firica, etc.)

Abundancia (pobre, modreada, rica)

Tamaño (fino ≤ 1 mm, medio 1-5 mm, grueso ≥ 5 mm)

Pasta: vítrea, criptocristalina, microcristalina, de grano muy fino

Afanítica: microcristalina uniforme

Afirica: sin fenocristales

Vítrea: compuesta por vidrio volcánico

Vesicular (amigdaloidal) o no vesicular: escaso, moderado, alto, pumiceo, escoriáceo.

Esferulítica, microesferulítica, litofisae

Alteración

Mineralogía: clorita, sericita, sílica, pirita, carbonato, feldespato, hematita...

Distribución: disseminada, nodulares, pervasiva, en parches...

Tabla 2. Propuesta de clasificación de lavas coherentes e intrusiones, tomado de McPhie *et al.* (1993).

La codificación de facies y elementos arquitecturales para rocas sedimentarias corresponde a la propuesta presentada por Miall (2006), Herrera y López (2003) y Borrero Peña *et al.* (2008). Para las facies, el código se compone de una letra mayúscula que se refiere al tamaño granulométrico predominante, y una o más letras minúsculas representando la estructura sedimentaria u otro rasgo diagnóstico de la facies. Se agrega también un sufijo modificador para aquellas rocas sedimentarias con fuerte contenido volcánico (White y Houghton, 2006). Por otra parte, los elementos arquitecturales se representan con dos letras mayúsculas y comprenden un conjunto de estratos genéticamente relacionados, que representan una depositación relativamente continua por un proceso en particular y reflejan el estilo de depositación a nivel de los elementos geomorfológicos mayores (Borrero Peña *et al.*, 2008). En la Tabla 3 y 4 se resumen los códigos faciales y de elementos arquitecturales de Miall (2006) con las modificaciones de Herrera y Lopez (2003) y Borrero Peña *et al.* (2008).

Código	Facies	Estructura Sedimentaria	Interpretación
<i>Gmm</i>	Grava masiva, matriz soportada	Gradación débil	Flujo plástico de detritos
<i>Gmg</i>	Grava matriz soportada	Gradación inversa a normal	Flujo pseudoplástico de detritos
<i>Gci</i>	Grava clasto soportada	Gradación inversa	Flujo de detritos rico en clastos o flujo de detritos pseudoplástico
<i>Gcm</i>	Grava masiva clasto soportada		Flujo pseudoplástico de detritos
<i>Gh</i>	Grava clasto soportada, estratificación difusa	Estratificación horizontal, imbricación	Formas de fondo (barras) longitudinales, depósitos aislados
<i>Gt</i>	Grava estratificada	Estratificación festoneada	cruzada Rellenos menores de canales
<i>Gp</i>	Grava estratificada	Estratificación planar	cruzada Barras transversales, crecimientos deltaicos a partir de barras remanentes
<i>St</i>	Arena fina a muy gruesa, hasta gravosa	Estratificación festoneada, individual o agrupada	cruzada Dunas lingüiformes con crestas sinuosas (3D)
<i>Sp</i>	Arena fina a muy gruesa, hasta gravosa	Estratificación planar, solitaria o agrupada	cruzada Barras lingüiformes transversales (2D)
<i>Sr</i>	Arena muy fina a muy gruesa	Laminación cruzada por migración de ripples	Ripples (Bajo régimen de flujo)

<i>Sh</i>	Arena muy fina a gruesa, hasta gravosa	Laminación horizontal, con estructuras primarias de flujo (parting lineation)	Flujo de lecho plano en alto régimen del flujo
<i>Sl</i>	Arena muy fina a gruesa, hasta gravosa	Estratificación cruzada de bajo ángulo (<15°)	Relleno de cavidades erosivas, dinas lavadas, antidunas
<i>Sm</i>	Arena fina a gruesa	Masiva o pobremente laminada	Depósito de flujo gravitativo de sedimentos
<i>Scb</i>	Arena fina a gruesa masiva, con trizas y pómez	Masiva	Depósito de flujos de escombros e hiperconc. resedimentados a partir de un depósito de flujo piroclástico
<i>Fl</i>	Arena, limo, arcilla	Laminación fina, ripples de menor tamaño	Depositos de inundación, de desbordamiento o de canal abandonado
<i>Fsm</i>	Limo, arcilla	Masiva	Depósitos de pantano o de canal abandonado
<i>Fm</i>	Arcilla, limo	Masiva, grietas de desecación	Depósito de inundación o de canal abandonado
<i>Fr</i>	Arcilla, limo	Masiva, raíces, bioturbaciones	Capas con raíces, suelo incipiente
<i>C</i>	Carbón, fango carbonoso	Plantas, láminas de arcilla	Depósitos de pantano vegetado
<i>P</i>	Paleosuelo carbonatado (Calcita, Siderita)	Características pedogenéticas	Suelo con precipitación química.

Tabla 3. Clasificación de facies sedimentarias según Miall (2006). Las facies Scb es una modificación propuesta por Herrera y Lopez (2003) y Borrero Peña *et al.* (2008).

Elemento Arquitectural	Código	Asociación de facies	Geometría
<i>Canal</i>	CH	Cualquier asociación	Dedos, lentes o cubierta; base erosiva cóncava hacia arriba; escala y forma variable; comúnmente superficies erosivas internas de 3° orden cóncavas hacia arriba
<i>Barras y formas de fondo gravosas</i>	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, mantos; generalmente cuerpos tabulares interestratificados con SB
<i>Formas de fondo arenosas</i>	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss	Lentes, cubiertas, mandos, cuñas como relleno de canal, abanicos de rotura, barras menores
<i>Macroformas de acreción frontal</i>	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Ss	Lentes sobre base lisa o acanalada, superficies erosivas internas de 3°

<i>Macroformas de acreción lateral</i>	LA	St, Sp, Sh, Sl, Ss, Gm, Gt, Gp	orden, convexa hacia arriba, superficie límite superior de 4° orden Cuña, lóbulo, caracterizado por superficies internas de acreción lateral de 3° orden
<i>Flujo de detritos (Flujo gravitativo de sedimentos)</i>	SG	Gm, Gmm	Lóbulo, interestratificado con GB
<i>Mantos de arenas laminadas</i>	LS	Sh, Sl, Sp, Sr	Mantiforme
<i>Finos de depósito de inundación, Barreales, Pantanos</i>	FF	Fm, Fl	Mantos delgados a gruesos; interestratificados con SB, puede rellenar canales abandonados
<i>Sedimentación volcaniclástica (removilización lahárica)</i>	SV	Scb, Sm	Cuerpos tabulares espesos, interestratificados con SB y GB

Tabla 4. Clasificación de elementos arquitecturales según Miall (2006). El elemento SV es una modificación propuesta por Herrera y Lopez (2003) y Borrero Peña *et al.* (2008).

CAPITULO III – RESULTADOS

Los resultados se presentan según las áreas establecidas (Fig. 2). Para cada área se presentan las facies reconocidas, describiendo el aspecto general del afloramiento, arreglo de sus componentes principales, y además se agrega una descripción petrográfica. Cada facies va acompañada de fotografías de campo y del aspecto general de las principales características bajo el microscopio petrográfico. También se contemplan y mencionan los trabajos paleontológicos y geocronológicos previos, indicando autor/es y localidad/es estudiadas que sean correlacionables o equivalentes a las presentadas en esta tesis.

3.1. Área Puesto Tscherig – Co. La Laja

Se midieron cuatro perfiles, Perfil Tscherig Sur, Este y Oeste y Perfil Navarro. El comienzo del Perfil Tscherig Sur es en las coordenadas 40°52'16.04"S, 68°15'7.37"O y las capas se disponen según 105°, 14°SO. El Perfil Tscherig Este comienza en las coordenadas 40°52'21.78"S, 68°13'25.56"O y las capas se disponen según 246°, 16°NO. El Perfil Tscherig Oeste comienza en las coordenadas 40°52'11.49"S, 68°15'40.87"O y se dispone según 296°, 4°NE. El Perfil Navarro comienza en las coordenadas 40°50'59.87"S, 68°13'34.57"O y sus capas se disponen sub-horizontales. Las relaciones verticales entre facies son presentadas en los perfiles mencionados previamente y que se describen más adelante en esta tesis y se ilustran en la figura 24.

3.1.1. Facies

Facies mlBr – Brecha lítica masiva: Se expone como un cuerpo masivo de formas subredondeadas (Fig. 11A). Exhibe una marcada heterogeneidad composicional de litoclastos como así también en sus tamaños (Fig. 11A-C). Se reconocieron litoclastos de sedimentitas, lavas riolíticas e ignimbritas; los primeros de formas angulosas, las lavas

riolíticas tienen formas que varían desde redondeadas hasta subangulosas y son los componentes de mayor tamaño (hasta 1 m de diámetro) y en algunos casos muestran cortezas de exfoliación. Los clastos de origen ignimbrítico son de tamaños muy variados y de formas redondeadas a angulosas, también se reconocen clastos pumiceos, pero de menor tamaño. La fábrica es mayormente matriz sostenida, aunque ocasionalmente varía a clasto sostén; por su parte los clastos no evidencian orientación o arreglo preferencial. En sección delgada se reconocen cristaloclastos de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, biotita y hornblenda todos en formas subhedrales a anhedrales en una matriz tobácea (Fig. 15A, B). Los cristales de feldespatos potásicos y plagioclasa se muestran moderada a fuertemente alterados, las biotitas suelen mostrar oxidación parcial y en ocasiones se reconocen curvadas, y los cuarzos muestran senos de corrosión.

Esta facies fue reconocida en la sección inferior del Perfil Tscherig Oeste y en el faldeo occidental del Co. La Laja. En este cerro, sobre las brechas líticas se apoyan los depósitos arenosos que son explotados como roca de aplicación en la Cantera La Bianca y otras canteras cercanas.

Interpretación: Branney y Kokelaar (2002) interpretan las brechas líticas masivas como una facies ignimbrítica gruesa, depositada a través del límite de flujo inferior de una corriente piroclástica, semejante a otras facies ignimbríticas, aunque de mayor energía. Walker (1985) clasifica las brechas líticas en cinco tipos: (1) flujos de detritos interpretados como “decantados” de un flujo piroclástico; (2) flujos de detritos que involucran bloques recogidos del suelo por la acción del flujo piroclástico; (3) “*ground breccia*” que interpreta como segregada del frente fluidizado de un flujo piroclástico; (4) “*lag breccia*” inferida como depositada a partir de una “zona de deflación proximal” que también generó un flujo piroclástico; y (5) brechas derivadas de avalanchas o caídas de rocas. Branney y Kokelaar

(2002) consideran que algunos de estos procesos y derivaciones estén probablemente sobrepuestos y que las categorías en esta clasificación no son mutuamente excluyentes. Por otra parte, exponen que, al ser una clasificación genética, la aplicabilidad depende de los modelos de emplazamiento. Las formas redondeadas y angulosas en los clastos de lavas riolíticas tendrían relación con la ocurrencia o no de fracturamiento térmico, considerándose estos como clastos cognatos provenientes del conducto. Los clastos de sedimentitas intracuencales que son fundamentalmente angulosos y los clastos ignimbríticos mayormente redondeados se considerarían clastos accidentales incorporados durante el transporte.

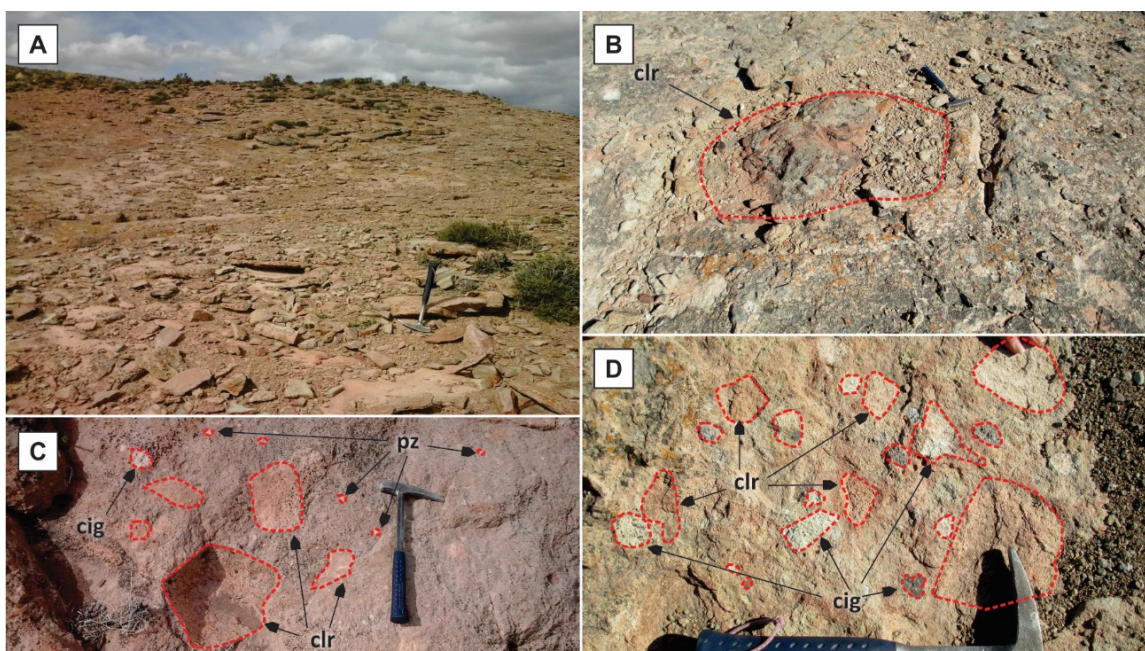


Figura 11. Imágenes de afloramiento de la facies mIBr en el perfil Tscherig Oeste. **A.** Aspecto general de los afloramientos. **B.** Clasto de lava riolítica como parte de los fragmentos incluidos dentro de la brecha, largo mayor del clasto 1 m. **C y D.** Vista detallada de los componentes de la brecha, nótese que los clastos flotan en la matrix. clr, Clasto Riolítico; cig, Clasto Ignimbrítico; pz, Pómez. Longitud de martillo 30 cm.

Facies dsLT(cr, e) – Toba lapillítica difusamente estratificada, eutaxítica y rica en cristales:

Esta facies fue reconocida en los perfiles Tscherig Este y Oeste; se presenta como un cuerpo tabular mayormente homogéneo en espesor y resistente en el paisaje (Fig. 12A). En

afloramiento se reconoce un depósito difusamente estratificado (Fig. 12B), con matriz vítrea de marcado color rojizo, abundante proporción de cristales y escasos fragmentos líticos.

Bajo el microscopio (Fig. 15C, D) se reconocen cristaloclastos frescos de cuarzo anhedral, biotita en formas subhedrales a euhedrales, plagioclasa en formas anhedrales a subhedrales zonados y con corrosión magmática, escaso feldespato potásico subhedral a euhedral y hornblenda en cristales individuales mayormente euhedrales. La abundancia estimada de cristales se da en el orden del 75% a 85%.

Los líticos de tamaño lapilli se presentan subredondeados, fuertemente alterados y en muy baja proporción. Los fragmentos pumiceos se observan parcial a totalmente deformados dando textura eutaxítica. La matriz y las pómez se presentan fuertemente desvitrificada formando textura micropoiquilitica por sectores, ocasionalmente se reconocen esferulitas.

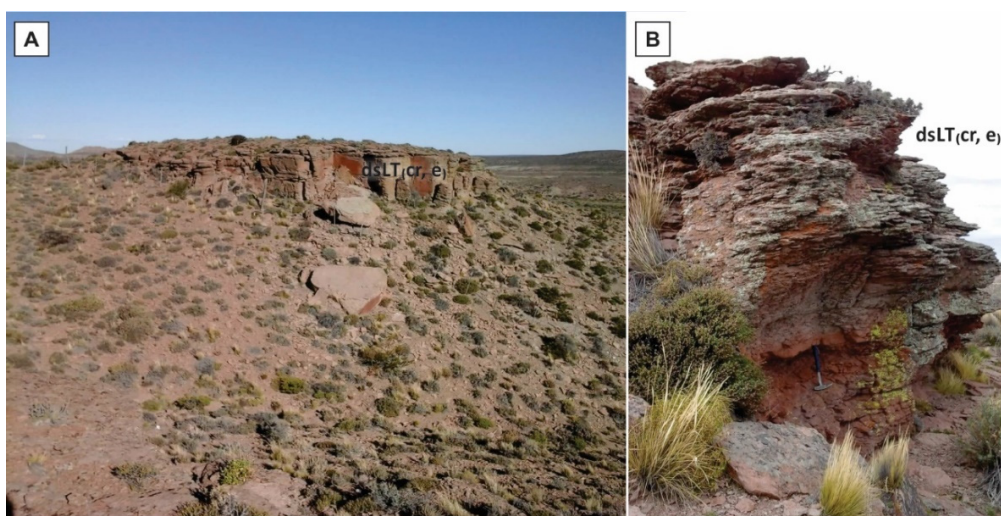


Figura 12. Fotos de afloramientos de la facies dsLT(cr, e). **A.** Estrato de la facies dsLT(cr, e) de 2 m de espesor, perfil Tschering Oeste. **B.** Vista de detalle del afloramiento de la misma facies en el perfil Tschering Este.

Interpretación: Esta facies se interpreta como el depósito de corrientes piroclásticas diluidas o por corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por tracción (Branney y Kokelaar 2002). Estos autores sostienen que facies dsLT se depositan cuando las

condiciones de la zona de límite de flujo son intermedias entre las de las zonas dominadas por el escape de fluidos y dominadas por la tracción, procesos que dan origen a mLT y sLT respectivamente.

Facies sLT, mLT(ip) – Toba lapillítica difusamente estratificada a masiva, con gradación inversa de pómez: Estas facies se observan íntimamente relacionadas, reconociéndose pasaje transicional entre sí, y por ello dificultándose la ubicación de un límite preciso entre ambas facies (Fig. 12A, B). Estos depósitos se disponen como un elemento resistente en el paisaje, con formas redondeadas en lomadas ralas apenas vegetadas. La facies masiva es la cuspidal mostrando ocasionalmente desarrollo de disyunción columnar. La concentración de cristales y líticos no presenta variaciones entre facies, no así el contenido de pómez, que se incrementa hacia la facies masiva cuspidal. Esta facies fue muestreada en el Perfil Tscherig Oeste para análisis de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón, Muestra NH17.

En sección delgada se reconocen cristaloclastos frescos de cuarzo con senos de corrosión y en formas anhedrales, feldespato potásico y plagioclasa se presentan parcialmente alterados y en formas subhedrales a anhedrales. Por su parte, la biotita y la hornblenda en formas subhedrales a euhedrales y en menor proporción que los anteriores (Fig. 15E, F).

Se reconocen líticos ignimbríticos y lávicos, algunos subredondeados a redondeados fuertemente alterados y otros angulosos más frescos (Fig. 12C). La matriz es tobácea y con moderada a baja proporción de cristales, la porción tobácea muestra signos de desvitrificación con crecimiento incipiente de esferulitas. Las pómez no están deformadas, pero si muestran crecimiento de esferulitas; son fácilmente reconocibles por contener abundantes fenocristales no fragmentados (Fig. 15E, F).

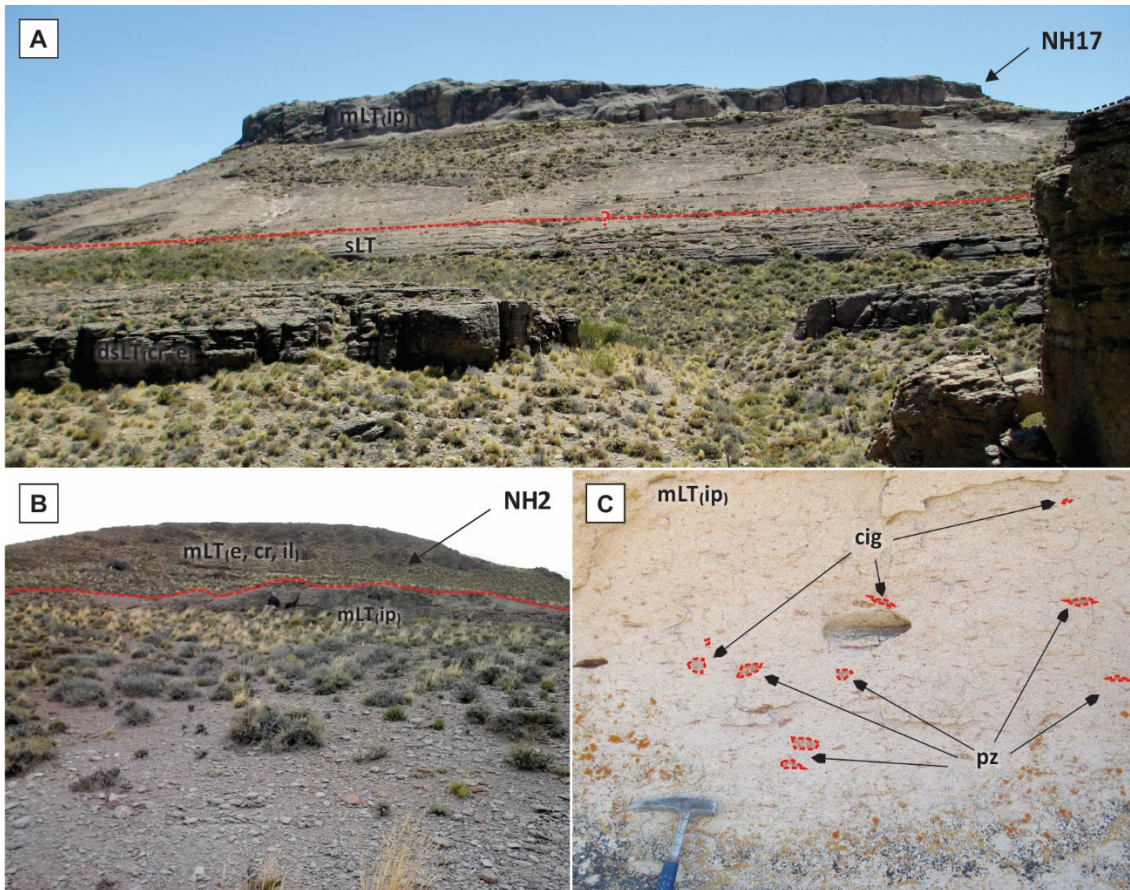


Figura 12. Foto de afloramiento de las facies dsLT(cr, e), sLT, mLT(ip) y mLT(e, cr, il). **A.** Arreglo vertical de facies dsLT (cr, e), sLT y mLT (ip) en el perfil Tscherig Oeste, al techo desarrolla disyunción columnar. Se indica con flecha la muestra NH17 para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón. **B.** Arreglo vertical de facies mLT(ip) y mLT(e, cr, il) en el perfil Tscherig Este, se indica con flecha la muestra NH2 para análisis isotópico de U-Pb en cristales de circón. **C.** Vista en detalle de afloramiento de la facies mLT(ip). Pz, Pómez; cig, Clasto Ignimbrítico.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos y sLT son interpretadas como depósitos de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por tracción (Branney y Kokelaar 2002). Estos autores proponen que la gradación inversa de pómez puede estar dada por (1) aumento de la capacidad de la corriente, el tamaño máximo transportable se incrementa con el tiempo y puede estar acompañada de gradación inversa de líticos, (2) aumento en la disponibilidad de fragmentos pumiceos, (3) filtrado selectivo

durante una disminución global en la corriente o localmente causado por migración lateral del flujo y (4) flotación de grandes clastos de pómez en un depósito de formación rápida.

Facies mLT(e, cr, il) – Toba lapillítica masiva eutaxítica, rica en cristales y gradación inversa de líticos: Es la facies cuspidal, se presenta como un cuerpo tabular, masivo de fractura concoidal y desarrollo incipiente sectorizado de disyunción columnar (Fig. 13A, B). Se observa fresca y resistente en el paisaje. Se caracteriza por una matriz rojiza, con moderada a abundante proporción de cristales y desarrollo de textura eutaxítica. Los litoclastos muestran gradación inversa. Esta facies fue muestreada en el Perfil Tscherig Este para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón, Muestra NH2.

En sección delgada se reconocen cristaloclastos de cuarzo con desarrollo de senos de corrosión, plagioclasa en formas subhedrales a anhedrales con zonación y corrosión magmática, el feldespato potásico en formas subhedrales a anhedrales, biotita en formas subhedrales a ehedrales y ocasionalmente oxidadas, la hornblenda se presenta fresca en formas subhedrales a ehedrales (Fig. 15H, I). Los fragmentos pumíceos se presentan deformados desarrollando textura eutaxítica; los fragmentos líticos de ignimbritas, relativamente escasos, se observan subangulosos a subredondeados de tamaño lapilli. La matriz vítrea presenta evidencias de soldamiento y desvitrificación formando esferulitas y fractura perlítica.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks, 1990; Freundt y Schmincke, 1995).

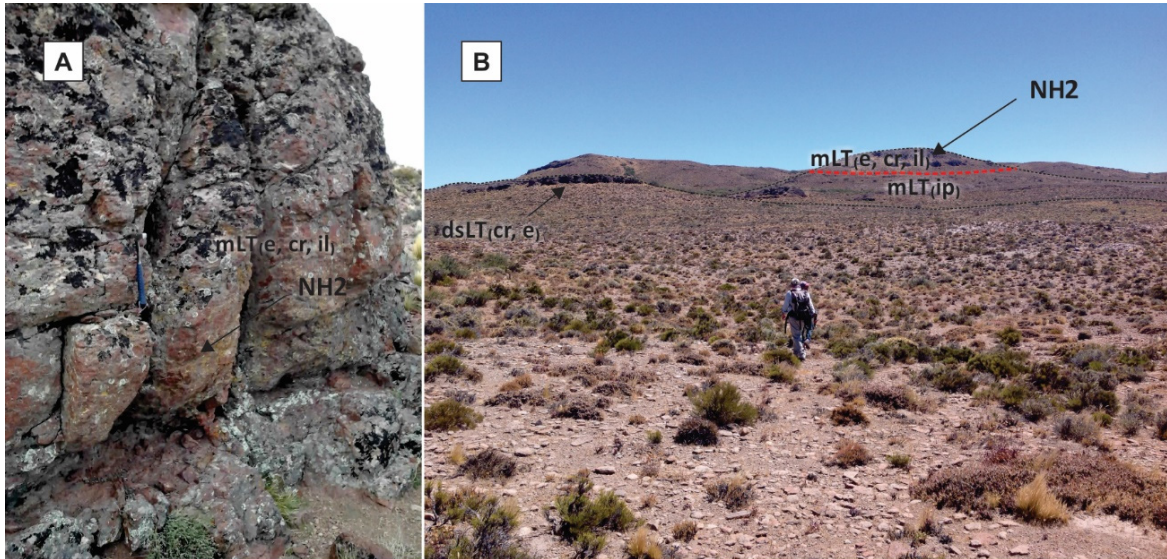


Figura 13. Foto de afloramiento de la facies mLT(e, cr, il). **A.** Foto de la litofacies en el perfil Tscherig Este donde fue obtenida la muestra NH2 para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón. **B.** Vista general del perfil Tscherig Este con la facies mLT(e, cr, il) en la parte cuspidal. En línea de trazos negra se indica la topografía, en línea roja el contacto entre facies.

Facies //bT(n) – Toba con estratificación paralela horizontal y gradación normal: Esta facies fue reconocida en el Perfil Navarro y en sectores aledaños al Puesto Visanelli. Tiene una potencia del orden decimétrico, llegando en su conjunto a un espesor total máximo de 2 metros (Fig. 14A). El ordenamiento de cada facies es granodecreciente, a la base se reconoce textura fragmentaria clasto sostenida tamaño ceniza gruesa que progresivamente hacia el techo disminuye su granulometría hasta ceniza fina. Tiene color pardo rojizo medio y muy buena selección.

En sección delgada, en la fracción gruesa de la base se observan cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita; y litoclastos ignimbríticos de formas redondeadas a subredondeadas. También se observan fragmentos pumiceos, con formas subredondeadas y que corresponden a la fracción más gruesa dentro de la muestra (Fig. 15G). Los fragmentos de formas elongadas, cualquiera sea el origen o composición, tienden a orientarse de manera paralela a los planos de estratificación. La fracción fina al microscopio se compone mayormente de

trizas vítreas, cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa (Fig. 15G). En el sector estudiado esta facies es portadora de improntas vegetales carbonizadas (Fig. 14B-D).

Las facies //bT(n) presenta variaciones laterales significativas. Hacia el Oeste niveles correlativos afloran en la Quebrada del Compañero, donde Pesce (1976) describió niveles fosilíferos con improntas asignables a la flora de *Dicroidium* (ver también Puesto Molina en Artabe 1985 a y b). Durante los trabajos de campo se reconocieron una serie de estratos pardo rojizo de espesor total no mayor a los 30 cm, con restos vegetales fósiles carbonizados que no siempre se disponen según los planos de estratificación. En este banco rojizo se reconoce una ciclicidad de láminas granodecrecientes que a la base se presentan masivas, compuestas mayormente de cristales de cuarzo, feldespato y pómez, con fábrica clasto soportada y grano tamaño ceniza gruesa. Por sobre esta base masiva y hacia el techo, desarrolla laminación paralela horizontal con láminas de orden milimétrico que al tope el tamaño de grano es ceniza fina. Esta facies clasifica también como //bT(n).

Hacia el Este, en una cantera próxima al Pto. Visanelli (Cantera Visanelli en Artabe 1985 a y b) se reconocen niveles con espesor significativamente mayor (~ 6 m). Estos depósitos están dominados por areniscas finas a muy finas y limoarcilitas con laminación paralela horizontal y tobas de caída subordinadas. En esta cantera (*com. pers.* Dr. Claudio Iglesias) fueron hallados los ejemplares de *Menucoestheria wichmanni* (Gallego, 2010) e improntas vegetales también correspondientes a la flora de *Dicroidium* (ver Artabe 1985 a y b) en depósitos tobaceos. La presencia de improntas vegetales asociadas con conchostracos lleva a suponer que estos niveles más espesos observados en proximidad del Puesto Visanelli habrían sido depositados por decantación en cuerpos lagunares.

Interpretación: La facies //bT(n) se interpreta como depositada por lluvia de cenizas (Branney y Kokelaar, 2002). El hallazgo de flora fósil carbonizada en posición oblicua respecto a los planos de depositación es indicativa del enterramiento producto de la caída de la ceniza todavía con relativa temperatura.

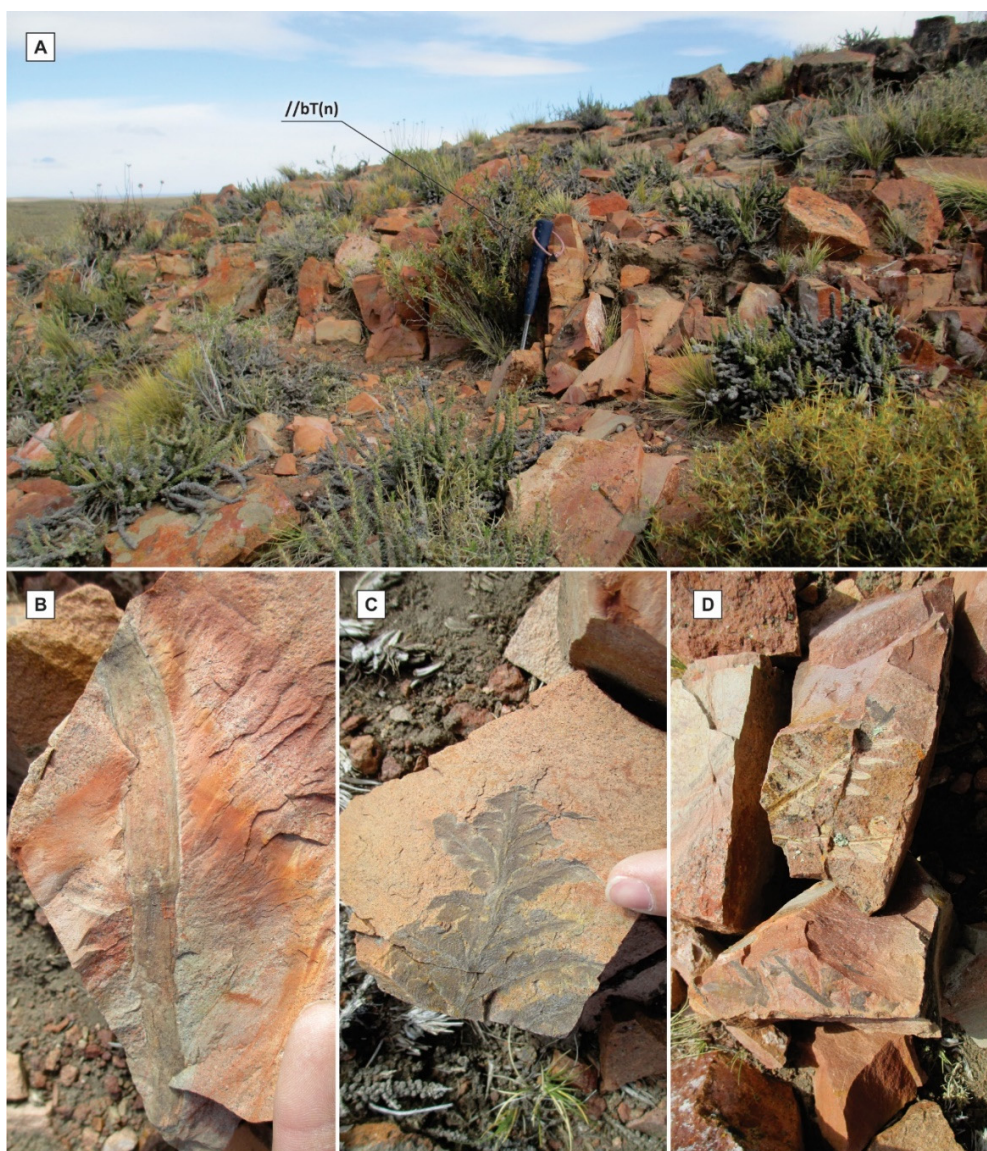


Figura 14. Fotos de afloramiento de facies //bT(n) en el perfil Navarro, fotos y muestras tomadas en la Quebrada del Compañero (*sensu* Pesce, 1976). **A.** Foto general de la facies. **B-D.** Improntas carbonizadas de restos vegetales pertenecientes a la flora de *Dicroidium*.

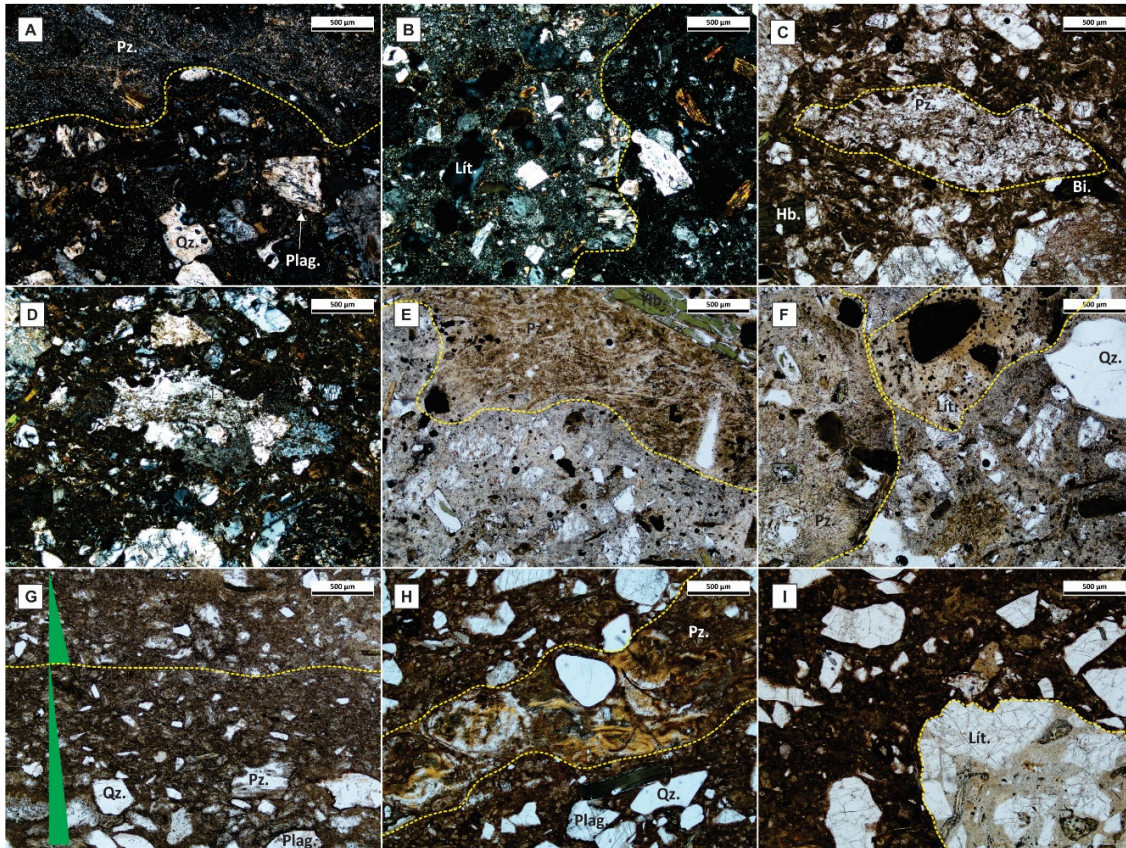


Figura 15. Fotomicrografías de facies volcánicas en el área de Puesto Tschering – Cerro La Laja. **A. y B.** Fotomicrografías de facies mlBr mostrando componentes pumiceos, cristalinos y un fragmento lítico ignimbrítico. **C y D.** Fotomicrografías de la facies dsLT(cr, e), nótese el abundante componente cristalino y el desarrollo de texturas de soldamiento y desvitrificación en los fragmentos pumiceos. **E y F.** Fotomicrografías de la facies mLT(ip), nótese la incipiente desvitrificación de las pómez y las componentes cristalinas. Se indican también los fragmentos líticos. **G.** Fotomicrografía de facies //bT(n). Nótese la superposición de láminas granodecrescentes indicadas con triángulos verdes y separadas por línea de trazos amarilla. Se detallan las componentes de la fracción gruesa compuesta en parte por fragmentos pumiceos elongados y paralelos a los planos de depositación. **H e I.** Fotomicrografías de facies mLT(e, cr, il). Nótese en ambas el moderado a alto porcentaje de cristales. En la figura H se muestra una pómez totalmente desvitrificada y soldada formando así textura eutaxítica. En la figura I se muestra un fragmento lítico ignimbrítico. Qz., cuarzo; Pz., pómez; Lít., fragmento lítico; Hb., horblenda; Plag., plagioclasa.

Facies St_{cr} – Arenisca fina a gruesa, ocasionalmente conglomerádica, con estructura cruzada en artesa y rica en cristales: Esta facies se reconoció únicamente en el Perfil Tschering Oeste. Las areniscas de esta facies se disponen en cuerpos canalizados de base erosiva con desarrollo lateral no superior a la decena de metros y de desarrollo vertical máximo de 5 m. Comprende areniscas que a la base llegan hasta conglomerádicas y hacia el

techo rápidamente pasan a areniscas medias y finas con estructura cruzada en artesa (Fig. 16A, B). Se reconoce únicamente sobre facies Fl_g, y al techo contacta con facies Sh_{cr, g} o Fl_g.

Los clastos monominerales observados son cuarzo fresco en formas subredondeadas a angulosas; feldespato potásico y plagioclasa parcial a totalmente alteradas con formas subredondeadas a subangulosas; biotita de menor tamaño, angulosa y fragmentada. Los fragmentos líticos de lavas se presentan subredondeados a bien redondeados y parcial a totalmente alterados, en algunos ejemplares pudo reconocerse textura traquítica. Los líticos ignimbríticos están parcialmente alterados y en formas subangulosas a subredondeadas. La matriz es mayormente tobácea aunque se presenta en muy baja proporción; también como componentes de la matriz se reconocen pequeños clastos de cuarzo anguloso. La selección es moderadamente bien a bien seleccionada con fábrica clasto soportada y contactos puntuales.

Interpretación: Miall (2006) interpreta a las facies St como depositadas por migración de megaóndulas 3D o dunas en ambientes fluviales.

Facies Sm_{cr, g, p} – arenisca fina a gruesa masiva, rica en cristales, con trizas de vidrio y fragmentos pumiceos: Esta facies se expone como un cuerpo tabular masivo de amplio desarrollo lateral. Es transicional a facies Gmg y Scb, y sobre la facies Fl el contacto es erosivo (Fig. 17A, C, D). El espesor es variable, alcanzando un máximo de hasta 8 m. Ocasionalmente desarrolla laminación paralela horizontal incipiente o laminación cruda (*crudelly bedded sensu* Miall, 2006). Esta facies es portadora de estructuras de deformación por proyecciones balísticas de lapillis y bloques (Fig. 21).

Se compone de clastos monominerales de cuarzo anguloso a subanguloso y fresco, feldespato potásico y plagioclasa angulosos a subredondeados conservando aún caras cristalinas, la

biotita se presenta en formas angulosas, deformadas y ocasionalmente desmembradas según planos de clivaje. La abundancia de los fragmentos pumiceos es moderada y se muestran relativamente frescos, el tamaño de estos granos es algo mayor al de los clastos tamaño arena.

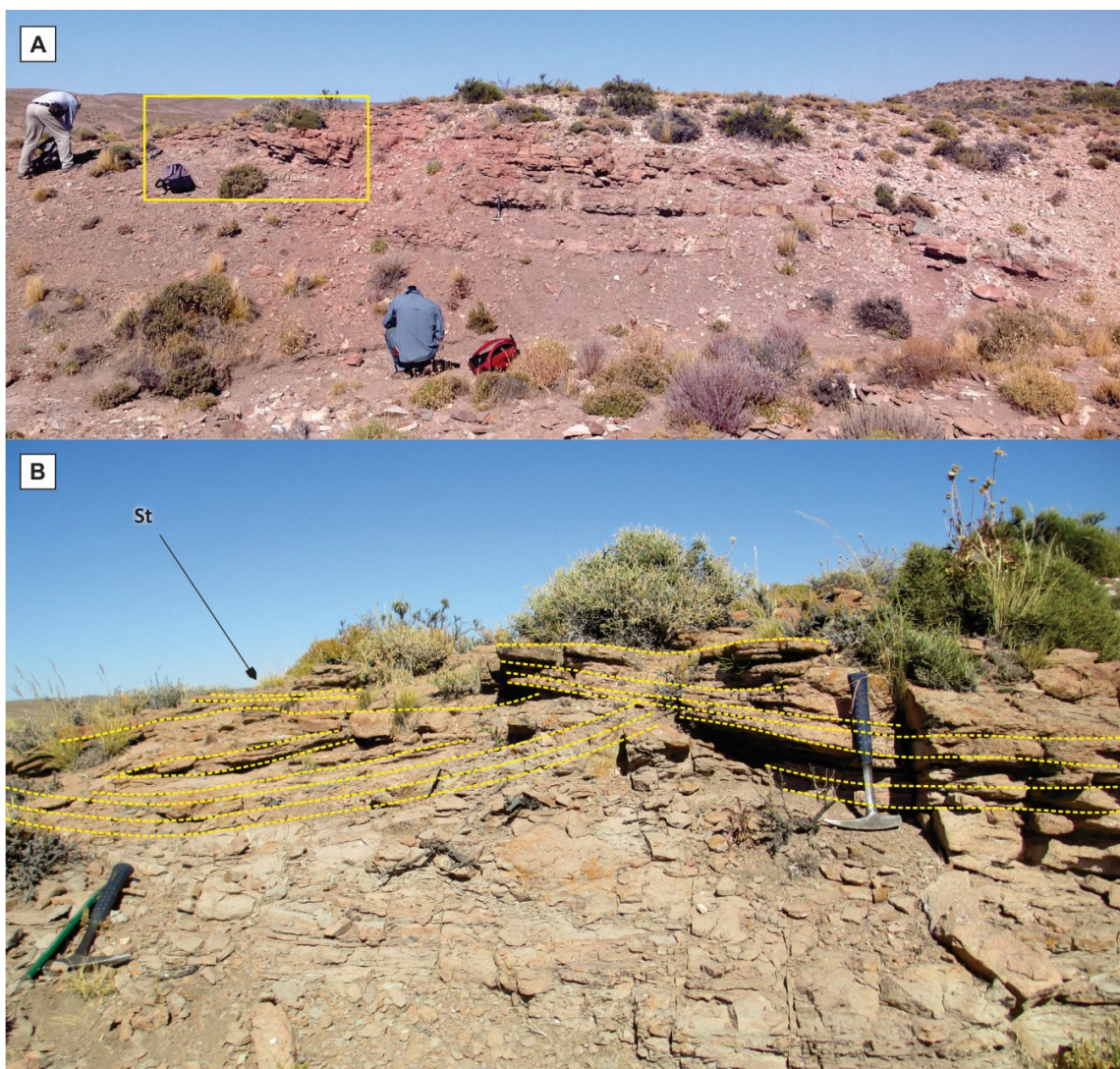


Figura 16. Fotos de afloramientos de facies St_{cr} . **A.** Vista general del afloramiento en el perfil Puesto Tscherig Oeste, en el recuadro amarillo se marca la figura 14B. **B.** Vista de detalle de facies St_{cr} , en líneas de trazo amarillo se marca la estructura cruzada generada por la migración de ondas 3D.

Se reconocen fragmentos líticos de lavas de tamaños menores y en formas subangulosas a subredondeadas, los fragmentos líticos de ignimbritas se muestran subredondeados y fuertemente alterados. También se reconocieron fragmentos líticos intracuencales

limoarciliticos en formas angulosas a subangulosas. La matriz es mayormente de composición tobácea aunque también se reconocen, en menor proporción, clastos de cuarzo y plagioclasa. La fábrica es matriz sostenida variando ocasionalmente a clasto sostenida con contactos puntuales. La selección es moderada a pobremente seleccionada.

Las estructuras por proyecciones balísticas de lapillis y bloques (Fig. 21) se presentan como deformaciones supraestratales. La vista en planta de estas estructuras permite reconocer deformaciones asimétricas con un borde engrosado en medialuna (rebaba), el corte transversal muestra también una estructura asimétrica discordante a la estratificación/laminación.

Interpretación: Smith y Lowe (1991) interpretan estos depósitos producidos por corrientes diluidas de Tipo 2 o flujos hiperconcentrados. Pierson y Scott (1999) y Lirier *et al.* (2001) interpretan estos depósitos como producto de la dilución basal de flujos de detritos a flujos hiperconcentrados. Jo (2003), por su parte interpreta estos depósitos como producto de la depositación rápida de flujos de detritos. La ausencia de estructuras de corte y relleno permitirían suponer que el proceso de depositación estaría ligado a flujos hiperconcentrados o estadios intermedios entre estos y corrientes diluidas de Tipo 2.

Facies $Sh_{cr,g}$ – arenisca fina a gruesa con estratificación paralela horizontal, rica en cristales y con trizas de vidrio: Esta facies se dispone en cuerpos tabulares con desarrollo lateral considerable. Se compone de areniscas finas a gruesas con estratificación paralela horizontal y en afloramiento se la reconoce transicional a facies $Sm_{cr, g, p}$ y $Sl_{cr, g}$; sobre facies St_{cr} el contacto es neto y al techo se cubre por facies Fl_g (Fig. 17A-D). Es portadora de icnitas fósiles de tetrápodos, leños fósiles indeterminados y proyecciones balísticas de lapillis y bloques (Fig 21).

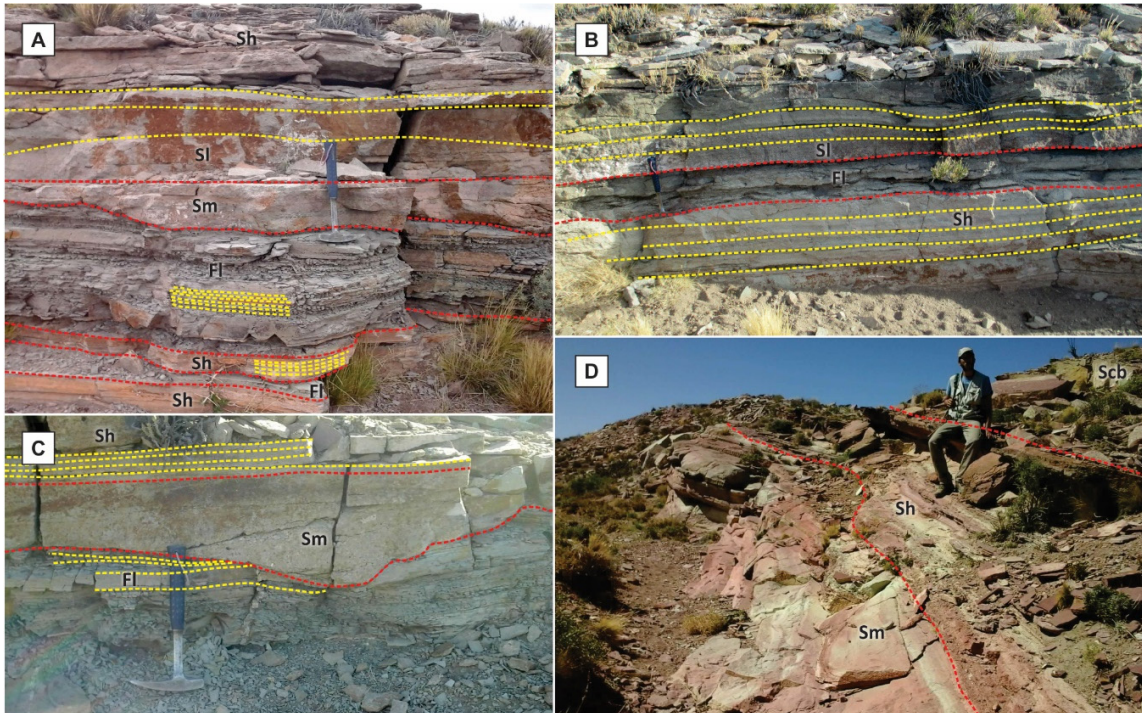


Figura 17. Fotos de afloramiento de facies Sm, Sh, FI y SI en el Área de Puesto Tscherig – Co. La Laja. En línea de trazos amarilla se indica el ordenamiento interno de cada facies y en línea de trazos roja los límites entre facies. **A.** Arreglo vertical de facies Sh, FI, Sm, SI y Sh en el perfil Tscherig Este. La facies Sh y FI se exponen de forma intercalada, Sm con base erosiva sobre FI, la facies SI es producto de la dilución de Sm ocurriendo de forma transicional. **B.** Arreglo vertical de facies Sh, FI y SI; FI con abundante contenido arenoso por lo tanto no desarrollando laminación fina como en la Fig. 15A. **C.** Facies Sm con base erosiva sobre facies FI. Sobre Sm ocurre Sh producto de la dilución corriente abajo. **D.** Arreglo vertical de facies Sm, Sh y mediando una superficie erosiva la facies Scb. Figuras A, B y C corresponden al perfil Tscherig Este, Figura D corresponde al perfil Tscherig Sur.

Se compone de clastos de cuarzo anguloso a subredondeado, feldespato y plagioclasa en formas angulosas a subangulosas. La biotita es escasa, fuertemente oxidada y ocasionalmente deformada. Los fragmentos líticos lávicos son de variado tamaño siendo los mayores los que se presentan angulosos y moderadamente frescos, los fragmentos ignimbríticos son de menor tamaño y se presentan en formas subredondeadas. También se reconocen clastos intracuencales correspondientes a las facies Fl_g.

La fábrica es clasto sostenida y ocasionalmente varía a matriz sostenida, con contactos puntuales. La matriz es mayormente tobácea, aunque también, subordinados, se observan

clastos de cuarzo y plagioclasa. La selección es moderada a moderadamente bien seleccionada.

Interpretación: Esta facies se interpreta como depositada en condiciones de lecho plano y alto régimen de flujo (Miall, 2006).

Facies Fl_g – limoarcilita y arenisca fina laminada con trizas de vidrio: Se dispone en bancos tabulares que alcanzan los 10 m de espesor, aunque también se los reconoce conformando bancos de escala centimétrica. Esta facies es transicional a Sh_{cr, g} y Sm_{cr, g, p}, y también cubre en contacto neto a facies mlBr. Se cubre de forma erosiva por facies Sm_{cr, g, p}, St_{cr} y Scb_{g, pr} (Fig. 17A-D, 18A-C). Al igual que la facies Sh_{cr, g} y Sm_{cr, g, p} es portadora de proyecciones balísticas de lapillis y bloques.

El arreglo interno es laminado paralelo horizontal y es portador de icnitas fósiles de tetrápodos e improntas vegetales (ver Puesto Tscherig en Artabe 1985a y b), y también grietas de desecación. La fracción arenítica, siempre en carácter subordinado a la fracción limoarcilitica, suele presentarse en finas laminas o formando pequeñas óndulas de corriente.

Se compone principalmente de trizas de fragmentos de vidrio volcánico, el que generalmente se muestra fresco. También se observan clastos de cuarzo, plagioclasa, biotita y en muy baja proporción líticos lávicos. Los fragmentos oblongos se disponen según los planos de depositación.

Interpretación: Miall (2006) interpreta a las facies Fl como depósitos de desborde, canales abandonados o corrientes tractivas decrecientes. Si bien se describen como estratos tabulares de gran extensión no se descarta que desarrollen formas lenticulares de gran escala, y no es posible precisar si rellenan canales abandonados. La presencia de grietas de desecación

permite suponer que esta facies es producto de la decantación de material fino en cuerpos de agua efímeros sometidos a períodos de sequedad.

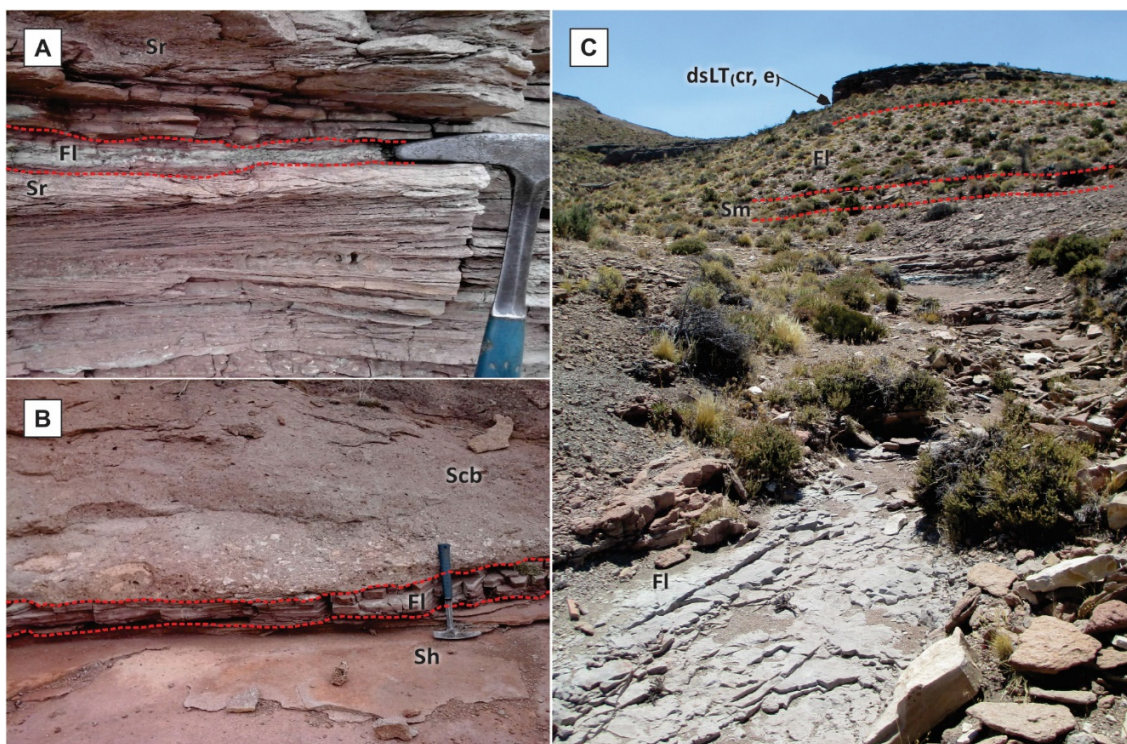


Figura 18. Fotos de afloramiento de facies Sr, FI, Sh, Scb, Sm y dsLT(cr, e). **A.** Intercalación de facies Sr y FI en el perfil Tscherig Sur. **B.** Arreglo vertical de facies Sh y FI, esta ultima cubierta en contacto erosivo por la facies Scb. Nótese el fuerte contenido de pómez a la base de la facies Scb. Perfil Tscherig Sur. **C.** Vista general de la porción cuspidal de facies sedimentarias en el perfil Tscherig Oeste. En general los afloramientos se encuentran vegetados y al techo de cubren por facies dsLT(cr, e).

Facies Gmg_{g, cr} – Conglomerado masivo, matriz sostén, con trizas de vidrio y rico en cristales: Esta facies se presenta en forma de lobulos con bordes acuñados y de base erosiva sobre facies Sm_{cr, g, p}, que en asociación vertical grada también a esta misma facies. El desarrollo lateral observado no supera los 4 m, en la vertical alcanza potencias del orden métrico, aunque rápidamente grada a facies Sm_{cr, g, p} (Fig. 19).

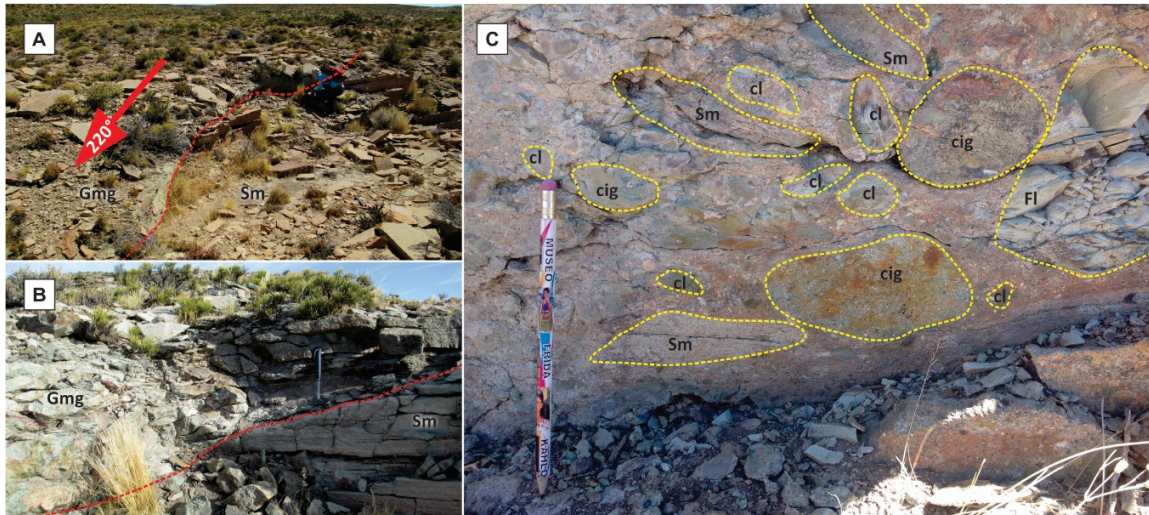


Figura 19. Fotos de afloramiento de facies Gmg y Sm. **A** y **B.** Lóbulo de Gmg en contacto erosivo sobre facies Sm. Para la figura A se pudo determinar una dirección de flujo hacia 220°. **C.** Detalle del arreglo interno de la facies Gmg, en línea de trazos amarilla se marcan algunos clastos. cig, clasto de ignimbrita; cl, clasto de lava; Sm, clasto intraformacional de arenisca masiva; Fl, clasto intraformacional de limarcilitas y areniscas laminadas.

Texturalmente en campo se reconoce como un conglomerado polimíctico matriz sostenido en el que los clastos varían de tamaño según composición. Los de mayor tamaño corresponden a clastos intraformacionales correspondientes a las facies $Sm_{cr, g, p}$ y Fl_g , estos se presentan subangulosos a angulosos y llegan a medir hasta 15 cm en su eje mayor. Los restantes fragmentos líticos comprenden ignimbritas y lavas, fuertemente alterados y de formas subredondeadas a redondeadas con tamaño máximo de hasta 5 cm aunque mayoritariamente no sobrepasan los 2 cm (Fig. 19C). En abundancia relativa los fragmentos de lavas e ignimbritas son más frecuentes que los intraformacionales. La fábrica no evidencia ordenamiento alguno, aunque en campo fue posible medir la dirección de un lóbulo dando orientaciones NNE-SSO (220°) (Fig 19A, B).

En sección delgada se reconocen fragmentos líticos de lavas e ignimbritas fuertemente alterados, redondeados a subredondeados, líticos intraformacionales ($Sm_{cr, g, p}$ y Fl_g) en formas subangulosas a angulosas, y subordinados a estos se reconocen aislados clastos

monominerales de cuarzo que sobrepasan los 2 mm de tamaño. La matriz es arenosa con clastos de cuarzo fresco, subangulares a subredondeados, feldespatos potásicos y plagioclasa en formas subredondeadas a angulosas y alteración pervasiva. En menor medida también se reconocen clastos de biotitas algo deformadas y/o desmembradas. También como parte de la matriz se reconoce fuerte contenido tobáceo. La selección es pobre.

Interpretación: En su propuesta Miall (2006) interpreta a la facies $Gm_{g, cr}$ como depositada por un flujo plástico de detritos viscoso y de alta resistencia, enfatizando que no tiene base erosiva. Por su parte Lirier *et al.* (2001) describen una facies semejante depositada por congelamiento friccional con tracción, pudiendo de este modo dar bases erosivas en facies conglomerádicas con matriz sostenida. Johnson (1970) sostiene que el flujo en estas facies es laminar, aunque puede darse turbulento en aumentos fuertes de pendiente (Enos, 1977).

Facies $Sc_{b, p}$ – Arenisca media a gruesa, masiva, compuesta de trizas de vidrio y pómez: Se dispone en cuerpos de geometría tabular a lobulada con típica exfoliación catafilar que alcanzan los 2 m de espesor, formando una sucesión de hasta 9 m de potencia. El depósito suprayace en contacto erosivo a facies Fl_g (Fig. 18B), y subyace en contacto neto a facies $Sm_{cr, g, p}$ (Fig 20A).

Son característicos de esta facies los niveles pumíceos con clastos de hasta 15 cm de eje máximo (Fig. 18B). Estos clastos se reconocen en todo el depósito, a la base se reconocen los de mayor tamaño flotando en la matriz tobácea; hacia el tope se muestran de forma aleatoria y de menor tamaño, no pudiendo observarse patrones de gradación.

También se reconocen clastos intraformacionales de facies Fl_g con tamaños que alcanzan los 30 cm (Fig. 20B). En abundancia moderada se reconocen clastos de ignimbritas y lavas en

formas subredondeadas a subangulosas, generalmente con alteración moderada. En sección delgada se reconocen clastos de cuarzo, frescos y angulosos, la plagioclasa y feldespato potásico tienen mayor tamaño y también en formas angulosas, la biotita es escasa y conserva caras cristalinas.

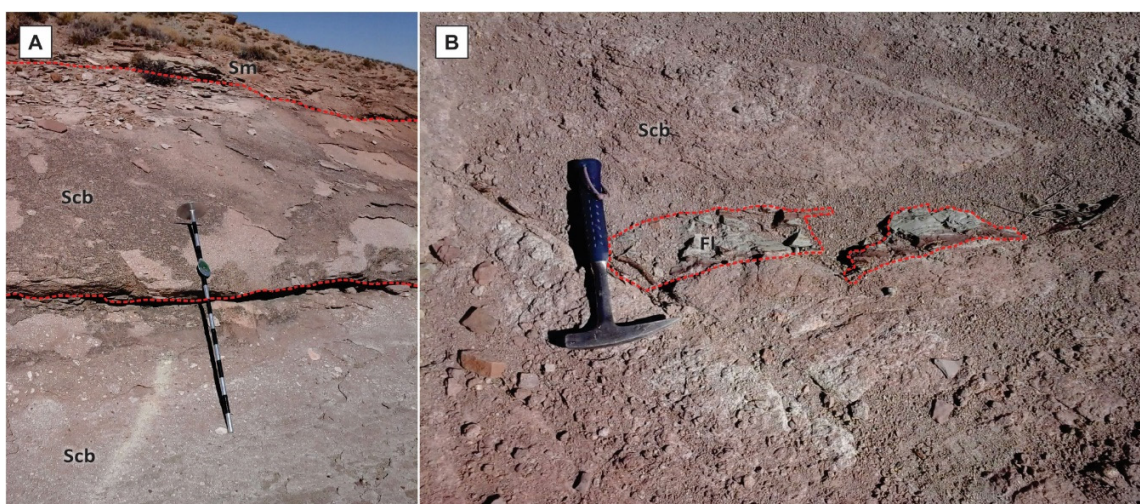


Figura 20. Fotos de afloramientos de facies Scb y Sm correspondientes al perfil Tscherig Sur. A) Superposición de areniscas de la facies Scb en contacto erosivo, al techo gradación a facies Sm. Representa superimposición de dos eventos depositacionales en posición proximal, delimitados por una superficie erosiva. El segundo evento depositacional registra el efecto de dilución. B) Facies Scb con bloques intraformacionales de facies Fl.

La matriz es tobácea y en menor proporción se reconocen clastos de cuarzo, plagioclasa y biotita. Los fragmentos líticos se presentan muy angulosos a subredondeados, y la fábrica matriz soportada, la selección es moderada a pobre.

Interpretación: La fuerte mezcla de detritos con baja selección, inmadurez textural, clastos intraformacionales de gran tamaño y ausencia de ordenamiento interno sugiere que esta facies fue depositada por flujos de detritos (Palmer y Neall 1991; Smith y Lowe, 1991; Herrera y López, 2003; Miall, 2006; Borrero Peña *et al.*, 2008). El escaso a nulo contenido clástico no volcánico, además de la conservación de caracteres volcánicos primarios de los

clastos, sugiere que estos depósitos son producto de la removilización de un depósito piroclástico no soldado (Smith y Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993).

Facies $Sr_{cr, g}$ – Arenisca fina con ondulas asimétricas de color pardo castaño medio, rica en cristales y con trizas de vidrio: Conforman sets de hasta 5 cm de espesor que se agrupan en cosets que alcanzan los 20 cm de potencia (Fig. 18A). Esta facies se desarrolla tanto por debajo como por arriba de limoarcilitas y areniscas laminadas de la facies Fl_g , y fue reconocida únicamente en el Perfil Tschering Sur. Las paleocorrientes medidas indican que la migración de estas óndulas fue hacia el SO.

En sección delgada se reconoce textura clástica con matriz tobácea, clastos subangulosos a subredondeados, fábrica clasto soportada con contactos puntuales, y buena selección. Los clastos son mayormente de granos de cuarzo fresco, plagioclasa y feldespato potásico moderadamente alterados y escasos fragmentos líticos de origen volcánico.

Interpretación: Esta facies fue depositada por migración de óndulas de corriente en condiciones de bajo régimen de flujo (Miall, 2006). La estrecha relación de esta facies con las limoarcilitas y areniscas laminadas de la facies Fl indica que la migración de estas formas de fondo estaría ligada a cuerpos de agua, posiblemente asociada a etapas de recarga hídrica superficial por corrientes diluidas.

Facies $Sl_{cr, g}$ – arenisca fina a gruesa, con estructura cruzada de bajo ángulo, trizas vítreas y rica en cristales: Esta facies forma bancos de apenas una decena de centímetros y contacta en forma neta con facies $Sm_{cr, g, p}$ y $Sh_{cr, g}$ en piso y techo respectivamente. Los bancos tienen aspecto tabular, y al igual que las facies $Sh_{cr, g}$ y $Sm_{cr, g, p}$ tienen amplio desarrollo lateral.

Se reconocen clastos de cuarzo, fresco, angulosos a subredondeados, plagioclasa y feldespato potásico, en parte alterados, con formas angulosas a subangulosas. La biotita es escasa, y se

muestra deformada y/o desmembrada según planos de clivaje. Los clastos de hornblenda son angulosos y están totalmente reemplazados a calcita.

Los fragmentos líticos lávicos tienen tamaño variado, los de mayor tamaño son generalmente más frescos y angulosos. Los líticos ignimbríticos son de menor tamaño y en formas subredondeadas. También se reconocen clastos intraformacionales de facies Fl_g en formas subredondeadas a subangulosas.

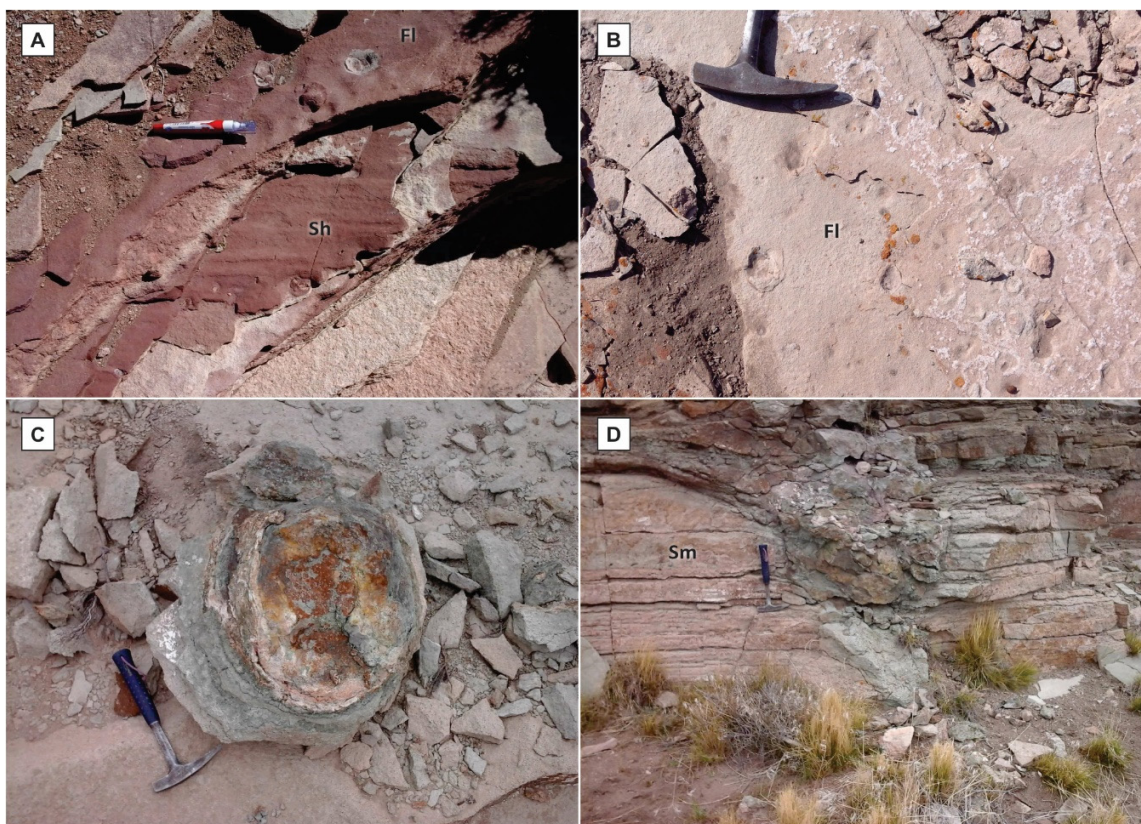


Figura 21. Fotografías de afloramiento de estructuras deformacionales suprasestrales por proyecciones balísticas de bloques y lapillis. **A** y **B**. Vista en planta de estructuras deformacionales en facies Fl_g y Sh_{cr,g}. **C**. Vista en planta de estructuras deformacionales en facies Sm_{cr, g, p}. **D**. Vista en perfil de estructura deformacional por impacto balístico de un bloque sobre facies Sm_{cr, g, p}.

La matriz se reconoce en parte tobácea y en carácter subordinado se reconocen clastos de cuarzo y plagioclasa. La selección es moderada a moderadamente bien seleccionada, con fábrica clasto a matriz soportada y contactos puntuales.

Interpretación: Miall (2006) interpreta a estas facies como antidunas. La morfología de la estructura permite clasificarla como antidunas fuertemente agradacionales con migración pendiente abajo (Cartigny, 2011).

3.1.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf

En el Área de Puesto Tscherig – Co. La Laja se realizaron tres análisis U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón. Las tablas correspondientes a los análisis de cada muestra se adjuntan en el Anexo.

Muestra NH17 (40°52'0.62"S, 68°15'37.54"O): Corresponde a la facies mLT_{ip}, la muestra fue tomada al tope del perfil Tscherig Oeste. Se llevaron a cabo veintiocho análisis en veintidós cristales, de estos solo diecinueve análisis en quince cristales presentan valores de concordia entre 90 y 110%. Estos quince cristales presentan formas prismáticas y zonación magmática, las formas varían entre elongados con núcleos simples y cortos con núcleos algo mas complejos, con longitudes máximas de 300 µm. También, en menor medida, hay cristales grandes con zonación magmática y núcleos con formas complejas, pero no heredados. En todos estos cristales las relaciones U/Th entre 0.4 y 1.2 son indicativas de circones magmáticos (Rubatto, 2002).

El ploteo de estos datos en gráficos de concordia no permite obtener una edad de confianza por lo que se optó por una edad promedio ponderada, de este gráfico se distinguen tres grupos de edades (Fig. 22A). El primero dado por cuatro cristales (91-98% de concordancia) con edades que van de 242 a 245 Ma y una edad promedio de 244.6 ± 2.2 Ma (MSWD=0.46). El segundo grupo está dado por nueve cristales (91-100% de concordancia) con edades continuas que van de 249 a 256 Ma y una edad promedio de 252.9 ± 2 Ma (MSWD=2.0). El tercer grupo está dado por cuatro cristales (95-102% de concordancia) con edades continuas

que van de 258 a 263 Ma y una edad promedio de 259.8 ± 2 (MSWD=1.09). La edad del segundo grupo, 252.9 ± 2 Ma, es interpretada como la edad de cristalización de la roca, la edad más joven puede darse por pérdida de plomo y la más antigua se interpreta como heredada (Fig. 22A).

Se analizaron ocho granos de circón por la metodología Lu-Hf, la edad de estos cristales varía entre 245 y 263 Ma. Los valores de ϵ_{Hf} obtenidos a partir del recálculo varían entre -8 y -16. Las edades modelo (T_{DM}) indican una fuente paleoproterozoica (1.60 a 1.98 Ga).

Muestra NH2 (40°51'44.72"S, 68°13'32.21"O): Corresponde a la facies mL_{T_e, cr, il}, la muestra fue tomada sobre la base del estrato. Se llevaron a cabo veintiocho análisis en veintiséis cristales, de los cuales veintisiete análisis en veinticinco cristales presentan valores de concordia entre 90 y 110%. Los cristales son mayormente cortos y prismáticos, con zonación magmática y largo hasta 200 μm , también hay un grupo menos representativo de cristales grandes, prismáticos con núcleos complejos y largo máximo de 350 μm . La relación Th/U varía entre 0.35 y 1.18 indicando que estos circones son de origen magmático (Rubatto, 2002).

Los análisis muestran edades concordantes (97-101% de concordancia) entre 248 y 265 Ma. Cinco cristales dan una edad de concordia de 249.6 ± 2 Ma (MSWD=6.2), la que es interpretada como la edad de cristalización. Por otra parte, las edades más antiguas se consideran como heredadas (Fig. 22B).

Los análisis de Lu-Hf se realizaron en ocho cristales con edades que van desde los 248 hasta los 269 Ma. Los valores de ϵ_{Hf} obtenidos varían entre -3 y -12 Ma y las T_{DM} indican una fuente meso- a paleoproterozoica (1.30 a 1.80 Ga).

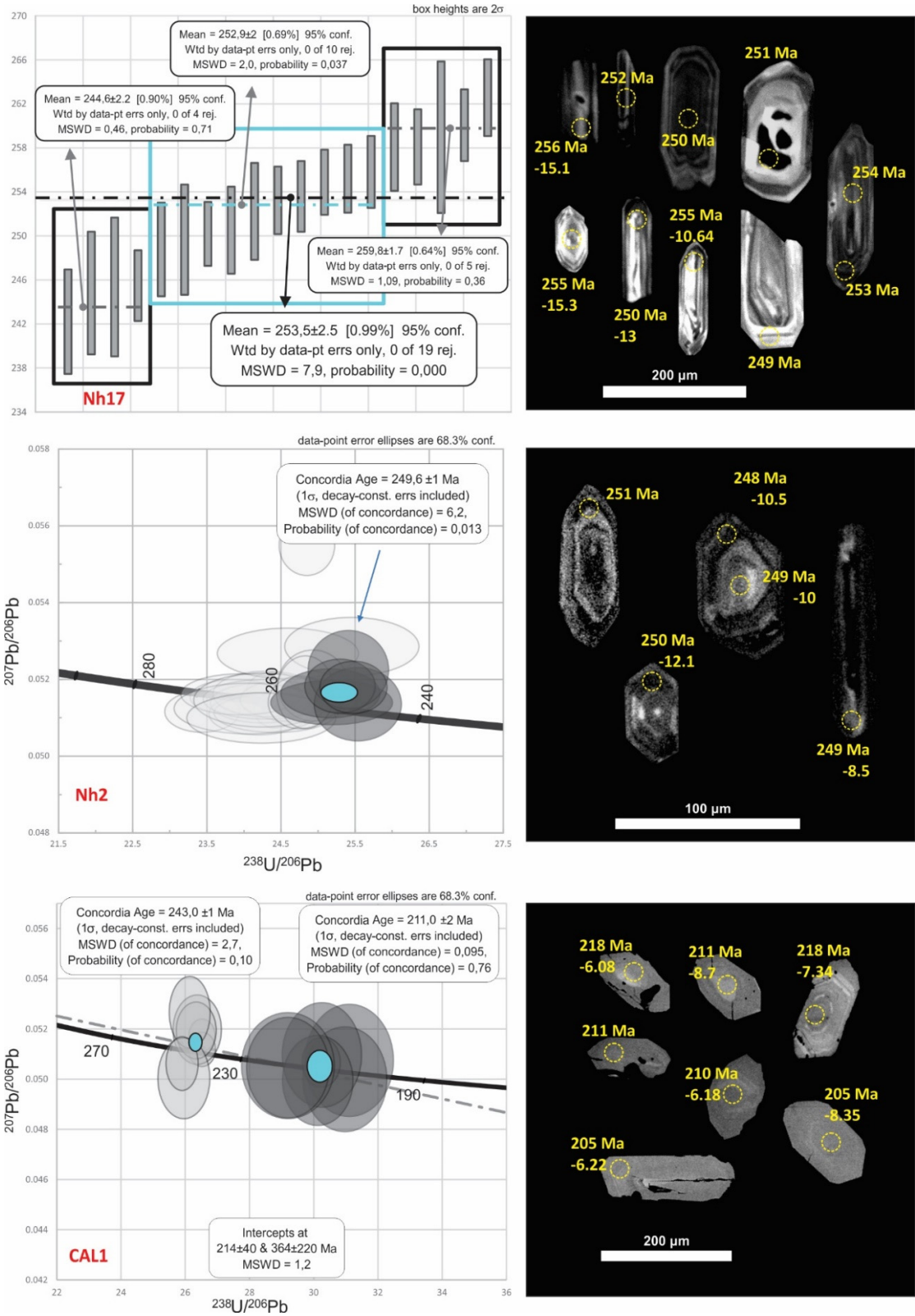


Figura 22. Diagrama de edad promedio ponderada de la muestra NH17 y diagramas de concordia para las muestras NH2 y CAL1. Para cada una se muestran las imágenes de catodoluminiscencia de los circones utilizados en la edad de cristalización. Los números negativos indican los valores de ϵ_{Hf} .

Muestra CAL-1 (40°51'29.08"S, 68° 8'43.03"O): Esta muestra fue tomada dentro del área que Ducart (2007) reconociera como una caldera. Corresponde a una ignimbrita de textura fragmentaria, se reconocen cuarzo fresco, fragmentos líticos, trizas vítreas y pómez fuertemente alterados (Fig. 23). Los afloramientos corresponden a los cerros al SE del Cerro La Laja, en cercanías del Cerro La Mina (o de Las Minas), y se reconocen al sur del camino que lleva al Puesto Tscherig.

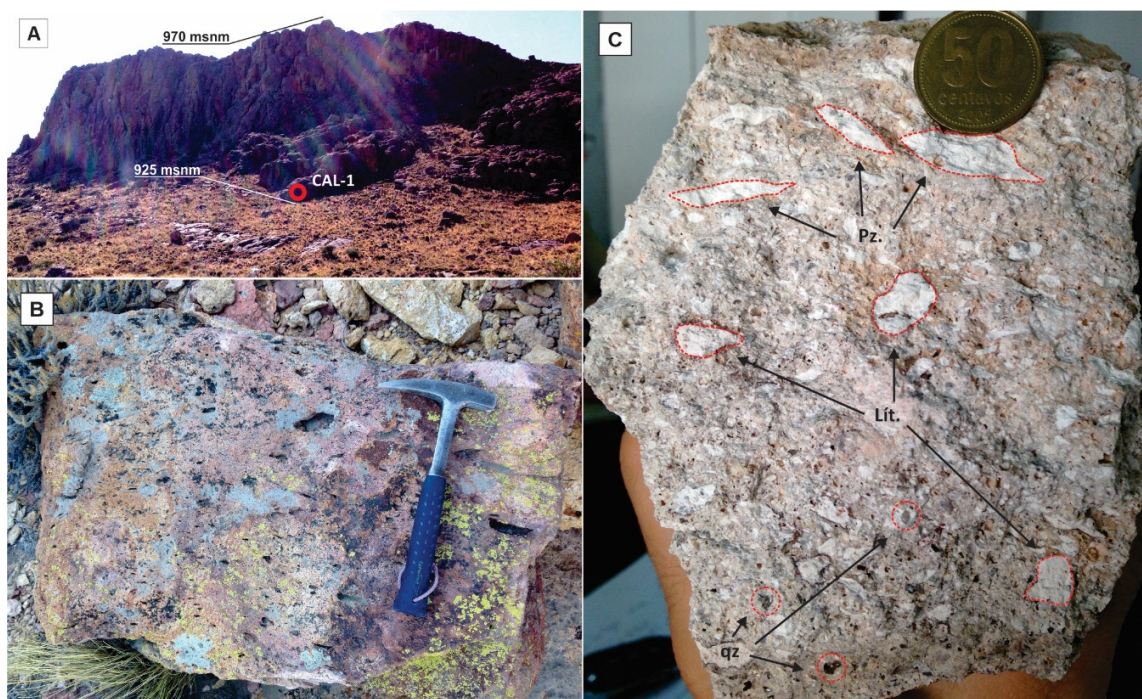


Figura 23. **A.** Vista general de los afloramientos donde fue tomada la muestra CAL1, al SE del Cerro La Laja. **B.** Detalle de afloramiento, nótese las oquedades producto de la remoción de las pómez. **C.** Detalle de la textura en corte fresco, se marcan fragmentos pumíceos (Pz.), fragmentos líticos (Lit.) y cristales de cuarzo (qz); nótese la intensa argilización.

De los cuarenta y cuatro análisis realizados en treinta y nueve cristales, solo catorce fueron concordantes, permitiendo obtener un gráfico de concordia confiable. Estos cristales analizados son mayormente cortos y prismáticos, con zonación magmática, y largo hasta 200 μm . Algunos son mas grandes, de hasta 300 μm , también con formas prismáticas y zonación magmática y con núcleos complejos.

En el gráfico de concordia se reconocen dos tendencias moderadamente continuas. La primera tendencia muestra una serie de cristales moderadamente concordantes (97-107% de concordancia) entre 201 y 222 Ma. La segunda muestra una serie de cristales concordantes (98-102% de concordancia) entre 241 a 247 Ma. Siete cristales del primer grupo descripto muestran una edad de concordia de 211.0 ± 2 Ma (MSWD=0.095), siete cristales del segundo grupo exhiben una edad de concordia de 243.0 ± 1 Ma (MSWD=2.7). La edad más joven, de aproximadamente 211 Ma, es interpretada como la edad de cristalización, mientras que la edad de 243 Ma es considerada de cristales heredados.

De los catorce cristales con edades concordantes, se analizaron diez granos de circon por la metodología Lu-Hf. Los valores de ϵ_{Hf} recalculados para la edad U-Pb varían significativamente. Para los cristales con una edad de concordia de 211 Ma los valores de ϵ_{Hf} varían entre -6 y -9 y la T_{DM} indica una fuente Mesoproterozoica (1.4 a 1.5 Ga). En cambio, los cristales que conforman la concordia de 243 Ma tiene valores de ϵ_{Hf} entre -16 y -7, con valores de T_{DM} que indican una fuente meso- a paleoproterozoica (1.4 a 1.98 Ga).

3.1.3. Asociación de Facies Sedimentarias: Elementos Arquitecturales

De la observación de campo es posible organizar las facies en tres elementos arquitecturales. Estos elementos representan una depositación relativamente continua por uno o más procesos en particular y reflejan el estilo de depositación a nivel de los elementos geomorfológicos mayores (Miall, 2006; Borrero Peña *et al.*, 2008). Los elementos reconocidos son Depositos Finos de Barreales (FF; Miall, 2006), Depósitos de Canal (CH; Miall, 2006) y Depósitos de Resedimentación Volcaniclástica (SV, Borrero Peña *et al.*, 2008).

Elemento Arquitectural SV: Este elemento se caracteriza por la asociación de facies $Sc_{\text{g, pr}}$, $Sm_{\text{cr, g, p}}$, $Sh_{\text{cr, g}}$, $Sl_{\text{cr, g}}$ y en forma aislada G_{mg} . Esta asociación está marcada por una base

erosiva de amplio desarrollo y se muestra en el campo como una superficie plana si la facies basal es $Scb_{g, cr}$ o $Sm_{cr, g, p}$ o cóncava hacia arriba si la facies basal es $Gmg_{g, cr}$. La forma de estos depósitos corresponde a cuerpos tabulares de amplio desarrollo lateral. En el perfil Tscherig Sur este elemento comprende la depositación de facies $Scb_{g, pr}$ que gradualmente pasa a facies $Sm_{cr, g, p}$ y $Sh_{cr, g}$. En cambio, en el Perfil Tscherig Este comprende la depositación de facies $Gmg_{g, cr}$, $Sm_{cr, g, p}$, $Sl_{cr, g}$ y $Sh_{cr, g}$. Al techo este elemento siempre se cubre en carácter neto por el elemento FF. *Interpretación:* Esta asociación representa depósitos mono y multiepisódicos de flujos de detrito y/o hiperconcentrados hasta corrientes diluidas a partir del retrabajo de depósitos piroclásticos no soldados.

Elemento Arquitectural FF: Este elemento se caracteriza por la asociación de facies Fl_g y $Sr_{cr, g}$, esta última solo representada en el perfil Tscherig Sur. La geometría observada de los depósitos es tabular, aunque no se descarta la posibilidad que sean formas lenticulares de gran escala. Esta asociación está marcada por una base neta sobre los elementos CH y SV, y por una superficie de erosión al techo que limita con los elementos CH y SV. Este elemento es el de mayor desarrollo en toda el área, y está representado en los tres perfiles.

Interpretación: Este elemento representa depósitos originados por la decantación de sedimentos en cuerpos de agua efímeros (Miall, 2006) y por la depositación de corrientes tractivas relacionadas a periodos de recarga hídrica superficial.

Elemento Arquitectural CH: Esta asociación de facies está dada por el arreglo vertical de las facies St_{cr} y $Sh_{cr, g}$. Se caracteriza por depósitos con formas acanaladas con base erosiva cóncava hacia arriba sobre depósitos correspondientes al elemento FF; se cubre también por este mismo elemento arquitectural en forma neta. Esta asociación está solamente representada en el Perfil Tscherig Oeste. *Interpretación:* Esta asociación representa depósitos de canales dominados por la migración de formas de fondo de cresta sinuosa.

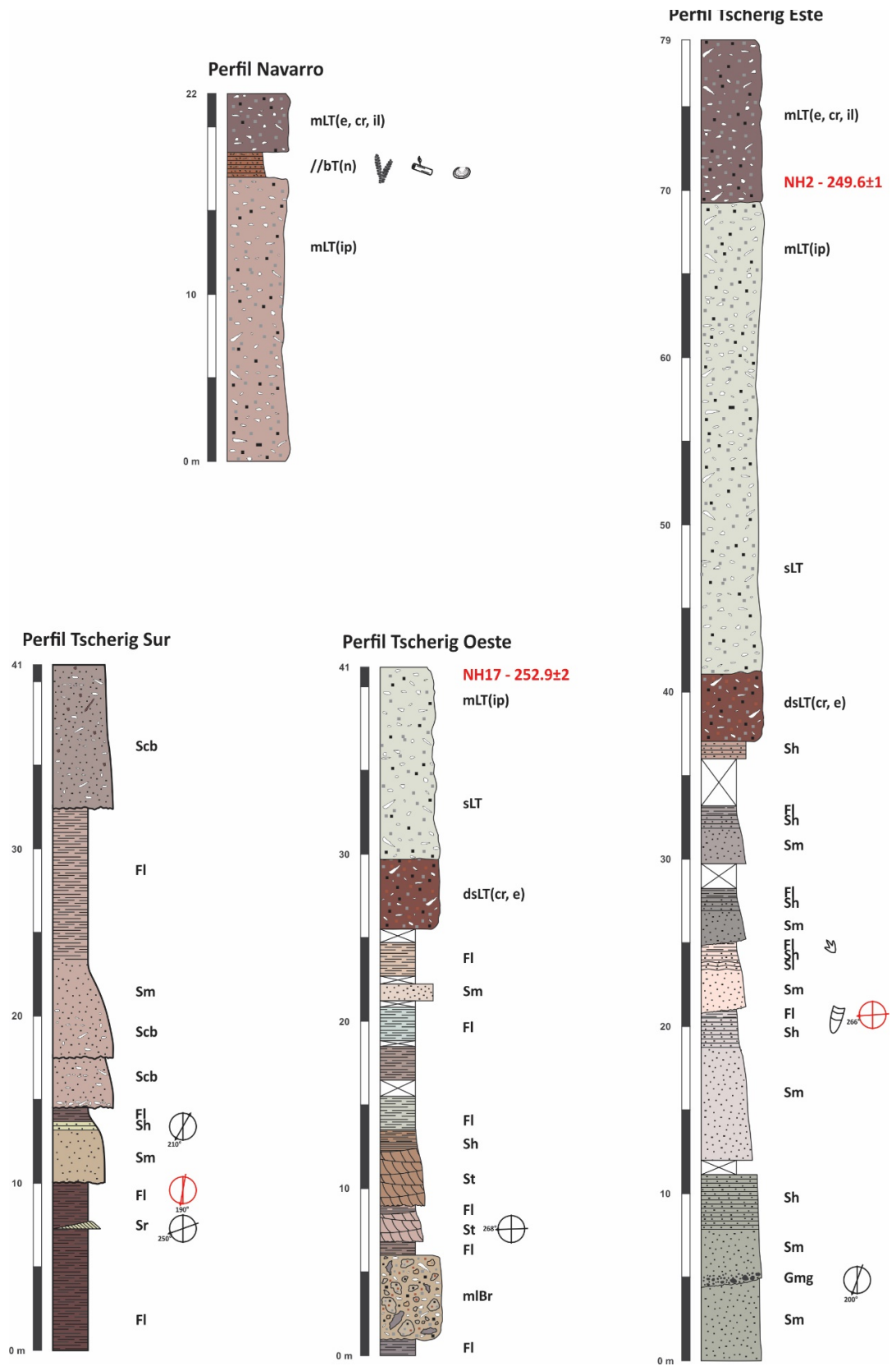


Figura 24. Secciones estratigráficas relevadas en el Área Puesto Tscherig – Co. La Laja. Se indican las muestras que fueron datadas en los perfiles Tscherig Este y Oeste.

3.2. Área Puesto H. Álvarez

Se midió un único perfil, Perfil H. Álvarez, el cual comienza en las coordenadas 40°45'25.36"S, 68°22'40.20"O. Las rocas buzaban hacia el Este con variedad de ángulos interpretado como una discordancia angular entre las facies mLT(e, cr) y mpD. Las relaciones verticales entre facies se muestran en la Fig. 29.

3.2.1. Facies

Facies mLT(e, cr) – Toba lapillítica masiva, eutaxítica, rica en cristales: Esta facies se expone como lomadas escasamente vegetadas, y la coloración es pardo grisáceo claro (Fig. 25A, B). Corresponde a la base del perfil medido, y el espesor total de esta facies es varias veces mayor al mostrado en la Fig. 29. Esta ignimbrita continúa hacia el oeste y posiblemente concuerde con la sección media del perfil O-E de ~6 km de espesor presentado por Luppó *et al.* (2017). Aflora al Este del camino que va del Puesto H. Álvarez al Puesto M. Solaiman, y al Norte del camino que lleva al Puesto E. Álvarez. Esta facies fue muestreada para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón.

En campo se reconoce textura fragmentaria con abundante contenido de cristaloclastos, el porcentaje estimado varía entre 70% y 85% y los tamaños varían hasta ceniza gruesa. Los litoclastos son menos abundantes alcanzando el 20%, se reconocen subredondeados y de origen ignimbrítico. Las pómez son escasas y se las reconoce formando textura eutaxítica.

Bajo el microscopio se reconoce textura fragmentaria, con abundante contenido de cristales, entre ellos cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa. Todos en formas anhedrales con fuerte fragmentación excepto algunos cristales de plagioclasa que se muestran euédrales. Las pómez se reconocen por formar *fiammes*, los que se presentan totalmente desvitrificados con desarrollo de esferulitas (Fig. 27A, B).

Los litoclastos son escasos y se reconocen dos grupos, el primero de origen ignimbrítico, algo alterado y conservando características texturales primarias, con formas subredondeadas. El segundo grupo de formas bien redondeadas a redondeadas, de menor tamaño que el primero y fuertemente alterados, se le asigna con duda origen lávico.

La matriz se compone de vidrio y fragmentos de microcristales de cuarzo y plagioclasa. El vidrio presenta totalmente desvitrificado formando esferulitas. Las trizas se reconocen por su forma y por presentar textura *pectinate*.

Interpretación: La facies mL_T representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks 1990; Freundt y Schmincke 1995).

Facies mpD – Dacita porfírica masiva: Esta facies aflora al Este del camino que lleva al Puesto de H. Álvarez, y al Sur del camino que se bifurca de este primero en dirección al Puesto E. Álvarez. Se presenta como cuerpos aislados redondeados de colores violáceos a negros, de mala exposición en el terreno y con relaciones estratigráficas poco claras (Fig. 25C).

En sección delgada se reconoce textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo (Fig. 27C). Dentro del grupo de las plagioclasas es posible diferenciar dos familias (Fig. 27D). La primera familia se muestra fresca con típica macla polisintética límpida y cristales anhedrales. La segunda familia con cristales de mayor tamaño y tendencia euedral, con evidencias de alteración y texturas cribadas. Los cuarzos se observan frescos, en muy baja proporción y de formas anhedrales. Se reconocen también sombras de componentes totalmente reabsorbidos, aunque no es posible reconocer si son xenolitos o

xenocristales. Por otra parte, de manera ocasional, se observan xenolitos de pequeño tamaño de rocas inequigranulares, aunque fuertemente alterados. Con dudas se puede establecer un posible origen plutónico (granítico?).

La pasta se compone de microlitos de plagioclasa y entre los cristales individuales se reconoce muy escaso vídrio, en parte alterado observándose como una masa de minerales arcillosos.

Interpretación: Estas litofacies son interpretadas por McPhie *et al.* (1993) como formadas por la solidificación de la porción interna o coherente de una lava que por su composición mineralógica se infiere de composición dacítica. Tanto las dos familias de plagioclasas, como la reabsorción por completo de cuerpos indiferenciados permiten suponer eventos de *mixing*. La posición estratigráfica se asigna con dudas inmediatamente por encima de la facies mLT(e, cr).

Facies mT – Toba masiva: A esta facies se la reconoce de forma saltuaria, siendo los mejores afloramientos dos laboreos inmediatamente al Norte y Este del Puesto H. Álvarez. Se la reconoce de color pardo castaño claro y con espesores algo variables que no llegan a superar los 2 m. Tiene fractura concoidea y conserva improntas vegetales carbonizadas de la flora de *Dicroiudium* (Artabe, 1985 a y b). Lateralmente y hacia el sur esta facies cubre niveles limoarciliticos con espesor en el orden decimétrico, en estos niveles se preservan icnitas de invertebrados (Fig. 26A, B).

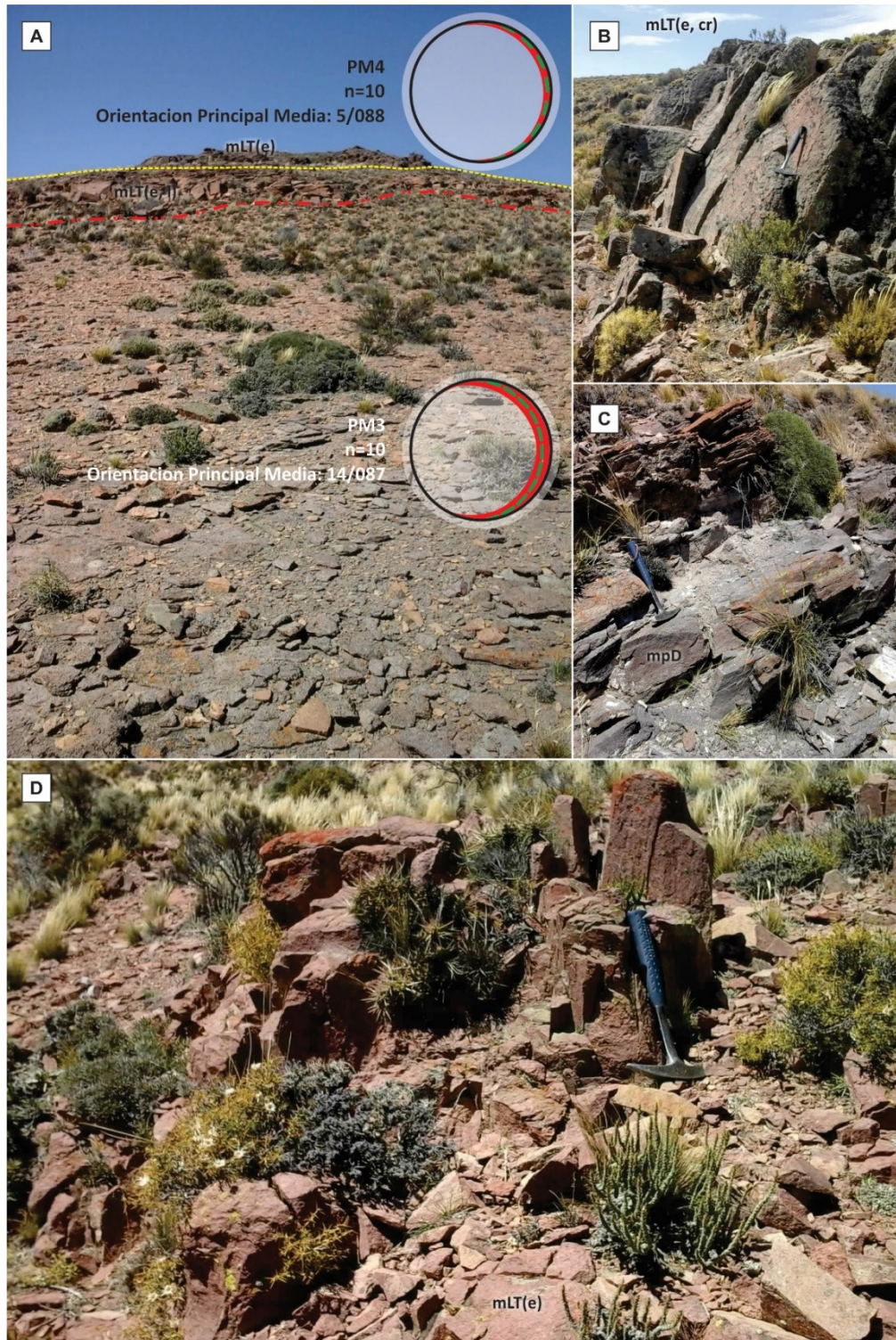


Figura 25. Fotos de afloramiento de facies mLT(e), mLT(e, l), mpD y mLT(e, cr). **A.** Fotografía tomada al N del Puesto H. Álvarez en cercanías del Puesto M. Solaiman. Se muestra la discordancia angular reconocida entre facies mLT(e, cr) y las suprayacentes. Se muestran las proyecciones esteroográficas de rumbo y buzamiento reconociéndose una discordancia angular de 10° . **B.** Foto de afloramiento de la facies mLT(e, cr). **C.** Foto de afloramiento de la facies mpD al SO del Puesto H. Álvarez. **D.** Foto de afloramiento de facies mLT(e) al SO del Puesto H. Álvarez, obsérvese la fuerte vegetación y escasa exposición de la facies.

En muestra de mano se reconoce textura fragmentaria, con cristaloclastos de cuarzo y feldespato de grano muy fino. Tiene aspecto masivo, no se reconocen variaciones laterales ni ordenamiento vertical. Bajo el microscopio se reconoce textura fragmentaria clasto sostenida, aunque fuertemente alterada. Los cristaloclastos reconocidos son de cuarzo, unos interpretados como accidentales por ser bien redondeados y otros interpretados como juveniles con formas anhedrales. También plagioclasa, feldespato potásico y biotita, esta última en muy baja proporción. Se reconocen litoclastos accidentales bien redondeados de origen metamórfico y otros de origen volcánico. Las pómez se observan fuertemente alteradas, reconociéndolas por la forma que guardan los minerales de alteración. La matriz se presenta como una masa arcillosa muy fina, ocasionalmente se reconocen trizas (Fig. 27F).

Interpretación: Branney y Kokelaar (2002) interpretan esta litofacies como depositada por lluvia de cenizas. Las variaciones limoarciliticas laterales permiten suponer que esta variedad litológica fue depositada por decantación en cuerpos de agua, posiblemente de considerable desarrollo lateral, aunque poco espesor.

Facies mLT(e, l) – Toba lapillítica masiva, eutaxítica y rica en fragmentos líticos: Esta facies se expone como afloramientos saltuarios y en general fuertemente vegetada. Las mejores exposiciones se dan en los mismos canchales que la facies anterior. El espesor medido no alcanza los 4 m y se presenta en color pardo rosado claro. Se reconocen abundantes cristaloclastos de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y biotita, litoclastos volcánicos y las pómez mostrando fuerte deformación (Fig. 26A, B). Esta facies fue muestreada para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón.



Figura 26. Fotos de afloramiento de facies mLT(e, l) y mT. **A.** Cantero al N del Puesto H. Álvarez donde fueron hallados los restos fosiles carbonizados y donde fue tomada la muestra PM4. En los recuadros blancos se muestran detalles de las relaciones de contacto y un ejemplar de impronta fósil. **B.** Laboreo al E del Puesto H. Álvarez donde la facies mT se superpone a facies limoarcilíticas con trazas fósiles.

Bajo el microscopio se reconoce textura fragmentaria con cristaloclastos de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa, horblenda y biotita fuertemente fragmentados. Los litoclastos se pueden dividir en dos familias. La primera de origen ignimbrítico, con clastos tamaño lapilli medio, en formas subangulosas; se presentan levemente alterados, con matriz desvitrificada formando esferulitas. La segunda familia con clastos redondeados a bien redondeados y fuertemente alterados, se asigna origen lávico reconociéndose solamente fenocristales de plagioclasa y cuarzo euhedrales en una pasta totalmente alterada.

Las pómez se presentan fuertemente deformadas desarrollando textura eutaxítica (Fig. 27G). La matriz, también fragmentaria, presenta evidencias de desvitrificación desarrollando pequeñas esferulitas aisladas.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks 1990; Freundt y Schmincke 1995).

Facies mLT(e) – Toba lapillítica masiva, eutaxítica: Es la facies cuspidal del perfil, los afloramientos en el sector relevado son saltuarios, aunque hacia el Este y Sur estos se observan continuos y de mejor exposición. Se presentan fuertemente vegetados y con relieve moderado a bajo (Fig. 25D). El espesor medido alcanza los 7 m y se presenta en color pardo rojizo a pardo grisáceo oscuro. En campo se reconocen cristaloclastos de cuarzo y biotita, la matriz vítrea se observa como una masa soldada y es responsable de la coloración de esta litofacies.

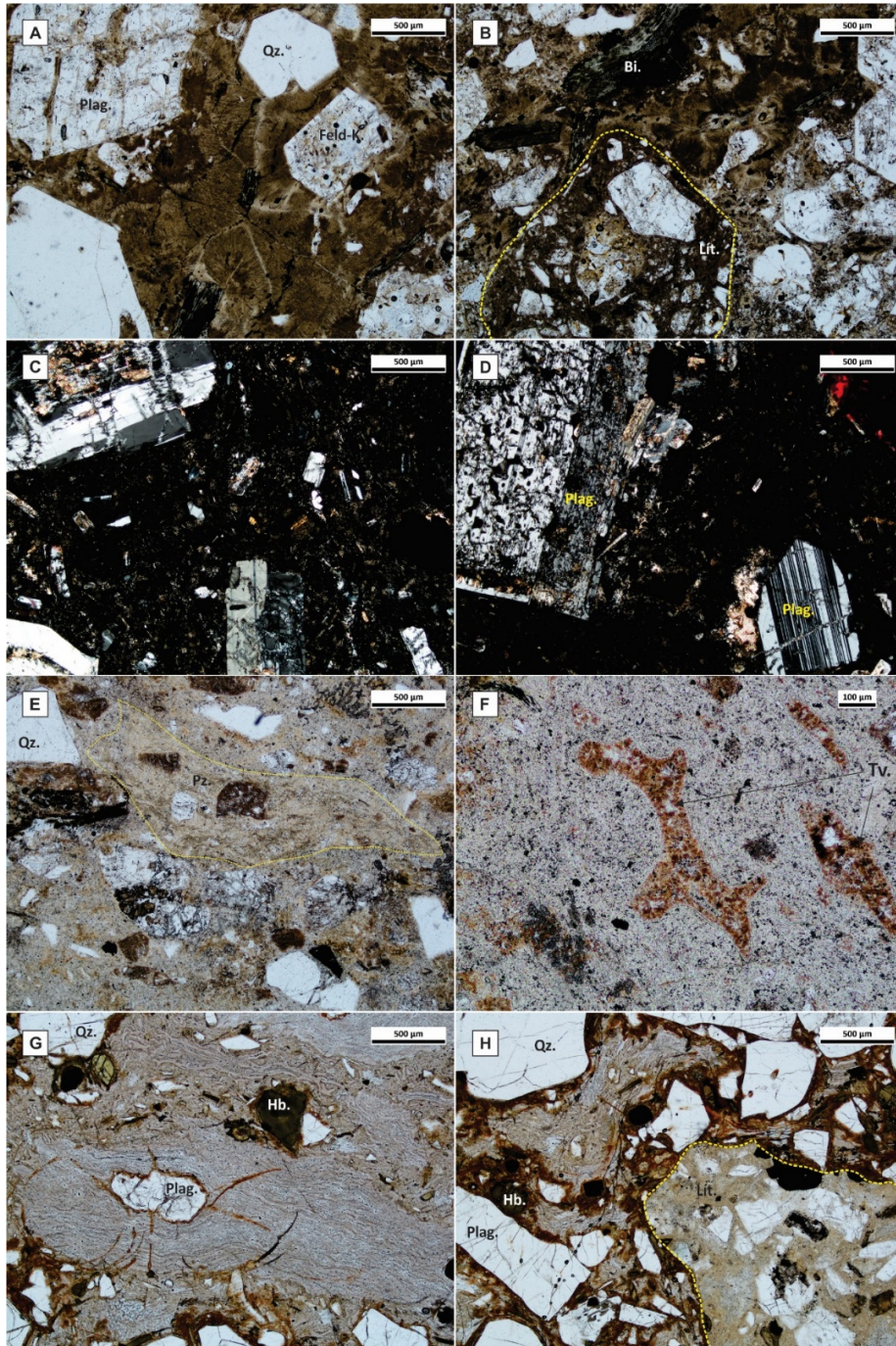


Figura 27. Fotomicrografías de las facies volcánicas reconocidas en el Perfil Puesto H. Álvarez. **A y B.** Fotomicrografías de la facies mLT(e, cr), en la figura A nótese el crecimiento de esferulitas producto de la desvitrificación de la matriz, en la figura B obsérvese el abundante contenido de cristales. **C y D.** Fotomicrografías de la facies mPD, en la figura C se muestra una generalidad de la textura, en la figura D se muestran las dos familias de plagioclasas reconocidas. **E.** Fotomicrografías de la facies mLT(e, l), se muestra una pómez formando textura eutaxítica y algunos componentes cristalinos. **F.** Fotomicrografías de la facies mT, se muestran una trizas vítreas. **G y H.** Fotomicrografías de la facies mLT(e), nótese la intensidad de soldamiento y deformación de la matriz vítrea, se indican también los componentes líticos y cristalinos. Qz., cuarzo; Feld-K, feldespatos potásicos; Bi, biotita; Plag., plagioclasa; Hb., horblenda; Lít., fragmento lítico; Tv., triza vítrea; Pz, pómez.

En sección delgada se reconoce textura fragmentaria con moderada abundancia de cristaloclastos de cuarzo, biotita, hornblenda y plagioclasa (Fig. 27G, H). Los litoclastos se presentan en dos familias, la primera de ignimbritas frescas y la segunda de litoclastos accidentales bien redondeados de los que no se reconoce textura original. Las pómez se muestran con deformación avanzada, prácticamente obliteradas, desarrollando textura parataxítica. La matriz vítrea muestra un fuerte soldamiento, se reconoce fractura perlítica y no fue posible distinguir trizas vítreas.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks 1990; Freundt y Schmincke 1995).

Discordancia Angular: La discordancia angular se muestra en la Fig. 25A y en el sector que fue observada no se expone la facies mpD; de todos modos, por las relaciones observadas al Sur del camino que lleva al Puesto E. Álvarez se la ubica por sobre esta discontinuidad. La discordancia angular, tal como lo muestra el ploteo en redes estereográficas (Fig. 25A), es de bajo ángulo con una diferencia medida de 10° .

3.2.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf

Muestra PM3 (40°45'25.36"S, 68°22'40.20"O): Corresponde a la facies mLT(e, cr). La muestra fue tomada sobre el techo de esta facies, inmediatamente al Norte del Puesto H. Álvarez. Se llevaron a cabo treinta análisis en veintisiete cristales, y solo diecisiete análisis dan edades mayormente concordantes. Los cristales con edades concordantes son principalmente prismáticos y largos, con zonación magmática y longitud de hasta 400 μm ,

otros cristales son cortos con zonación magmática y longitudes que rondan los 100 μm (Fig. 28). Las relaciones U/Th entre 0.4 y 0.9 indican un origen magmático (Rubatto, 2002).

Los análisis muestran edades continuas y concordantes (99-101% de concordancia) entre 252 y 262 Ma. También se reconoce un grupo de edades más jóvenes con menor concordancia (96-98% de concordancia) entre 244 y 248 Ma. Del diagrama de concordia se obtuvieron dos edades, la primera está dada por cuatro cristales moderadamente concordantes con una edad de 253.5 ± 2 (MSWD=10.5). La segunda edad, 256.2 ± 1 (MSWD=2.2), está dada por trece cristales concordantes y es interpretada como la edad de cristalización (Fig. 28).

Se analizaron ocho cristales por la metodología Lu-Hf, cuyas edades de cristalización varían entre 253 y 260 Ma. Si bien del gráfico de concordia surgen dos edades bien diferenciadas, los valores de ϵ_{Hf} a partir del recálculo para la edad U-Pb no muestran una variación que los permita separar. El valor de ϵ_{Hf} para los granos analizados varía entre -3 y -10 con una T_{DM} que indica una fuente mesoproterozoica (1.3 a 1.6 Ga).

Muestra PM4 (40°45'8.09"S, 68°22'34.63"O): Corresponde a la facies mLT(e, l), la muestra fue tomada inmediatamente sobre el contacto con la facies mT en el canchero que está a 1 km del Puesto H. Álvarez. Se llevaron a cabo treinta análisis en veintinueve cristales, de los cuales catorce muestran un porcentaje de concordancia entre 90-110%. Estos cristales concordantes son prismáticos que varían entre cortos y largos, y muestran además zonación magmática. El largo máximo es de 350 μm y la relación Th/U que varía entre 0.4 y 1.1 indica un origen magmático (Rubatto, 2002).

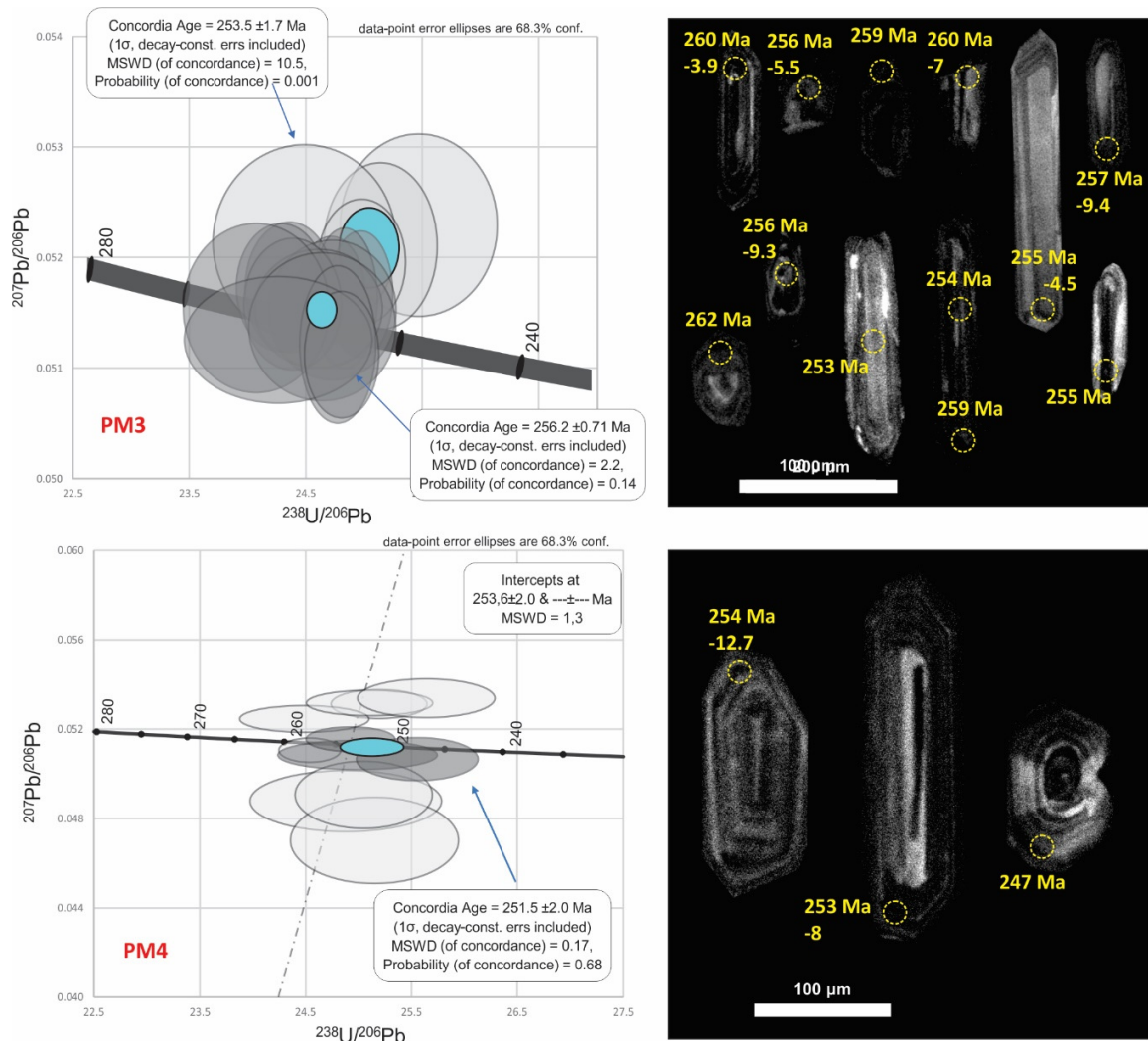


Figura 28. Gráficos de concordia para las muestras PM3 y PM4 e imágenes de catodoluminiscencia de los cristales que dan las edades de concordia interpretadas como de cristalización de la roca. Los valores negativos corresponden a ϵ_{Hf} . La muestra PM3 muestra dos edades de concordia siendo la de ~256 Ma la que se muestra concordante y por lo tanto interpretada como edad de cristalización. La muestra PM4 da una edad de concordia de 251.5 Ma.

Los análisis muestran edades moderadamente continuas y concordantes (90-110% de concordancia) entre 247 y 259 Ma. Se pueden distinguir tres grupos, marcados por escalones de cuatro y tres Ma. El primer grupo es de dos cristales de 247 Ma, el segundo grupo se compone de nueve cristales entre 251 y 255 Ma, y el tercer grupo de tres cristales con edades de 258 y 259 Ma. Tres cristales concordantes (99-101% de concordancia) del segundo grupo

dan una edad de concordia de 251.5 ± 2 (MSWD=0.17) y es interpretada como edad de cristalización (Fig. 28).

De esta muestra se analizaron ocho cristales de circon por la metodología Lu-Hf, con edades que van desde los 251 a 258 Ma. Los valores de ϵ_{Hf} obtenidos varían entre -8 y -13, con edades modelo meso- a paleoproterozoica (1.5 a 1.8 Ga).

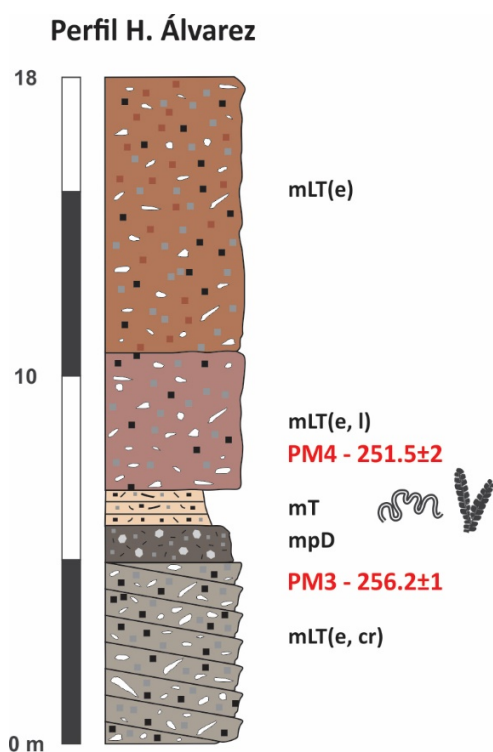


Figura 29. Sección estratigráfica del Puesto H. Álvarez.

3.3. Área Puesto Meliñanco

Se midió un único perfil, Perfil Puesto Meliñanco, comenzando apenas al Norte del Puesto Meliñanco en dirección SO hasta el camino que lleva a los puesto Nahuelhual y H. Álvarez. El comienzo del Perfil Meliñanco es en las coordenadas 40°44'46.08"S, 68°13'39.84"O y las capas se disponen según 110°, 12°SO. Las relaciones verticales entre facies son presentadas en la figura 31.

3.3.1. Facies

Facies mlBr – Brecha lítica masiva: Es la facies basal del perfil y se muestra con base cubierta. Se presenta en escasos afloramientos fuertemente meteorizados y de difícil muestreo, de esta facies solo se realizó la descripción de campo.

Se expone como un cuerpo masivo, se compone de litoclastos monolitológicos de lavas riolíticas; no se descartan otras composiciones, aunque de textura obliterada por la fuerte meteorización. El tamaño de los clastos es variado, llegando a medir de 10 a 12 cm en su eje mayor, con formas angulosas a subredondeadas. La fábrica es matriz sostenida, aunque ocasionalmente varía a clasto sostén; por su parte los clastos no evidencian orientación o arreglo preferencial (Fig 31D, E).

Interpretación: Branney y Kokelaar (2002) interpretan las brechas líticas masivas como una facies ignimbrítica gruesa, depositada a través del límite de flujo inferior de una corriente piroclástica, semejante a otras facies ignimbríticas, aunque de mayor energía. Walker (1985) clasifica las brechas líticas en cinco tipos: (1) flujos de detritos interpretados como “decantados” de un flujo piroclástico; (2) flujos de detritos que involucran bloques recogidos del suelo por la acción del flujo piroclástico; (3) “*ground breccia*” que interpreta como segregada del frente fluidizado de un flujo piroclástico; (4) “*lag breccia*” inferida como

depositada a partir de una “zona de deflación proximal” que también generó un flujo piroclástico; y (5) brechas derivadas de avalanchas o caídas de rocas. Branney y Kokelaar (2002) consideran que algunos de estos procesos y derivaciones estén probablemente sobrepuestos y que las categorías en esta clasificación no son mutuamente excluyentes. Por otra parte, exponen que, al ser una clasificación genética, la aplicabilidad depende de los modelos de emplazamiento.

Facies Sh_{cr, g} – Arenisca fina a gruesa con estratificación paralela horizontal, rica en cristales y con trizas de vidrio: Esta facies se dispone en cuerpos tabulares y desarrollo lateral considerable, aunque los afloramientos suelen mostrarse cubiertos. Se compone de areniscas finas a gruesas con estratificación paralela horizontal que al piso se contactan con facies mBr y al techo con mLT(cr), en ambos casos de forma neta (Fig. 31C).

Se compone de clastos de cuarzo, feldespato y plagioclasa en formas angulosas a subangulosas. La biotita es escasa, de menor tamaño, y se observa fuertemente deformada. Se reconocen escasos fragmentos líticos volcánicos, fuertemente argilizados y bien redondeados.

La fábrica es clasto sostenida y ocasionalmente varía a matriz sostenida. La matriz es mayormente tobácea, aunque en carácter subordinado también se observan clastos de cuarzo y plagioclasa. La selección es moderada a moderadamente bien seleccionada.

Interpretación: Esta facies se interpreta como depositada en condiciones de lecho plano y alto régimen de flujo (Miall, 2006).

Facies Fl_g – Limoarcilita y arenisca fina laminada, con trizas de vidrio: Se dispone en finos estratos tabulares que se reconocen subordinados a las facies Sh (Fig. 31C). El espesor de esta facies no alcanza la decena de centímetros, y el arreglo interno es laminado paralelo

horizontal. Se compone principalmente de trizas de vidrio volcánico, el que generalmente se muestra fresco. También se observan clastos de cuarzo, plagioclasa y biotita. La selección es buena.

Interpretación: Miall (2006) interpreta a las facies Fl_g como depósitos de desborde, de canales abandonados o corrientes tractivas decrecientes. Si bien se describen como estratos tabulares de gran extensión no se descarta que desarrollen formas lenticulares de gran escala.

Facies mLT(cr) – Toba lapillítica masiva, rica en cristales: Es la facies mejor expuesta de todo el perfil estudiado, comprende lomadas ralas prácticamente sin vegetación y a veces algo cubierto, aun así, es posible seguir todo el cuerpo de piso a techo. A la base contacta en forma neta con facies Fl_g y/o Sh_{cr, g} y al techo con facies mT aunque no se pudo dar con el contacto de manera precisa por estar cubierto (Fig. 31B, C). El espesor máximo medido es de 45 m. Se muestra con aspecto masivo y hacia el techo desarrolla disyunción columnar, en coloraciones mayormente blancas a grisáceas (Fig. 31B).

Se compone de un elevado porcentaje de cristaloclastos de cuarzo fresco, anhedral y fuertemente fragmentado; plagioclasa y feldespato potásico también en formas anhedrales fuertemente fragmentadas y en formas euhedrales con cristales de buen tamaño. Biotita y hornblenda desarrollan formas cristalinas y se muestran frescas. La matriz es vítrea, aunque con un elevado porcentaje de cristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escasa biotita. Las pómez están parcialmente desvitrificadas y apenas deformadas no llegando a desarrollar textura eutaxítica (Fig. 30A).

Se reconocen litoclastos de origen ignimbrítico y frescos, con la matriz totalmente desvitrificada reconociéndose como una masa de esferulitas, estos presentan formas

angulosas. Otros litoclastos se presentan en menor tamaño que los anteriores, con formas redondeadas a subredondeadas y fuertemente alterados, suponiéndose de origen ignimbrítico.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002).

Facies mT – Toba masiva: A esta facies se la reconoce de forma saltuaria, los afloramientos estudiados corresponden a un cantereo al Este del camino que lleva del Pto. Meliñanco al Pto. Nahuelhual. Se distingue por color pardo castaño claro, con un espesor medido no superior a los 2 m. Tiene aspecto masivo, fractura concoidea y hacia el techo forma cierta lajosidad, pero con planos también concoideos (Fig. 31A).

Se compone mayormente por trizas vítreas y en carácter subordinado se reconocen escasos cristaloclastos de cuarzo fresco anhedral, plagioclasa y biotita también anhedrales, y escasas pómez bien redondeadas, pero de mayor tamaño que el resto de los componentes. Las trizas muestran textura *pectinate*. El arreglo general reconocido es granodecreciente (Fig. 30B).

Interpretación: Branney y Kokelaar (2002) interpretan esta litofacies como depositada por lluvia de cenizas.

Facies dbLT(e, n-ip, nl) – Toba lapillítica eutaxítica en estratos difusos, con gradación normal e inversa de pómez y gradación normal de fragmentos líticos: Esta facies se reconoce en el mismo cantereo que la facies mT, y también su afloramiento es discontinuo y algo cubierto. Se dispone sobre facies mT en carácter erosivo y es transicional a mLT(e, pr). El espesor no superaría los 2 m, aunque por la condición de afloramiento no se puede dar precisión exacta de su potencia.

El arreglo interno es en finos estratos de límites algo difusos, pero con características internas bien distinguibles. Las capas pueden distinguirse en función del contenido de fragmentos

tamaño lapilli, tanto de pómez, litoclastos y/o cristaloclastos. A su vez, aquellas capas que tienen abundantes fragmentos de lapilli pueden discriminarse según el ordenamiento interno vertical de las pómez y los litoclastos. Así, es posible distinguir estratos con organización normal tanto de pómez como de litoclastos, otras con organización inversa de pómez y normal de líticos y otra capa prácticamente carente de lapillis siendo mayoría los fragmentos tamaño ceniza (Fig. 31A).

Esta facies se compone de cristaloclastos de cuarzo fresco anhedral y plagioclasa fuertemente fragmentada. También biotita, aunque en menor proporción que los anteriores y fuertemente deformada. Los litoclastos son de origen ignimbrítico en formas redondeadas a subredondeadas y mayormente frescos. Las pómez desarrollan textura eutaxítica y crecimiento de esferulitas de pequeño tamaño, a su vez tienen sobreimpuesta alteración argílica dando coloraciones verdosas en muestra de mano. La matriz es tobácea, aunque también tiene moderado porcentaje de microcristaloclastos de cuarzo, plagioclasa y biotita (Fig. 30C, D).

Interpretación: Esta facies se interpreta como el depósito de corrientes piroclásticas diluidas o por corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por tracción (Branney y Kokelaar 2002). Estos autores sostienen que las facies dbLT se depositan cuando las condiciones de la zona de límite de flujo son intermedias entre las de las zonas dominadas por el escape de fluidos y dominadas por la tracción, procesos que dan origen a facies mLT y sLT respectivamente. Las variaciones en los patrones de gradaciones en pómez y litoclastos se asignan a tres razones (Branney y Kokelaar 2002): (a) Depositación de formas de lecho ricas en pómez o líticos que migran lateralmente o corriente abajo, (b) Cambios en la disponibilidad de pómez versus litoclastos y (c) Cambios en las propiedades del filtrado selectivo de la zona de límite de flujo. Estos depósitos son interpretados por Lergos y Martí

(2000) como producto de agradación progresiva por debajo del flujo y depositada por el frente del flujo. También, estos depósitos son comparables con el tipo 2a de Sparks *et al.* (1973).

Facies mLT(e, pr) – Toba lapillítica masiva, eutaxítica rica en pómez: Es la facies cuspidal, se presenta como un cuerpo masivo y tabular, aunque fuertemente vegetado (Fig. 31A). Esta facies se reconoce como transicional a dbLT(e).

Se compone de cristaloclastos de cuarzo fresco y anhedral con senos de corrosión y tamaño muy variable. Plagioclasa en cristales mayormente fragmentados, aunque se conservan algunos cristales con formas cristalinas y mayor tamaño. La biotita es escasa a moderada, en formas anhedrales y ocasionalmente deformada. Las pómez son abundantes, presentan textura eutaxítica incipiente. Las trizas vítreas se reconocen deformadas y con texturas de desvitrificación. Los fragmentos líticos son todos de origen ignimbrítico, siendo unos angulosos frescos y de mayor tamaño y otros en formas subredondeadas a redondeadas, fuertemente alterados. La matriz es mayormente vítrea con evidencias de desvitrificación y desarrollo de esferulitas de muy pequeño tamaño, también se compone de un significativo porcentaje de microcristaloclastos de cuarzo y plagioclasa (Fig. 30 E, F).

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks 1990; Freundt y Schmincke 1995).

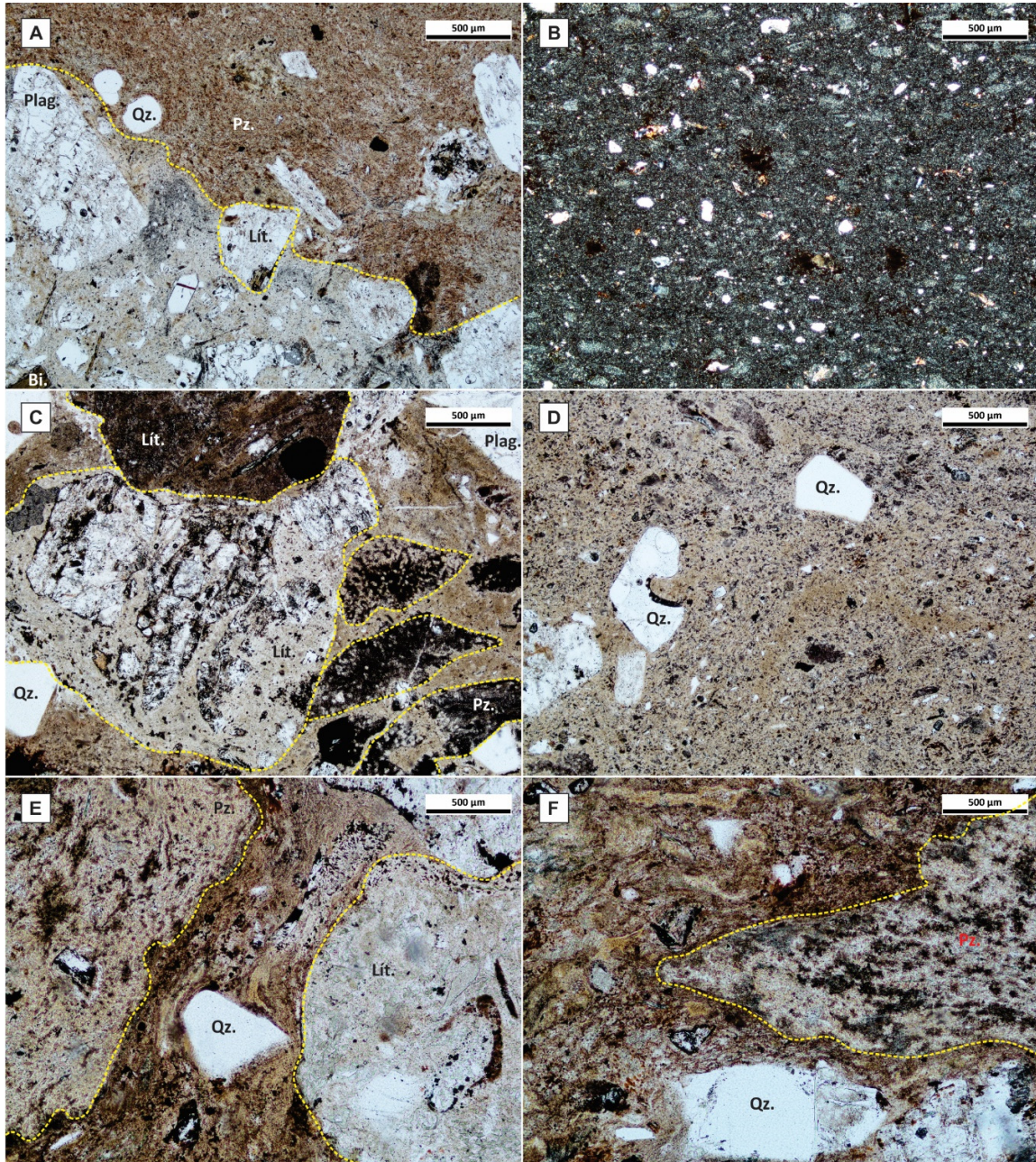


Figura 30. Fotomicrografías de las facies volcánicas del Perfil Meliñanco. **A.** Fotomicrografía de la facies mLT(cr), se indican componentes cristalinos, pumiceos y líticos. Nótese el elevado porcentaje de cristales. **B.** Fotomicrografía de la facies mT, nótese el elevado porcentaje de vídrio y menor proporción de cristales. **C** y **D.** Fotomicrografías de la facies dbLT(e, n-ip, nl). La figura C muestra una de las láminas que se compone mayormente de fragmentos tamaño lapilli; la figura D muestra una de las láminas compuesta mayormente por fragmentos tamaño ceniza. Se indican fragmentos vesiculados, líticos y cristalinos. **E** y **F.** Fotomicrografías de la facies mLT(e, pr), se indican componentes vesiculados, líticos y cristalinos. Nótese que las pómez presentan deformación moderada, alcanzando variedades apenas eutaxíticas. Qz, cuarzo; Lit., fragmento lítico; Pz, pómez; Plag, plagioclasa.

Perfil Meliñanco

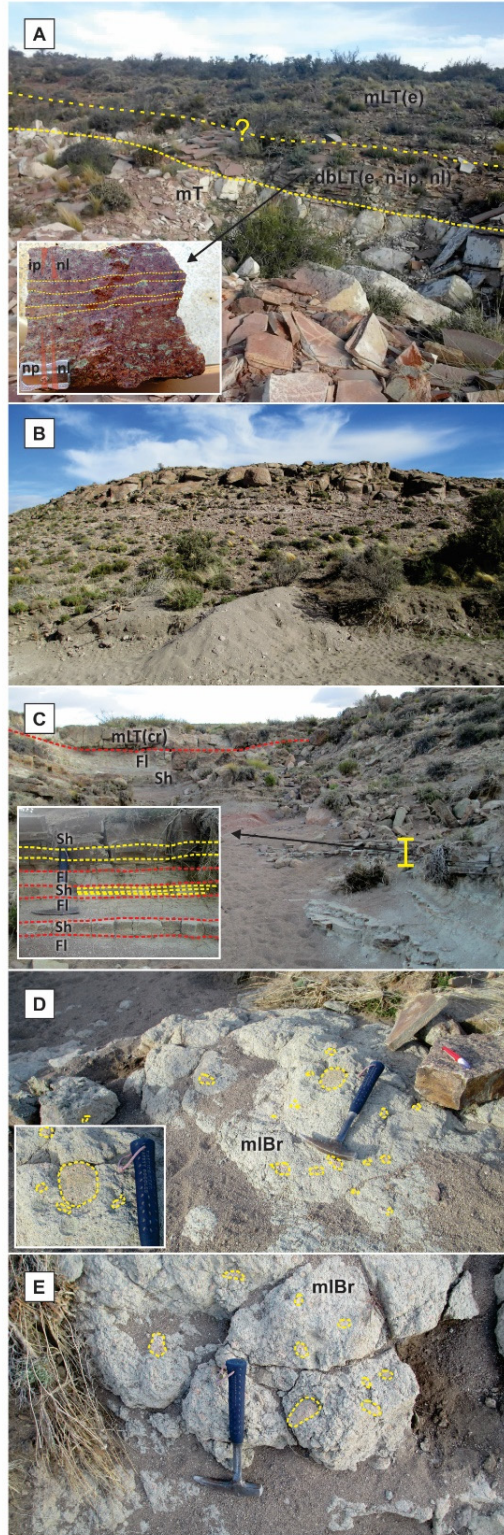
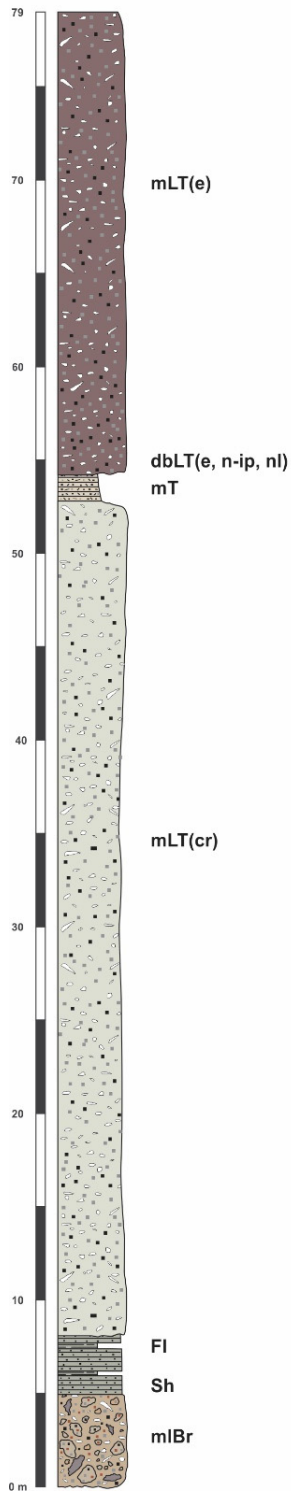


Figura 31. Perfil Meliñanco y fotos de afloramientos del Área Puesto Meliñanco. **A.** Arreglo vertical de facies mT, dbLT(e, n-ip, nl) y mLT(e). Nótese en el recuadro el detalle del arreglo interno de la facies dbLT(e, n-ip, nl). **B.** Vista general de la facies mLT(cr) al S del puesto Meliñanco, nótese el desarrollo de disyunción columnar al tope. **C.** Arreglo vertical de facies Sh, FI y mLT(cr). Nótese en el recuadro la intercalación de facies sedimentarias a nivel centimétrico y al techo se cubre en forma neta por la facies mLT(cr). **D y E.** Vista general de la facies basal mIBr.

3.4. Área Puesto Paranao

Se midió un único perfil, Perfil Puesto Paranao, arrancando al SO del puesto homónimo sobre los caminos que llevan al Puesto Solaiman y al Puesto Meliñanco. El comienzo del Perfil Paranao es en las coordenadas 40°43'46.09"S, 68°17'17.52"O y las capas se disponen según 94°, 15°SO. Las relaciones verticales entre facies son presentadas en la figura 36.

3.4.1. Facies

Facies mLT (cr, lenslBr) – Toba lapillítica masiva, rica en cristales y con lentes de brecha lítica: Representa la facies basal del perfil. Se presenta con base cubierta como un cuerpo mayormente homogéneo y tabular de color gris a gris violáceo, con un espesor máximo próximo a los 20 m. Los afloramientos son masivos, dando en el paisaje lomadas algo ralas, con formas subredondeadas. La porción cuspidal de esta facies desarrolla disyunción columnar, siendo la sección que más resalta en el paisaje en forma de pequeños paredones verticales no mayores a 2 o 3 m de alto (Fig. 32A-C).

En la porción inferior se reconoce una lente de brecha lítica que alcanza los 60 cm de potencia (Fig. 32C, D). Los clastos tienen formas mayormente angulosas a subangulosas flotando en una matriz fragmentaria compuesta de cristales, pómez y en menor medida litoclastos de menor tamaño.

Se reconoce textura fragmentaria compuesta por un alto porcentaje de cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespatos potásico y biotita. El cuarzo se presenta fresco, con senos de corrosión y en formas anhedrales que ocasionalmente conserva alguna de sus caras cristalinas. La plagioclasa y el feldespato potásico se muestra en formas anhedrales a subhedrales con marcada fragmentación. La biotita se presenta moderadamente fresca en formas subhedrales (Fig. 35A, B).

Los litoclastos reconocidos son de origen ignimbrítico, de formas subredondeadas a subangulosas y de tamaños ceniza gruesa a lapilli fino. Se presentan relativamente frescos y la matriz está totalmente desvitrificada, reconociéndose como una masa de esferulitas (Fig. 35B). En campo estos litoclastos se reconocen por su coloración rosada a pardo rojiza; y son los litoclastos que forman la lente de brecha lítica observada en la base del perfil.

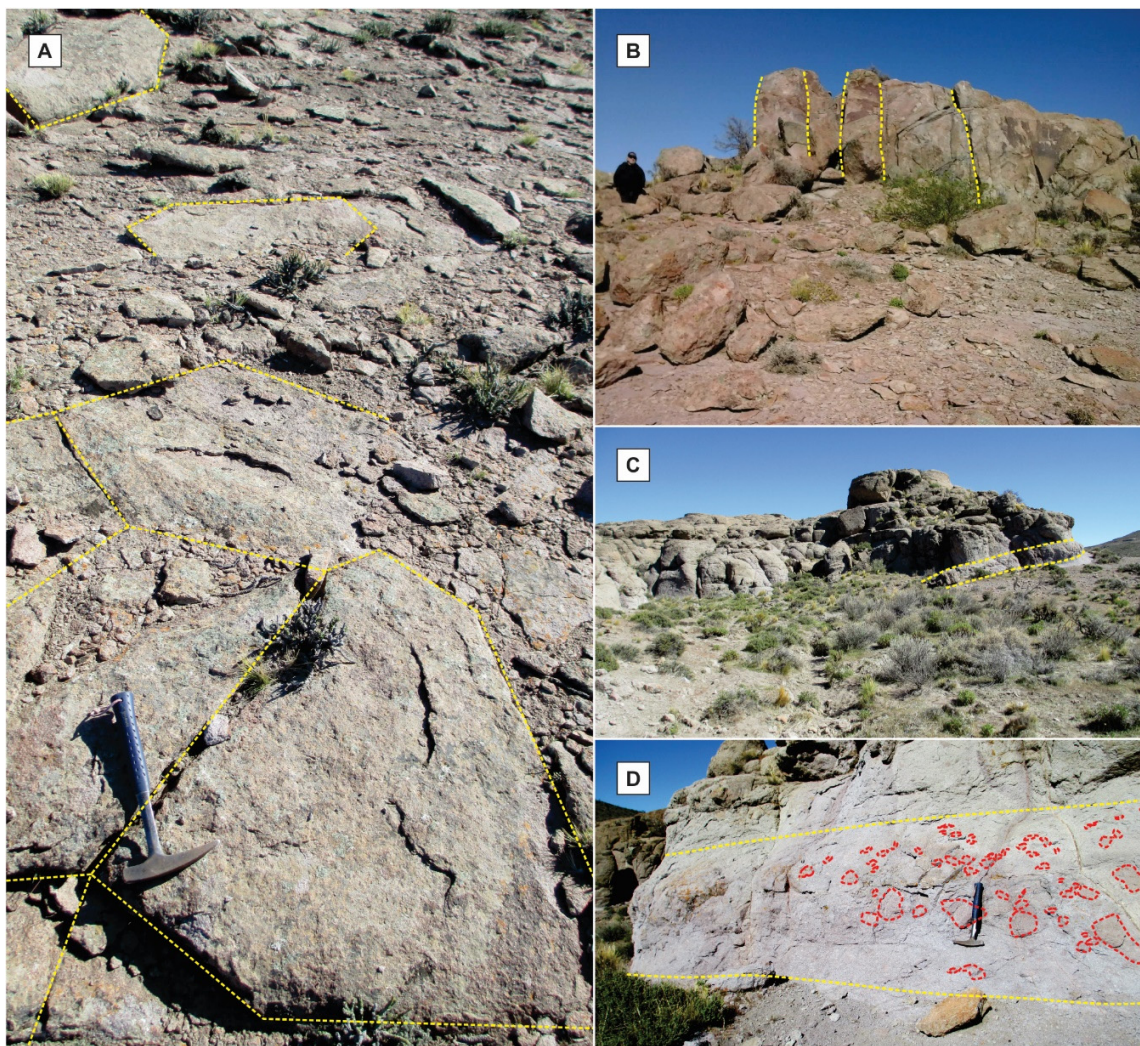


Figura 32. Fotografías de campo de la facies mLT(cr, lenslBr). **A y B.** Detalle de disyunción en columnas en la sección cuspidal de la litofacies. **C.** Foto de afloramiento de la sección basal, en amarillo se indica la lente de brecha lítica. **D.** Detalle de la lente de brecha lítica, en amarillo se indican los límites y en rojo se indican algunos de los clastos que conforman la brecha.

Las pómez y las trizas vítreas no presentan deformación, aunque están parcial a totalmente desvitrificadas. Las trizas presentan textura *pectinate* y las pómez totalmente desvitrificadas. La matriz compuesta de vidrio y microcristaloclastos de cuarzo y plagioclasa se reconoce parcialmente desvitrificada.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002). Los lentes de brecha están vinculados a escalonamientos topográficos (Freundt y Schminke, 1985; Buesch, 1992; Bryan *et al.*, 1998; Branney y Kokelaar, 2002).

Facies mT – Toba masiva: Esta facies desarrolla forma tabular con espesor máximo que ronda los 2 m. Conforman afloramientos mayormente continuos desde el Sur de la Sierra Negra hasta las cercanías del Puesto M. Solaiman. Se distingue por color pardo castaño claro, de aspecto masivo y fractura concoidea (Fig. 33A).

En sección delgada se reconoce textura fragmentaria tamaño ceniza fina. Se compone fundamentalmente de trizas vítreas con formas que varían entre *platy*, *X* e *Y*, cristaloclastos subangulosos de cuarzo y fragmentos líticos derivados de rocas ignimbríticas. Las trizas muestran fuerte desvitrificación desarrollando textura *pectinate* (Fig. 35C).

Interpretación: Branney y Kokelaar (2002) interpretan esta litofacies como depositada por lluvia de cenizas.

Facies dbLT (e, l), mLT(e, l) – Toba lapillítica masiva a Toba lapillítica difusamente estratificada, eutaxítica y rica en cristales: Se expone como un afloramiento masivo y tabular, de hasta 3 m de espesor. Se presenta de color pardo rojizo y se disloca en bloques limitados por disyunción columnar bien desarrollada. En la base se destaca estratificación

difusa, aunque las características petrográficas y texturales son idénticas (Fig. 33A, B; Fig. 34A, B).

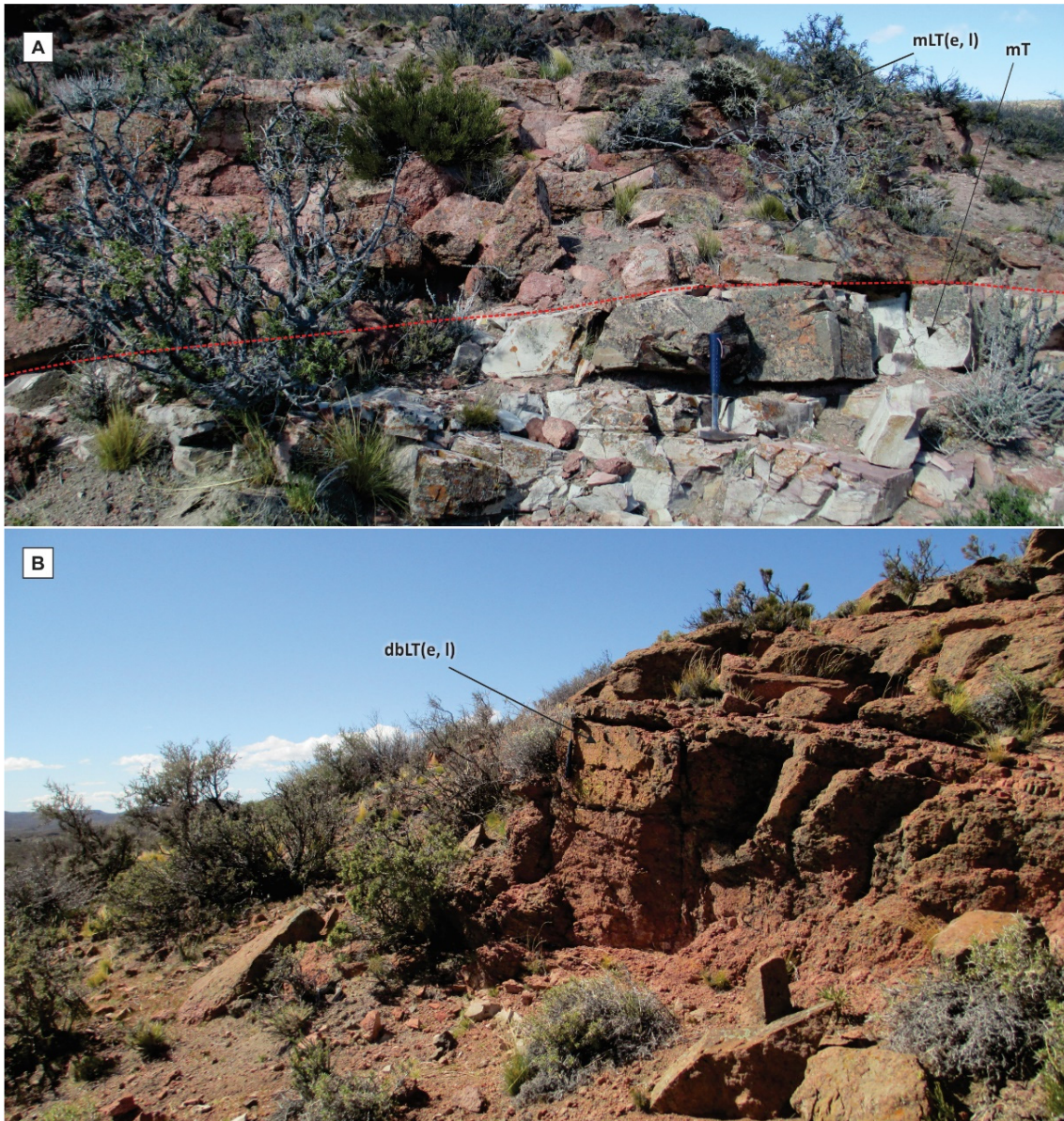


Figura 33. Fotos de afloramientos de facies mLT(e, l), mT y dbLT(e, l) en el Perfil Paranao. **A.** Sobreimposición de facies mLT(e, l) y mT en carácter neto. **B.** Detalle de la organización estratal difusa que presenta la facies dbLT(e, l), por sobre esta facies nótese que comienza a desarrollar aspecto masivo.

Presenta textura fragmentaria y se compone de cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita. El cuarzo se presenta en forma anhedral con senos de corrosión y son los cristales

de menor tamaño; la plagioclasa tiene formas subhedrales a euhedrales, siendo estos los cristales de mayor tamaño. La biotita y la hornblenda se reconocen en formas subhedrales a euhedrales y en menor proporción (Fig. 35D, E).

Los litoclastos pueden dividirse en dos grupos. El primero compuesto de clastos tamaño lapilli fino, con formas redondeadas a subredondeadas y parcialmente alterados corresponden a líticos derivados de lavas. El segundo, particularmente abundante, se compone de clastos de mayor tamaño que el anterior, en formas subangulosas a subredondeadas, frescos y con matrix desvitrificada, derivados de ignimbritas.

Las pómez son de abundancia moderada, mostrándose fuertemente deformadas y con crecimiento de esferulitas; dando en su conjunto textura eutaxítica. Algunas pómez muestran texturas avanzadas de soldamiento y desvitrificación, alcanzando textura micropoiquilitica a granofírica. La matriz se compone de vidrio y cristaloclastos de cuarzo.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominado por escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks, 1990; Freundt y Schmincke, 1995). El desarrollo de la facies dbLT a la base del depósito esta vinculada a inestabilidad dentro de la zona límite de flujo de una corriente sostenida (Branney y Kokelaar, 2002).

Facies mLT (e, cr) – Toba lapilitica masiva, eutaxítica y rica en cristales: Corresponde a la facies cuspidal del perfil. En el campo se reconoce formando lomadas escarpadas pardo castañas bien notorias en el paisaje. Desarrolla estratificación del orden métrico en cuerpos tabulares y tiene un espesor máximo reconocido de unos 70 m (Fig. 34A, C). Esta facies fue

data por el método de U-Pb en circón obteniendo una edad de 248.3 ± 2 Ma (Luppo *et al.* 2016 - $40^{\circ}43'54.30''S$, $68^{\circ}17'15.55''O$).

Presenta textura fragmentaria y elevado porcentaje de cristales. Se compone de cristales de cuarzo con formas anhedrales y senos de corrosión, y se muestran particularmente frescos. La plagioclasa y el feldespatos se reconocen conservando algunas caras cristalinas, aunque muestran fuerte fragmentación. La biotita y la hornblenda parcialmente frescas y en formas subhedrales. Todas las variedades minerales muestran variedad aleatoria de tamaño (Fig. 35F).

Las pómez son escasas y desarrollan textura eutaxítica, no reconociéndose trizas vítreas. Los litoclastos son poco frecuentes y se reconocen de origen ignimbrítico y lávico. Los primeros muestran fuertes signos de desvitrificación, los segundos fuertemente alterados. La matriz se compone de vidrio y microcristaloclastos mayormente de cuarzo, y el vidrio muestra signos de desvitrificación.

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks 1990; Freundt y Schmincke 1995).

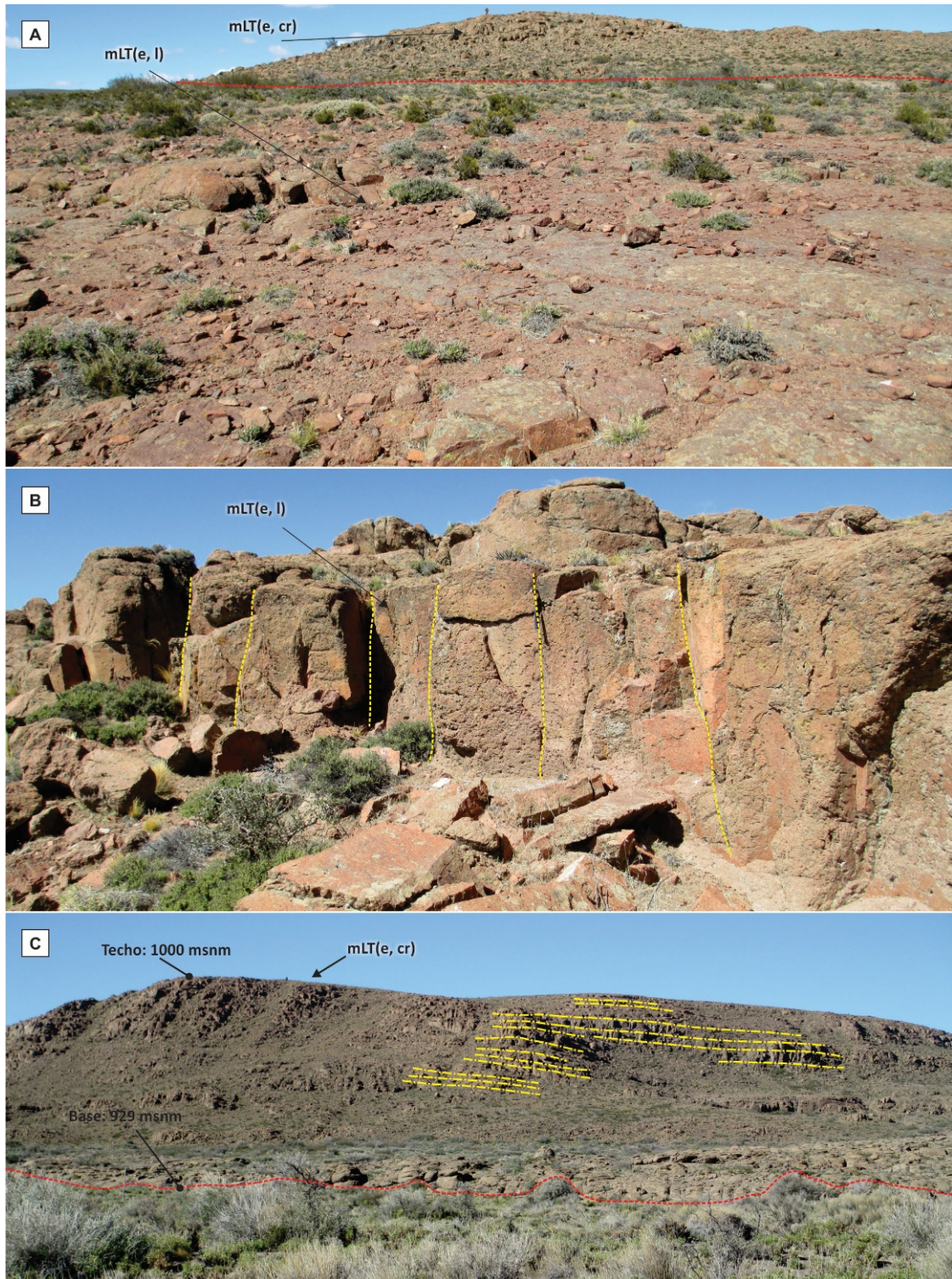


Figura 34. Fotos de afloramiento de facies mLT(e, cr) y mLT(e, l) en el Área Puesto Paranao. **A.** Sobreimposición de las facies cuspidales del perfil en cercanías del Puesto M. Solaiman. **B.** Detalle de la facies mLT(e, l), de aspecto claramente masivo y tabular con desarrollo de columnas por enfriamiento (líneas amarillas de trazos). **C.** Facies mLT(e, cr) datada por Luppo *et al.* (2017) en 248 ± 2 Ma. La fotografía corresponde al sector inmediatamente al O del Puesto Paranao donde esta facies desarrolla su mayor espesor, medido en 70 m aproximadamente.

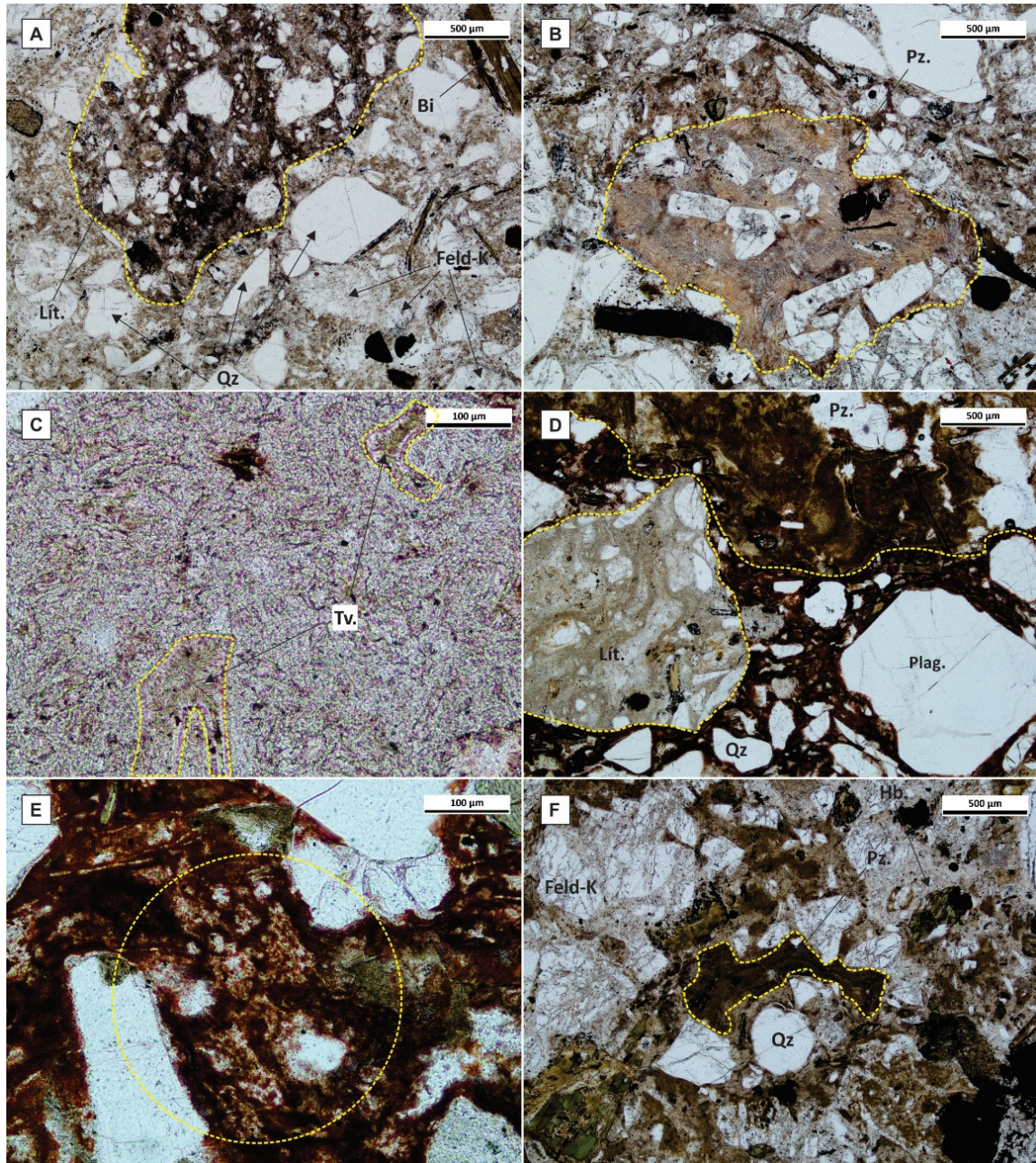


Figura 35. Fotomicrografías de las facies volcánicas del Perfil Paranao. **A y B.** Fotomicrografía de facies mLT(cr, lenslBr), nótese en ambas fotografías el elevado porcentaje de cristales fragmentados. En la figura A se muestra el detalle de un fragmento lítico de origen ignimbrítico, en la figura B se muestra el detalle de una pómez con fenocristales de plagioclasa y cuarzo, el fragmento pumiceo conserva los canalículos y no presenta evidencias de soldamiento y/o desvitrificación. **C.** Detalle de la facies mT, en línea de trazos amarilla se muestran ejemplares de trizas vítreas con textura *pectinate*. **D y E.** Fotomicrografías de la facies mLT(e, l). En la figura D se muestra un fragmento lítico y un fragmento pumiceo desvitrificado mostrando crecimiento de esferulitas a partir del vidrio, en la figura E se muestra el detalle de la matriz con textura micropoiquilita a granofírica. **F.** Fotomicrografía de la facies mLT(e, cr), se detallan cristales de cuarzo, hornblenda, feldespato potásico y una pómez desarrollando textura eutaxítica. Bi, Biotita; Qz, Cuarzo; Feld-K, Feldespato Potásico; Plag., Plagioclasa; Pz., Pómez; Tv., Triza Vítreas; Lit., Fragmento Lítico.

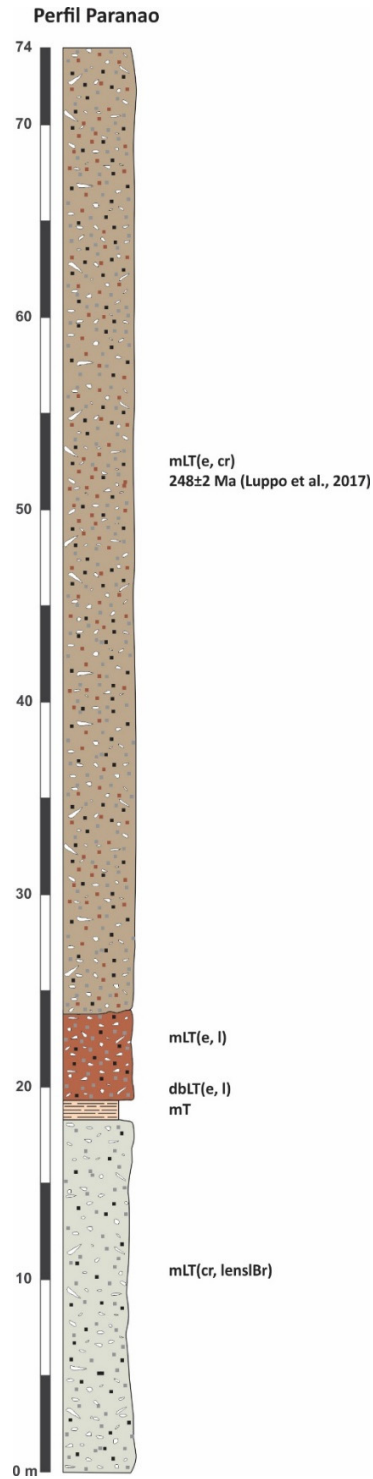


Figura 36. Perfil esquemático levantado en el Área Puesto Paranao. Se indican las litofacies reconocidas y su ordenamiento vertical. En la facies mLT(e, cr) Luppo *et al.* (2017) obtuvo una edad de concordia de 248±2 Ma.

3.5. Área Puesto Vera

El perfil presentado en la Figura 45 fue levantado en el resalte que se observa inmediatamente al Sur del Puesto Manuel Vera (Puesto Juan Vera en Artabe 1985 a y b). Este frente tiene una continuidad lateral de unos 2,5 km, siendo los mejores afloramientos los comprendidos entre la Ruta Provincial 8 y el Co. Aguada de la Mula (Fig. 37A). La sucesión estudiada es concordante, tiene su base cubierta y se dispone con rumbo $100^{\circ}, 22^{\circ}\text{SO}$. El espesor medido alcanza los 65 m. El perfil presentado en la figura 45 tiene comienzo en las coordenadas $40^{\circ}41'3.67''\text{S}$, $68^{\circ}16'33.81''\text{O}$.

3.5.1. Facies

Facies mLT – Toba lapillítica masiva: Corresponde a la base del perfil del área de Puesto Vera, se expone como un cuerpo friable fuertemente alterado y parcialmente vegetado. Tiene base cubierta alcanzando un espesor de hasta 17 m. Se presenta de color verde pálido, y las pómez de tamaño lapilli muestran evidencias de argilización. Los litoclastos también presentan signos de alteración y tamaño lapilli, reconociéndose los de formas angulosas. Los cristales reconocibles son cuarzo, feldespato y biotita (Fig. 37B, C).

En sección delgada se reconoce textura fragmentaria, fuertemente alterada y con reemplazo de calcita. Los cristaloclastos son de cuarzo, plagioclasa y biotita. Los litoclastos se reconocen de origen ignimbrítico y metamórfico. Los primeros, angulosos, con matriz desvitrificada y crecimiento de esferulitas; los segundos, bien redondeados, compuestos exclusivamente por cuarzo con evidencias de foliación.

Las pómez y la matriz son difícilmente distinguibles debido a lo intenso de la alteración. Las trizas ocupan la mayor parte de la matriz conservando todavía la forma, aunque reemplazada por calcita (Fig. 42A). Las pómez totalmente argilizadas han perdido los bordes

confundiéndose con la matriz. No se reconocen elementos diagnósticos de soldamiento, aunque si existen sombras de esferulitas producto de la desvitrificación. Esta facies fue muestreada para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón (Muestra PV3).

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominado por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002).

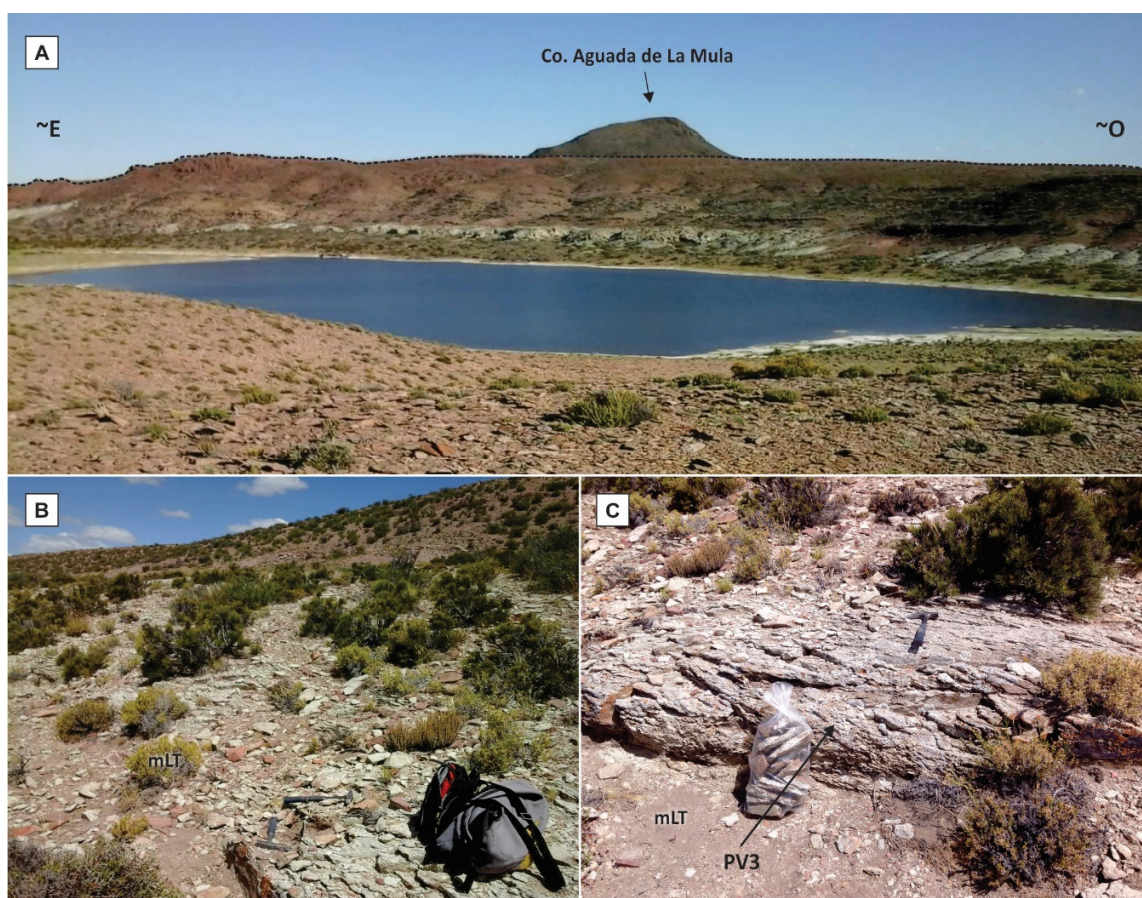


Figura 37. A. Vista general del Perfil Puesto Vera en su localidad tipo, la línea de trazos negra indica el límite topográfico. B y C. Fotos de afloramientos de la facies mLT y localización de la muestra para análisis de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón.

Facies Sr – Arenisca media con laminación cruzada por migración de óndulas de corriente:

Esta facies comprende areniscas medias con laminación cruzada por óndulas de corriente, conforma *sets* del orden menor al decimétrico y *cosets* de hasta 2.5 m. Las relaciones de campo no son del todo claras, aunque siempre se ubica por sobre facies St (Fig. 38B).

Se compone de cuarzo fresco anguloso a subredondeado, el feldespato potásico y la plagioclasa se muestran subredondeadas y parcialmente alteradas. La biotita es escasa y se conserva fracturada o deformada, también se reconocen clastos de hornblenda fuertemente alterados. Los líticos son de origen ignimbrítico, con signos de desvitrificación y de formas subangulosas a angulosas. También hay abundantes minerales opacos los que se acomodan en las caras de avalancha.

La matriz es mayoritariamente tobácea, aunque se reconocen clastos de cuarzo y plagioclasa. La fábrica es clasto soportada, con contactos puntuales; la selección es moderada a moderadamente bien seleccionada, y las paleocorrientes medidas indican migración hacia 195° y 280°.

Interpretación: Miall (2006) interpreta estas facies como depositadas por migración de óndulas de corriente de bajo régimen de flujo.

Facies Fl – Limoarcilitas y areniscas finas laminadas: Esta facies comprende mayormente limoarcilitas finamente laminadas con menores inclusiones de areniscas finas. El espesor medido no supera el orden métrico, se dispone en contacto neto sobre facies Sr y se cubre en carácter erosivo por facies St (Fig. 38A).

Se compone mayormente de material tobáceo y en menor medida por clastos de cuarzo y biotita de forma paralela a los planos de laminación. También presenta clastos tamaño arena fina fuertemente alterados. Esta facies es portadora de improntas vegetales asignadas a la flora de *Dicroidium* (Artabe, 1984 a y b).

Interpretación: Miall (2006) interpreta estas facies como depositada por decantación en llanuras de inundación, en canales abandonados o por depósitos de flujos decrecientes.



Figura 38. A. Foto de afloramiento de la facies Fl. **B.** Foto de afloramiento de la facies Sr, nótese las caras de avalancha dominadas por minerales opacos.

Facies St – Arenisca media a gruesa con estratificación cruzada por migración ondulas de crestas sinuosas: Esta facies comprende areniscas medias a gruesas con estratificación cruzada por migración de óndulas de corriente; a la base llega a tamaños de la fracción conglomerádica. Conforman *sets* del hasta 30 cm y *cosets* de hasta 7 m de potencia. Se dispone

sobre facies Fl en carácter erosivo, la forma del depósito es cóncavo hacia el techo (Fig. 39A).



Figura 39. A. Vista general de los afloramientos de St. **B.** Vista de detalle de la facies St al E del Puesto Vera.

Se compone de cuarzo fresco y subredondeado a anguloso, feldespato potásico y plagioclasa parcial a totalmente alterados en formas subredondeadas a subangulosa. La biotita es escasa

y de pequeño tamaño fuertemente fragmentada. Los fragmentos líticos corresponden a lavas redondeadas a bien redondeadas parcial a totalmente alteradas y a ignimbritas subredondeadas a subangulosas parcialmente alteradas. La matriz es mayormente tobácea con menor proporción de cuarzo y plagioclasa. La fábrica es clasto soportada con contactos puntuales, la selección es moderada a buena. Las paleocorrientes medidas indican migración hacia 209° y 229°.

Interpretación: Miall (2006) interpreta a estas facies como depositada por megaóndulas de crestas sinuosas (3D).

Facies //bT(n) – Toba estratificada con gradación normal: Esta facies se expone como cuerpos tabulares con estratificación paralela horizontal y desarrollo lateral continuo, los espesores de cada capa rondan la decena de centímetros y en conjunto potencias de hasta cinco metros. Las coloraciones varían del verde pálido al pardo rojizo claro. Cada capa individual muestra gradación normal (Fig. 40A, B).

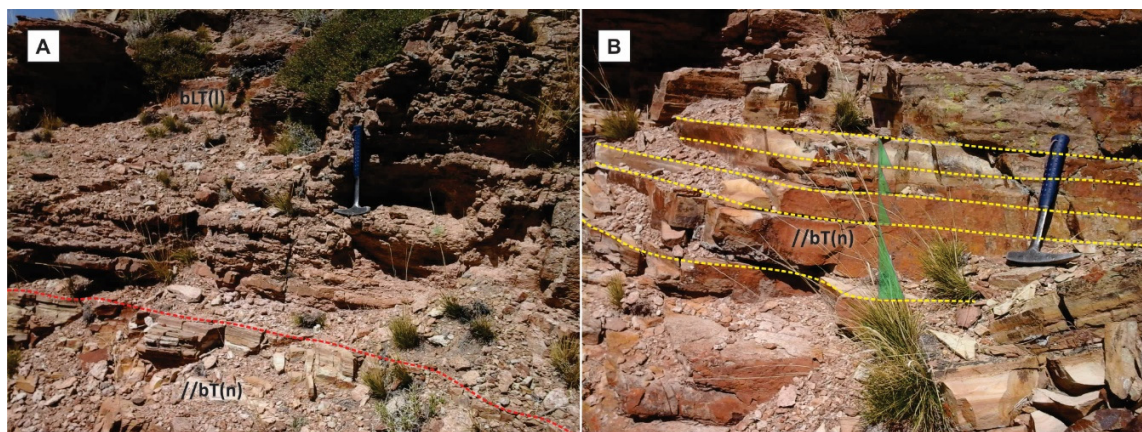


Figura 40. **A.** Contacto de facies bLT(l) sobre facies //bT(n). **B.** Vista de detalle de la facies //bT(n) en triángulos verdes se indican las capas granodecrescentes.

En sección delgada se observa textura fragmentaria y gradación normal. A la base se compone de fragmentos pumiceos redondeados a subredondeados, cristaloclastos de cuarzo,

plagioclasa y biotita, con fábrica clasto sostenida y tamaño ceniza gruesa. Hacia el tope la granulometría decrece a ceniza fina, compuesta fundamentalmente por cristaloclastos de cuarzo y trizas de vidrio (Fig. 42B).

Interpretación: Branney y Kokelaar (2002) interpretan esta litofacies como depositada por lluvia de cenizas.

Facies bLT(l) – Toba lapillítica estratificada, rica en fragmentos líticos: En campo se reconoce como una secuencia de capas resistentes de color pardo violáceo medio. La potencia individual de cada capa varía entre 10 cm a 1 m, formando en conjunto una secuencia de 15 m de espesor. El ordenamiento vertical de capas registra tendencia estratocreciente (Fig. 41).

Bajo el microscopio se distinguen cristaloclastos de cuarzo, biotita y plagioclasa, aunque estos dos últimos están fuertemente alterados. Se observan litoclastos sedimentarios y volcánicos. Los sedimentarios son fácilmente reconocibles en campo ya que en vista de perfil se presentan con formas planas y alargadas, en planta tienen formas equidimensionales con tendencia angulosa (Fig. 41, ver detalle). Estos mismos clastos al microscopio se reconocen como clastos limoarcilitos. Dentro de los líticos volcánicos es posible distinguir dos familias. Una primera de naturaleza ignimbrítica, presentándose como líticos relativamente frescos y angulosos. Una segunda familia que debido a su intensa alteración se dificulta establecer el origen, pero que se interpreta como derivada de rocas volcánicas; estos son redondeados a bien redondeados.

Las pómez muestran soldamiento incipiente observándose apenas aplastadas; los procesos de desvitrificación están apenas desarrollados con crecimiento de esferulitas (Fig. 42C, D). La matriz se compone fundamentalmente por trizas de vidrio fuertemente alteradas y en menor medida por cristaloclastos menores de cuarzo.

Interpretación: Branney y Kokelaar (2002) interpretan esta litofacies como depositada cuando las condiciones de límite de flujo son intermedias entre aquellas dominadas por escape de fluidos y las dominadas por procesos tractivos; procesos que depositan facies mLT y sLT respectivamente.



Figura 41. Fotografía de afloramiento de facies bLT(l), nótese el ordenamiento en estratos paralelos que llegan al orden métrico. En recuadro blanco se muestra en detalle la vista perpendicular al plano de estratificación con fragmentos líticos de limoarcilitas paralelas al plano de depositación, la segunda vista de detalle muestra el plano de estratificación con líticos depositados en forma paralela.

Facies mLT(e) – Facies de toba lapillítica masiva, eutaxítica: Esta facies se reconoce, a pesar de su reducido espesor, por un fuerte color rojizo intenso, fractura típicamente concoidal y disyunción columnar. El espesor no alcanza los 3 m y se presenta como una capa continua y diagnóstica en toda el área. En campo se reconoce como una masa vítrea que da la coloración rojiza y una abundancia considerable de cristaloclastos siendo cuarzo, plagioclasa y mafitos las especies reconocidas, estos últimos de menor tamaño. La proporción de litoclastos es moderada a baja. Esta facies fue data por el método Rb-Sr en 222 ± 2 Ma (Rapela *et al.*, 1996).

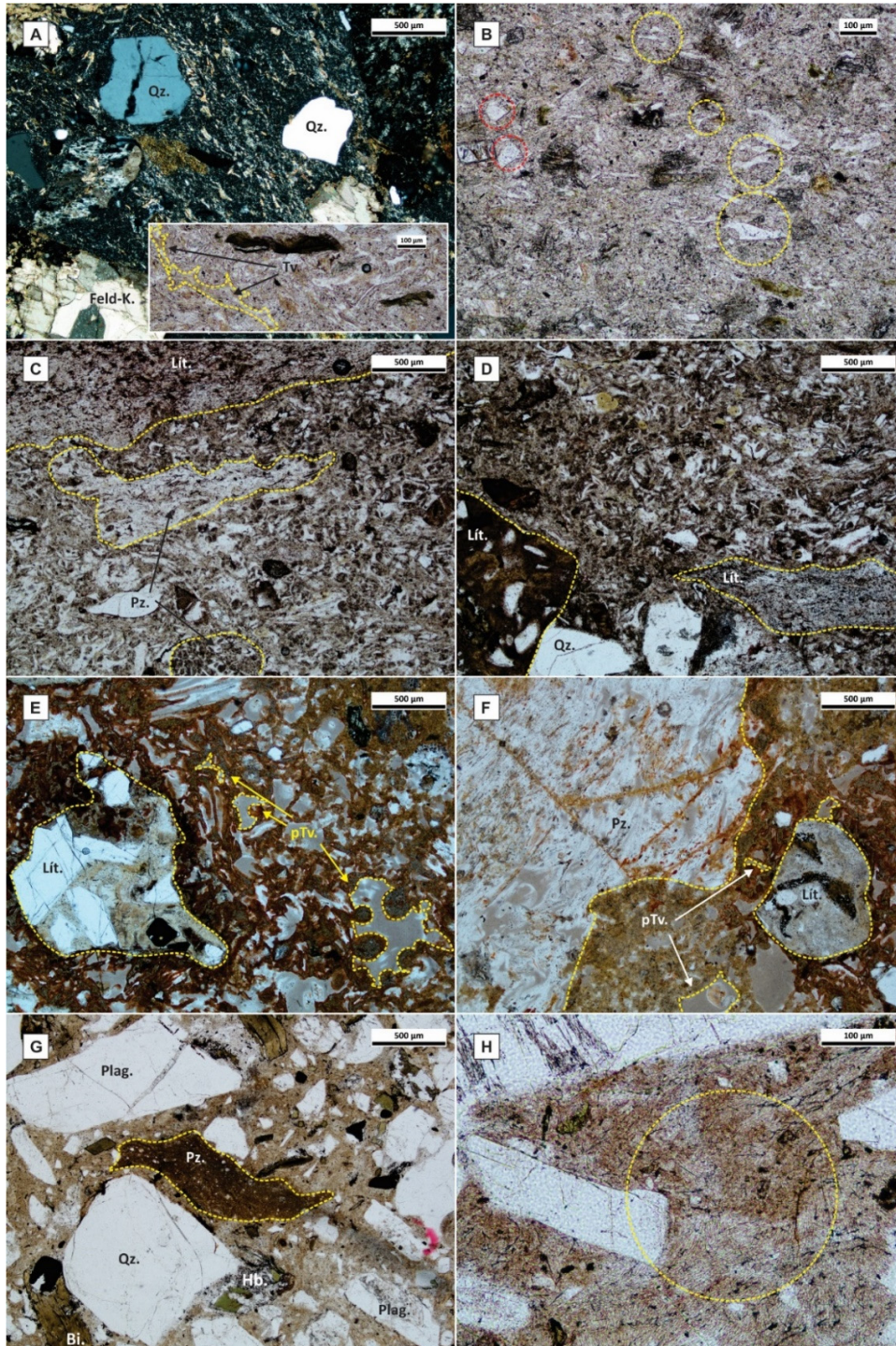


Figura 42. Fotomicrografías de facies volcánicas reconocidas en el Perfil Vera. **A.** Fotomicrografía de la facies mLT, se indican algunos componentes cristalinos y en detalle la porción vesiculada de la matriz. **B.** Fotomicrografía de la facies //bT, en círculos amarillos de trazos se indican trizas vítreas, en círculos rojos cristales de cuarzo. **C y D.** Fotomicrografías de la facies bLT(l), se indican en líneas de trazos amarillos algunos de los componentes, nótese que la matriz esta compuesta prácticamente por material vesiculado fuertemente fragmentado. **E y F.** Fotomicrografías de la facies mLT(e), en líneas de trazos amarillos se indican los componentes principales. Nótese el desarrollo de pseudo trizas vítreas producto de la alteración del vidrio. **G y H.** Fotomicrografías de la facies mLT(e, cr), en líneas de trazos amarillos se indican loc componentes principales; en la figura H se muestra el desarrollo de esfesulitas por desvitrificación de la matriz. Qz, cuarzo; Plag, plagioclasa; Lit, fragmento lítico; Pz, pómez; Bi, biotita; Hb, horblenda; pTv, pseudo triza vítrea; Feld-K, feldespato potásico; Tv, triza vítrea.

En sección delgada se reconoce textura fragmentaria con litoclastos ignimbríticos angulosos. Los cristaloclastos presentes son cuarzo, biotita, hornblenda y plagioclasas. La matriz se presenta con evidencias de alteración siendo abundantes las pseudo-trizas de vidrio. También se reconocen parches en los que la matriz parece conservar rasgos primarios, observándose vesículas y fractura perlítica (Fig. 42E, F).

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominado por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002). Los rasgos observados bajo el microscopio permitirían, junto con el desarrollo de disyunción columnar, suponer que la textura original de esta ignimbrita habría sido de soldamiento con posibilidad de haber formado al menos textura eutaxítica, sino parataxítica o hasta *lava-like*. La matriz habría desarrollado fractura perlítica que por alteración habría formado las pseudo-trizas (Allen, 1988).

Facies mLT(e, cr) – Toba lapillítica masiva, eutaxítica y rica en cristales: Es la facies cuspidal del perfil en esta área y se reconoce como un cuerpo pseudo estratificado color pardo castaño claro, de obvia notoriedad en el paisaje. El espesor observado alcanza los 10 m. En campo se observa un porcentaje alto de cristales de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, también biotita y otras mafitas que por su reducido tamaño dificultan precisar su mineralogía. Los litoclastos son escasos y de naturaleza ignimbrítica, con tamaños que no superan los 2 a 3 cm. No se logran reconocer pómez (Fig. 43B).

Bajo el microscopio se reconoce textura fragmentaria con abundante proporción de cristaloclastos, entre los que se reconocen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y hornblenda fuertemente fragmentados y con variación considerable de tamaños (Fig. 42 G, H).

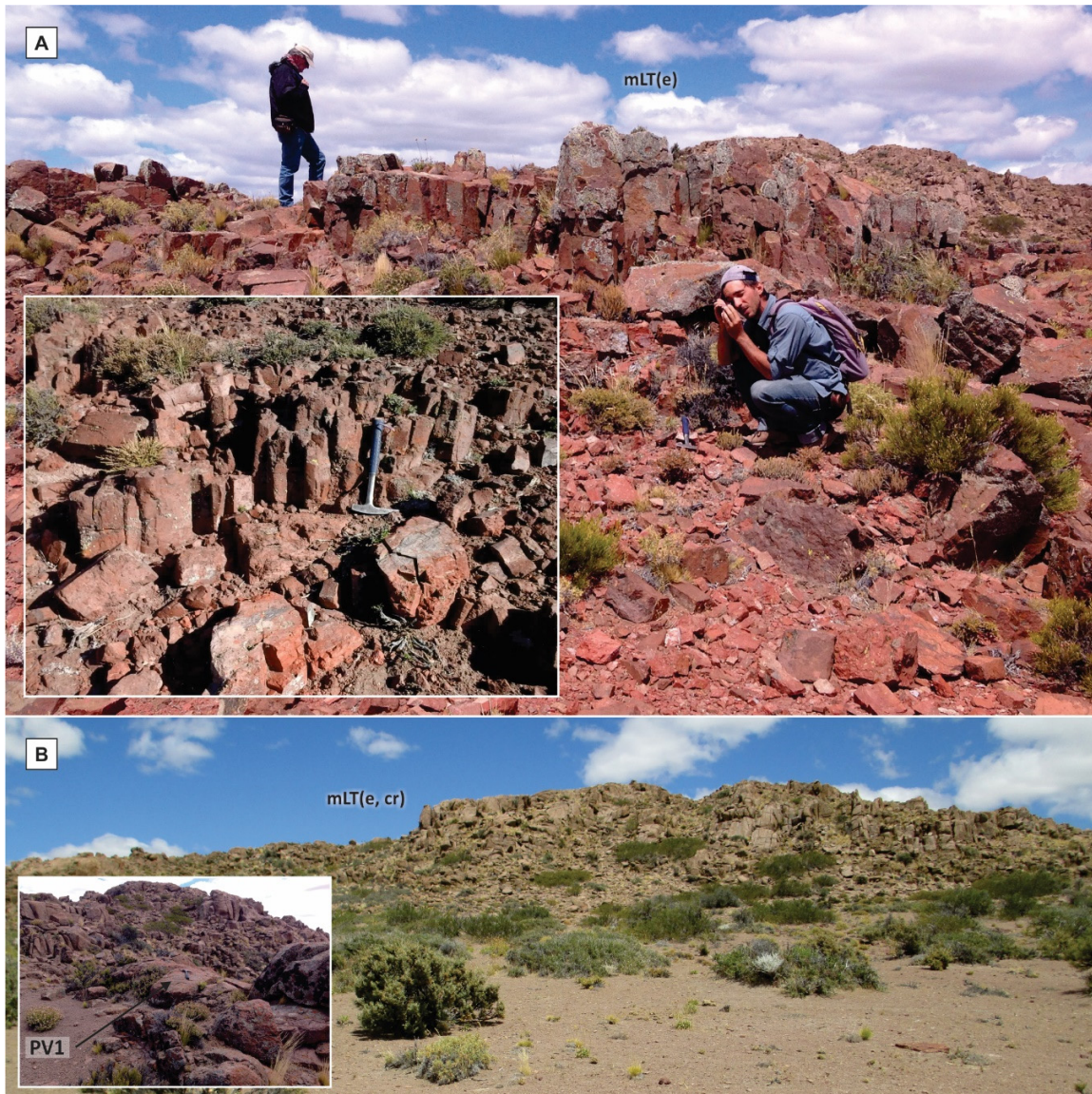


Figura 43. A. Fotografía de facies mLT(e) con detalle del desarrollo de disyunción columnar. **B.** Facies mLT(e, cr) al tope del perfil, en detalle se indica la localización de la muestra PV1 para análisis de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón.

Los litoclastos son de naturaleza ignimbrítica y en escasa proporción y representan los componentes de mayor tamaño. Las pómez exhiben soldamiento y desvitrificación, desarrollan textura eutaxítica. La matriz vítrea también desarrolla texturas de desvitrificación con desarrollo de esferulitas (Fig. 42G, H). Esta facies fue muestreada para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf (Muestra PV1).

Interpretación: La facies mLT representa depósitos de corrientes piroclásticas densas con límite de flujo inferior dominados por escape de fluidos (Branney y Kokelaar 2002). Las fábricas eutaxíticas en depósitos ignimbríticos se originan comúnmente por soldamiento en caliente (Branney y Sparks 1990; Freundt y Schmincke 1995).

3.5.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf

Muestra PV3 (40°41'3.67"S, 68°16'33.81"O): Corresponde a la facies mLT, la muestra fue tomada sobre la base de esta facies, al E del Puesto Vera. Se llevaron a cabo setenta análisis en sesenta y un cristales y solo cincuenta y un análisis dan edades concordantes entre el 90-110%. Estos cristales son principalmente elongados y prismáticos, muestran zonación magmática y las longitudes máximas alcanzan los 300 μm con núcleos simples (Fig. 44). Otros, son cortos y prismáticos con núcleos complejos con longitudes que varían entre 100 y 250 μm . La relación U/Th varía entre 0.4 y 1.9 indicando un origen magmático (Rubatto, 2002).

Los análisis muestran edades continuas y moderadamente concordantes entre 240 y 265 Ma, que en el gráfico resultan en dos edades de concordia. Una primera está dada por un grupo de ocho análisis y arrojó una edad de concordia en 252.9 ± 1 Ma (MSWD=0.39), la segunda edad integrada por nueve análisis con una edad de concordia en 247.4 ± 1 Ma (MSWD=0.067) (Fig. 44).

Se analizaron ocho granos de circon por la metodología Lu-Hf, con edades que van desde los 246 a los 265 Ma. Los valores de ϵ_{Hf} varían entre -4 y -15 sin llevar aparente relación con las edades obtenidas; las T_{DM} que indican una fuente Meso- a Paleoproterozoica (1.3 a 2 Ga).

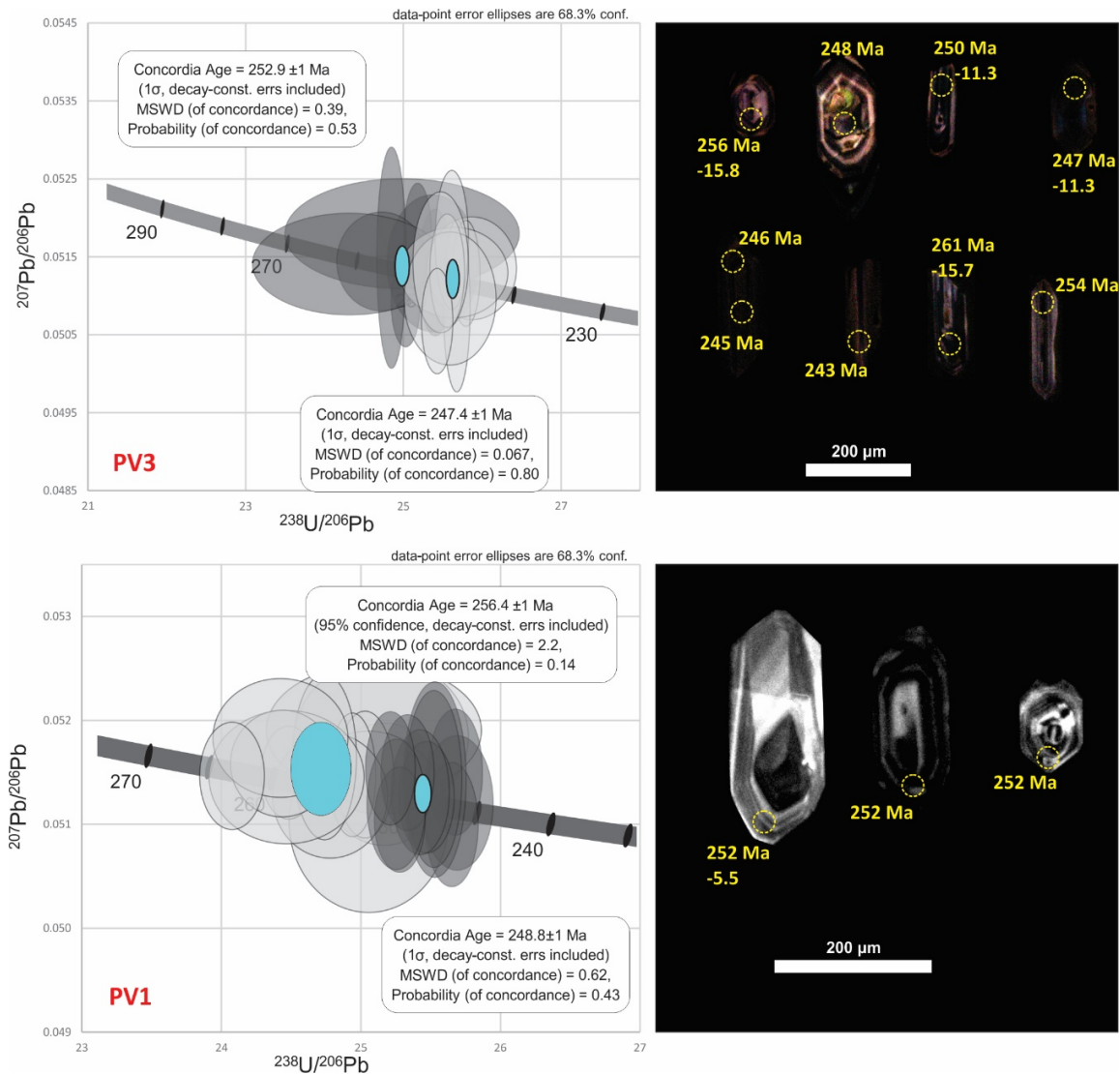


Figura 44. Diagramas de concordia de las muestras PV1 y PV3 correspondientes a piso y techo del Perfil Vera. Se muestran los cristales y la ubicación de las mediciones correspondientes, los valores negativos corresponden a ϵ_{Hf} . La muestra PV3 arrojó dos edades de concordia de 252.9 ± 1 Ma y 247.4 ± 1 Ma, y la muestra PV1 una edad de 248.8 ± 1 Ma.

Muestra PV1 (40°41'10.14"S, 68°16'40.07"O): Corresponde a la facies mLT(e, cr), la muestra fue tomada sobre la sección media, al ESE del Puesto Vera. Se realizaron sesenta y nueve análisis en cincuenta y ocho cristales y solo cuarenta de estos análisis dan edades concordantes entre el 90 y 110%. Los cristales de este grupo se dividen entre cortos y largos, todos con zonación magmática y longitudes máximas que rondan los 250 μm (Fig. 44). Los cristales cortos y los alargados de aspecto fibroso muestran núcleos simples; en cambio los

alargados con mayor longitud en el eje b exhiben núcleos complejos. Las relaciones U/Th varían entre 0.4 y 0.9 indicando un origen magmático (Rubatto, 2002).

Los análisis muestran edades relativamente continuas y moderadamente concordantes entre 246 y 267 Ma. De este grupo de análisis, solo veinticuatro muestran concordancias entre 99 y 101%, y en el gráfico de la concordia dan dos edades. Una primera edad comprendida por trece cristales con una concordia en 256.4 ± 1 Ma (MSWD=2.2), la segunda edad esta dada por once cristales con una concordia en 248.8 ± 1 Ma (MSWD=0.62). Esta segunda edad es interpretada como edad de cristalización, mientras que la edad de 256 Ma es considerada como heredada (Fig. 44).

Se analizaron ocho granos de circón por la metodología Lu-Hf, los que muestran edades entre 250 y 259 Ma. Los valores de ϵ_{Hf} obtenidos del recálculo son negativos, variando entre -2 y -11, y permiten ser separados según edades. Cristales con edades entre 250 y 252 Ma muestran valores de ϵ_{Hf} entre -2 y -7 y T_{DM} Mesoproterozoica (1.4 a 1.5 Ga). En cambio, los cristales con edades entre 253 y 259 muestran valores de ϵ_{Hf} entre -8 y -11 y T_{DM} Paleoproterozoica (1.6 a 1.8 Ga).

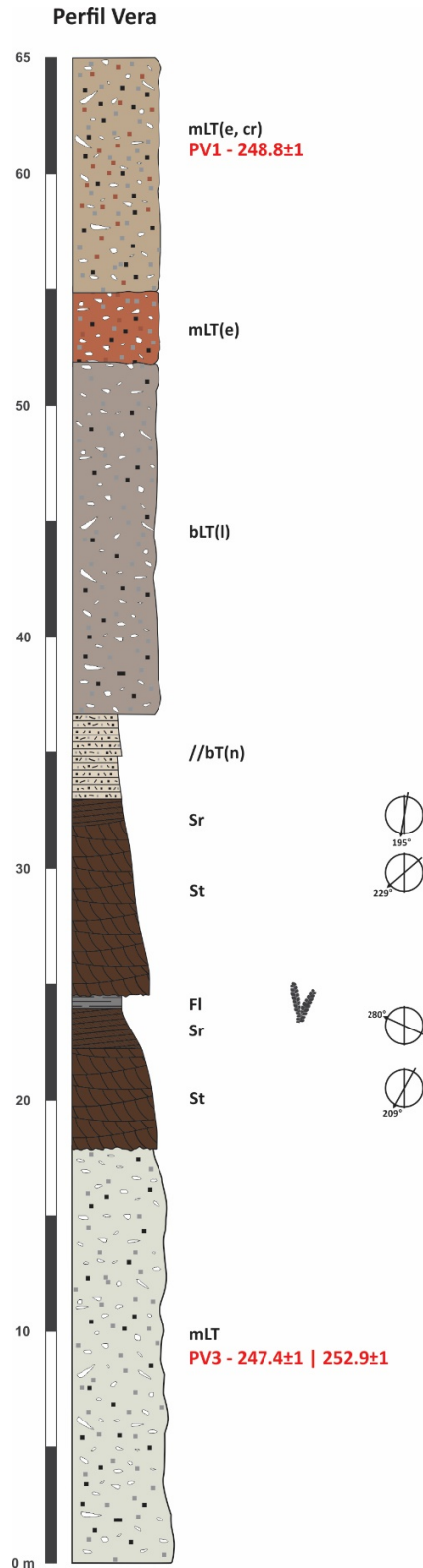


Figura 45. Sección estratigráfica correspondiente al Perfil Vera, se muestran las relaciones verticales de facies y se indican las edades obtenidas por análisis isotópico de U-Pb en cristales de circón. En las facies sedimentarias se indican las direcciones de paleocorrientes medidas.

3.6. Área Puesto Mussi – Puesto Velo

Esta área comprende todos los tipos litológicos delimitados por las fallas sub-paralelas de dirección O-E del Graben del Co. Piche (Corbella, 1973). Las fallas del graben se extienden desde las estribaciones occidentales de la Sierra de Queupuniyeu hasta la meseta de Bajos Hondos al poniente (Fig. 2).

La falla norte corta a rocas del Complejo La Esperanza (Martinez Dopico *et al*, 2017 y referencias allí citadas) y a los diques riolíticos que cortan a los plutones en dirección NE-SO. La falla sur, en cercanías del Puesto L. Álvarez, corta ignimbrítas pérmicas y metamorfitas cámbricas de la Formación Colo Niyeu; y al sur del Puesto Velo corta a las facies descritas para el Área Puesto Vera (Fig. 58).

Esta relación de cortes permitió separar el relleno sedimentario del Graben del Co. Piche del Grupo Los Menucos (Falco *et al.*, 2017). Las relaciones de campo entre los tipos litológicos enmarcados entre las fallas sur y norte son complejas como consecuencia de presentar fuerte cobertura vegetal, escaso afloramiento y también por estar fuertemente alteradas.

3.6.1. Facies

Facies Fl – Limoarcilitas y areniscas con laminación paralela horizontal: Esta facies representa la totalidad del afloramiento analizado, reconociéndose un espesor aproximado de 15 m. Se dispone en estratos tabulares finamente laminados con tendencia granodecreciente y ocasionalmente se reconocen pequeñas óndulas de corriente del orden centimétrico. Las coloraciones varían de pardo grisáceo al pardo castaño claro (Fig. 46A). Esta facies fue muestreada para análisis isotópico U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón. Las relaciones estratigráficas de esta facies son en angularidad sobre facies plutónicas del Complejo La Esperanza y sobre la facies cjA. La relación con la facies mA es en aparente concordancia.

En sección delgada se reconoce textura clástica con granulometrías que no exceden la arena fina. Los clastos son de cuarzo, plagioclasa y feldespatos potásicos, ocasionalmente trizas de vidrio y no se reconocen fragmentos líticos. Las formas varían de subredondeadas hasta angulosas con fábrica clasto soportada. Moderadamente bien a bien seleccionada, con contactos puntuales y matriz tobácea (Fig. 48A).

Interpretación: Miall (2006) interpreta esta facies como depositada en llanuras de inundación, canales abandonados o por flujos decrecientes. La fracción granulométrica involucrada, la disposición en láminas granodecrecientes, el abundante contenido de vidrio volcánico y clastos angulosos permite suponer que estos depósitos corresponden a depósitos por decantación en cuerpos de agua con considerable aporte piroclástico distal; o bien producto del retrabajo de un depósito piroclástico de caída.

Facies mA – Andesita masiva: Se expone como bloques no mayores a la decena de centímetros, ocasionalmente se observan afloramientos in-situ, aunque muy friables. Son afloramientos elongados en dirección longitudinal orientados según las fallas que limitan la depresión del graben (Fig. 46B, C).

En sección delgada se reconoce textura porfírica con pasta traquítica. Los microlitos están totalmente reemplazados por calcita, aunque conservan ciertos aspectos primarios. Estos se observan orientados y crecidos alrededor de los fenocristales. Los fenocristales de plagioclasa, con formas subhedrales, también exhiben reemplazo a calcita y conservando caracteres primarios como la macla polisintética y su forma anhedral. Una segunda variedad de fenocristales, de formas subhedral a euhedral y fuertemente alterado, se identifica con dudas como anfíbol (Fig. 48B, C). En carácter secundario se reconocen dos etapas de

brechamiento hidrotermal. Una primera etapa rellenando las fracturas con calcita y una segunda, que corta a la primera, rellenando las fracturas con cuarzo.

Interpretación: Estas litofacies son interpretadas por McPhie *et al.* (1993) como formadas por la solidificación de la porción interna o coherente de una lava, que por su composición mineralógica se infiere de composición andesítica.

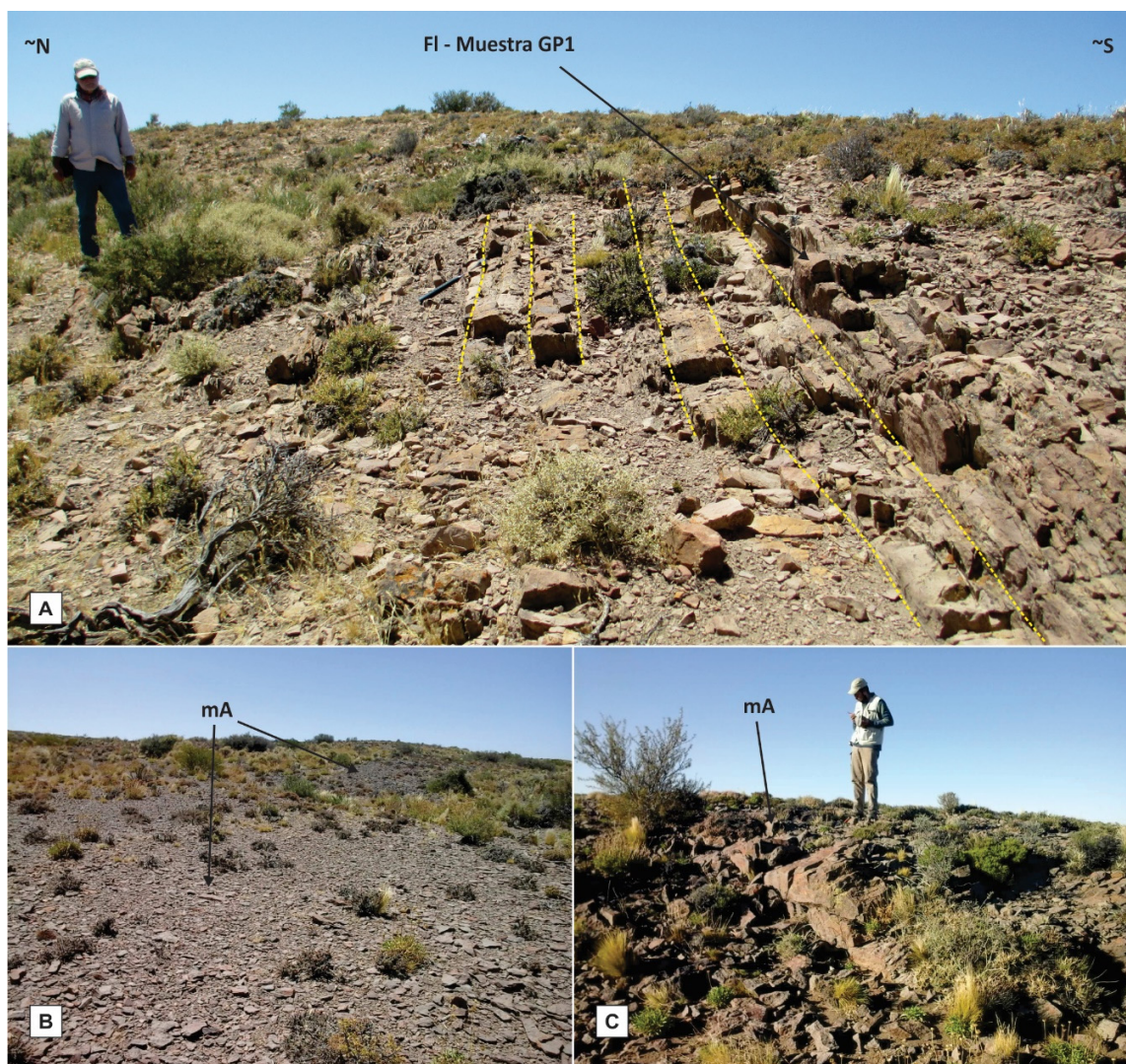


Figura 46. Fotografías de campo de la facies FI y mA. **A.** Foto de afloramiento de la facies FI donde fue tomada la muestra GP1 para análisis isotópico de U-Pb y Lu-Hf en cristales de circón. **B.** Foto de afloramiento de la facies mA en proximidades del Puesto Mussi. **C.** Foto de afloramiento de la facies mA en proximidades del Puesto Velo.

Facies cjA – Andesita con disyunción columnar: Esta facies se expone con base cubierta y estratigráficamente corresponde a la sección inferior de los afloramientos circunscriptos al graben. El espesor medido alcanza los 8 m. Esta facies está bien representada en esta área, los afloramientos son lomadas ralas, sin vegetación y se caracteriza por desarrollar disyunción columnar. Son comunes los xenolitos de rocas metamórficas y rocas graníticas, algunos de considerable tamaño (Fig. 47A-C).

En sección delgada se reconocen fenocristales de plagioclasa, los que ocasionalmente forman glomérulos. De estos fenocristales es posible discriminar una primera familia con formas euhedrales y texturas cribadas, una segunda familia con cristales anhedrales con menor tamaño y frescos. También se reconocen fenocristales de menor tamaño de biotita y hornblenda. La pasta, con textura intersertal, está formada por microcristales de plagioclasa, cuarzo en proporción menor al 10% y ocasionalmente vidrio (Fig. 48D). Las relaciones estratigráficas de esta facies son de angularidad sobre facies ignimbríticas comparables con las de piso y techo del Perfil Vera, y en igual condición debajo de facies mA y Fl.

Interpretación: Estas litofacies son interpretadas por McPhie *et al.* (1993) como formadas por la solidificación de la porción interna o coherente de una lava que por su composición mineralógica se infiere de composición andesítica.

Facies ffd – Dacita con foliación de flujo: Esta facies solo fue reconocida en las proximidades del Puesto Velo, y siempre en relación de intrusión con la facies cjA, formando lomadas subredondeadas fuertemente vegetadas. Si bien no fue posible observar detalles en las relaciones de intrusión se supone que conforman cuerpos dómicos (Fig. 47D).



Figura 47. **A.** Vista general del afloramiento de la facies cjA al E del Puesto Velo. **B y C.** Detalle de los xenolitos reconocidos en la facies cjA; en la figura B se muestra un xenolito metamórfico, en la figura C un xenolito granítico. **D.** Vista general del afloramiento de la facies ffD al O del Puesto Velo.

En sección delgada se reconoce textura porfírica con pasta vítrea, que generalmente se observa fresca. Los fenocristales reconocidos corresponden a cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda. Por sectores desarrolla foliación por flujo laminar, reconociéndose como zonas de brechamiento intenso entre dominios no brechados (Fig 48E, F)

Interpretación: Estas litofacies son interpretadas por McPhie *et al.* (1993) como formadas por la solidificación de la porción interna o coherente de una lava, que por su composición mineralógica se infiere de composición dacítica.

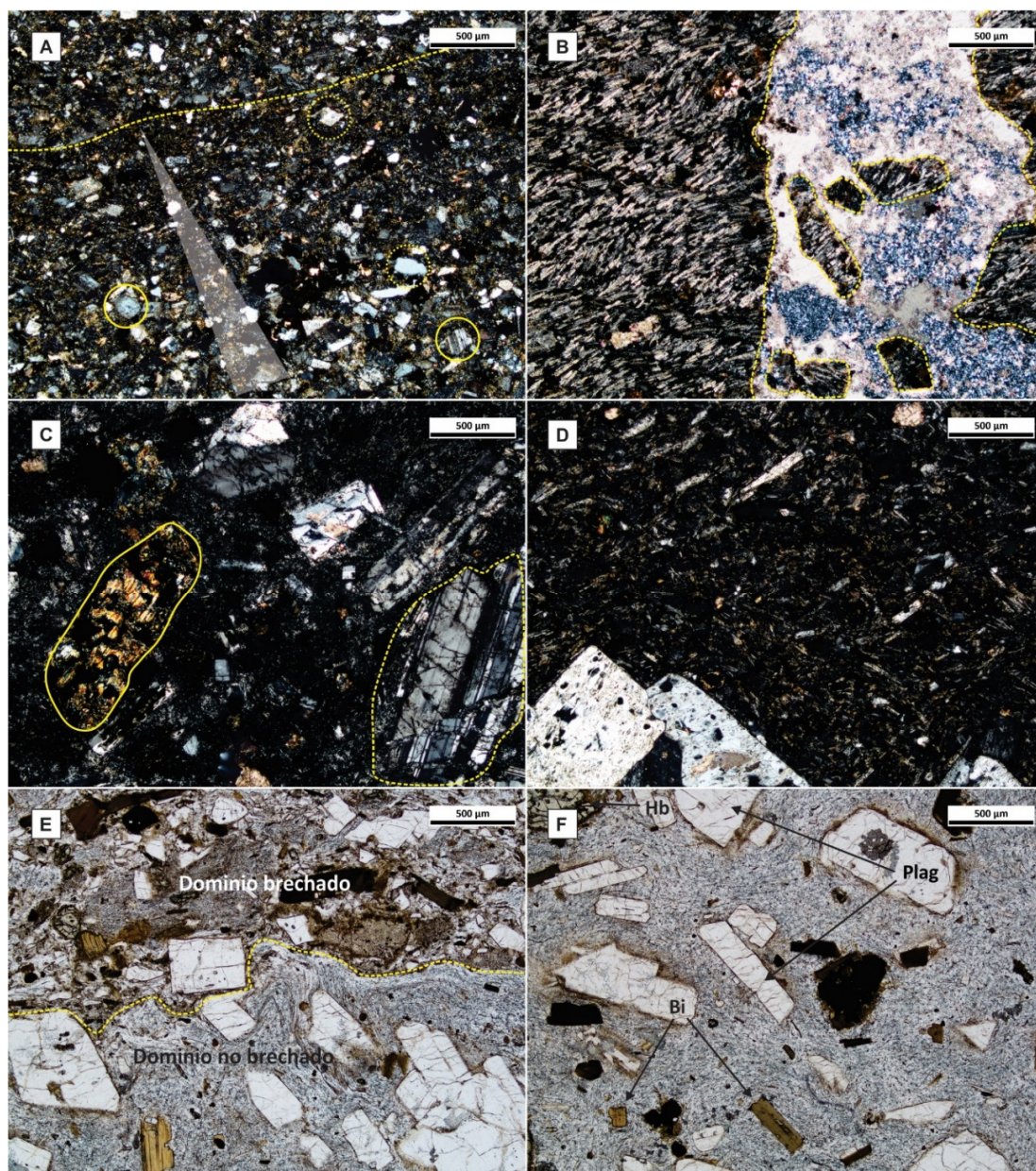


Figura 48. Fotomicrografías de las facies reconocidas en el Área Puesto Mussi – Puesto Velo. **A.** Fotomicrografía de la facies FI, vista general de la textura. En círculos amarillos de línea continua se muestran granos de plagioclasa, en línea de trazos granos de cuarzo. El triángulo blanco muestra el arreglo granodecreciente entre láminas. **B y C.** Fotomicrografías de la facies mA. En la figura B se muestra la pasta traquítica y el brechamiento con relleno de calcita. En la figura C se muestran los fenocristales de plagioclasa en línea de trazos y los fenocristales de anfíbol en línea continua. **D.** Fotomicrografía de la facies cJA, se muestra el arreglo general de la textura. Nótese el vidrio entre los microlitos de la pasta. **E y F.** fotomicrografías de la facies fFD. En la figura E se muestran los dominios brechados y no brechados producto de la foliación de flujo. En la figura D se indican los componentes minerales reconocidos.

3.6.2. Geocronología U-Pb y Lu-Hf

Muestra GP1 (40°36'39.19"S, 68°22'36.66"O): Corresponde a la facies F1 y que aflora al SO del Puesto Mussi. Se llevaron a cabo 101 mediciones sobre cristales de circón con la finalidad de analizar la edad máxima de sedimentación. De este grupo de cristales solo 72 muestran edades entre 90 y 110% de concordancia. La forma de los cristales es muy variable, algunos varían entre cortos y alargados, con formas prismáticas, con zonación magmática y núcleos simples; otros de mayor tamaño con zonación magmática y núcleos complejos, pero no heredados. El rango de longitudes varía entre 100 y 350 μm . La relación U/Th varía entre 0.7 y 1.2 indicando un origen magmático (Rubatto, 2002).

El gráfico de densidad probabilística muestra una tendencia polimodal, aunque con predominio de una familia de veintinueve cristales con un pico en 185.5 Ma, la que es interpretada como edad de sedimentación. En detalle se destaca otra segunda familia de edad 191.2 Ma. Los cristales de estas poblaciones más jóvenes son de formas mayormente prismáticos, elongados y de hasta 200 μm . Están caracterizados por el desarrollo de bandeamiento o zonación magmática, y en algunos casos el núcleo se muestra con texturas algo más complejas. Para el Triásico se reconocen dos familias; la primera, alrededor de 210.5 Ma y la segunda entre 244 y 252 Ma. Estas dos edades son coincidentes con las muestras CAL1, PV3, PV1, NH17, NH2 y PM4. En moderada continuidad se registran edades pérmicas desde los ~252 hasta los ~287 Ma, con picos en 263.8 y 271.5 Ma, coincidentes con las edades del Complejo La Esperanza y la muestra PM3. En menor proporción están representadas familias en ~321, ~367, ~469, ~535, ~640 y ~1320 Ma.

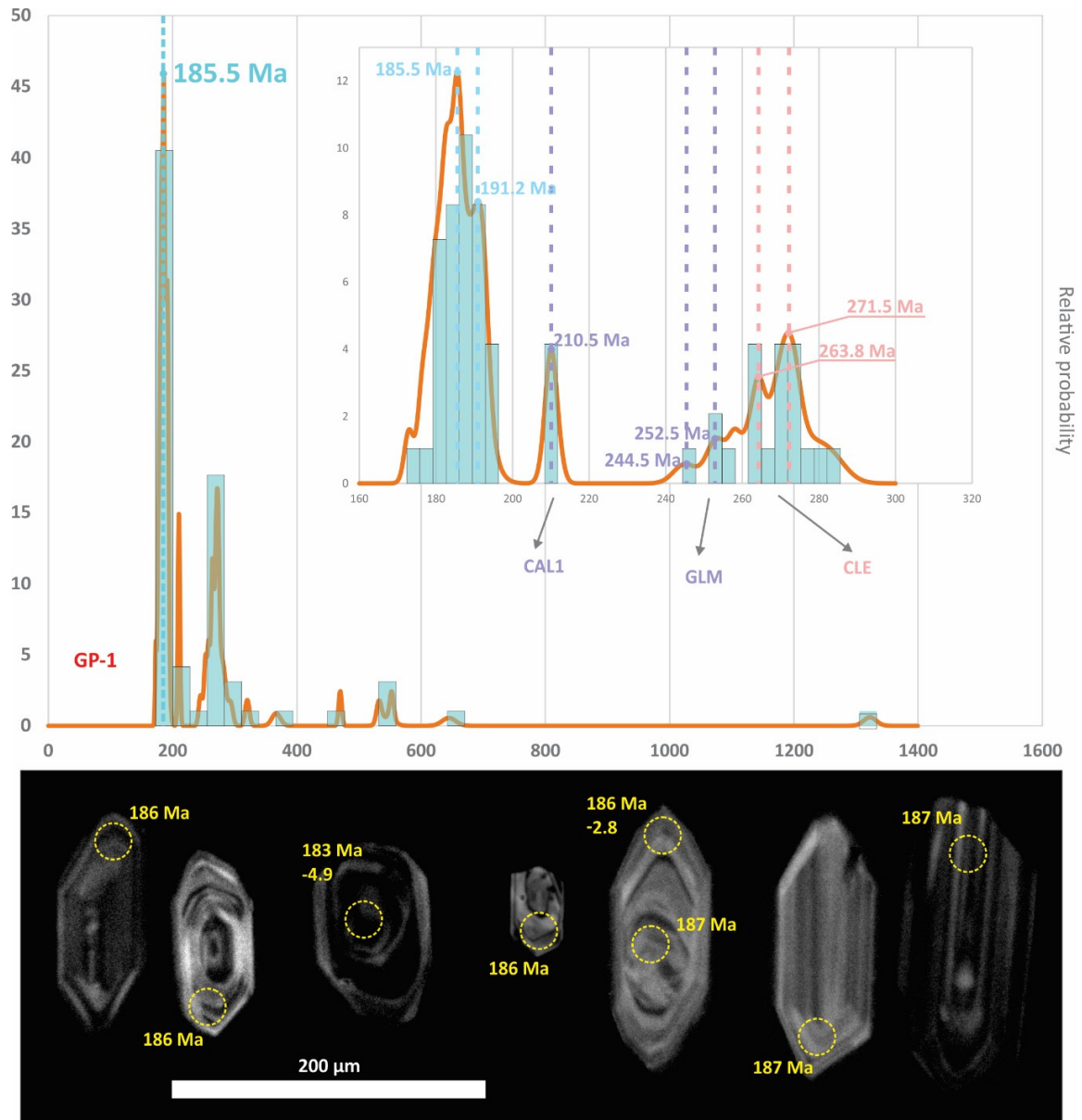


Figura 49. Gráfico de frecuencias acumuladas para los cristales de circón analizados en la muestra GP1, perteneciente a la secuencia que rellena el Graben del Co. Piche en proximidades del Puesto Mussi. En detalle se muestran las familias más representativas, siendo 210 Ma coincidente con la edad obtenida para la muestra CAL1, 244 Ma a 252 Ma coincidente con las edades del Grupo Los Menucos (GLM) y 264 a 271 Ma coincidente con las edades del Complejo La Esperanza (CLE). Se muestran en detalle imágenes de catodoluminiscencia de los cristales más representativos de la familia más joven (Pliensbachiano – Jurásico Temprano), la que es interpretada como edad de sedimentación. Los valores negativos corresponden a ϵ_{Hf} .

De esta muestra se analizaron diecinueve cristales por la metodología Lu-Hf. Ocho granos con edades que van desde los 179 hasta los 192 Ma muestran ϵ_{Hf} positivos y negativos, variando entre +2 y -4 con T_{DM} Neoproterozoico Temprano a Mesoproterozoico (0.9 a 1.3

Ga), excepto un solo grano de 191 Ma que muestra un valor fuertemente negativo con ϵ_{Hf} de -20 y T_{DM} Paleoproterozoico (2 Ga). El restante de los granos analizados que varían entre edades pérmicas y triásicas, comparables con las muestras anteriormente descritas, muestran similitudes con los resultados presentados previamente: ϵ_{Hf} con valores entre -35 y -5 y T_{DM} Meso- a Paleoproterozoica (1.4 a 2.4 Ga), hasta Archeana (3 Ga). Un único grano con edad U-Pb de 532 Ma presenta ϵ_{Hf} -2.3 y T_{DM} Mesoproterozoica (1.4 Ga).

3.7. Geoquímica de Roca Total.

3.7.1. Elementos Mayores

Para el análisis de los elementos mayores se seleccionaron 21 muestras, 11 del Área Puesto Tscherig – Co. La Laja, 3 del Área Puesto Paranao, 2 del Área Puesto H. Álvarez y 5 muestras del Área Puesto Vera. En todas las áreas se muestrearon las facies volcánicas reconocidas excepto aquellas interpretadas como depositadas por lluvia de ceniza. La tabla correspondiente a los análisis se adjunta en el Anexo III.

Índice de Pérdida por Ignición (LOI)

El índice LOI o pérdida por ignición es un parámetro útil para medir la generación de minerales hidratados, los que están vinculados a procesos de alteración. Para el caso estudiado (Fig. 50) se reconocen muestras con valores LOI cercanos a 7, coincidentes con la alteración reconocida para algunas de las litofacies descritas. En base a la alta pérdida por ignición de la mayoría de los análisis de roca total realizados, los elementos mayoritarios se han vuelto a calcular sobre base anhidra y sólo las muestras con valores de LOI inferior a 3 se representaron en los diagramas de elementos mayoritarios

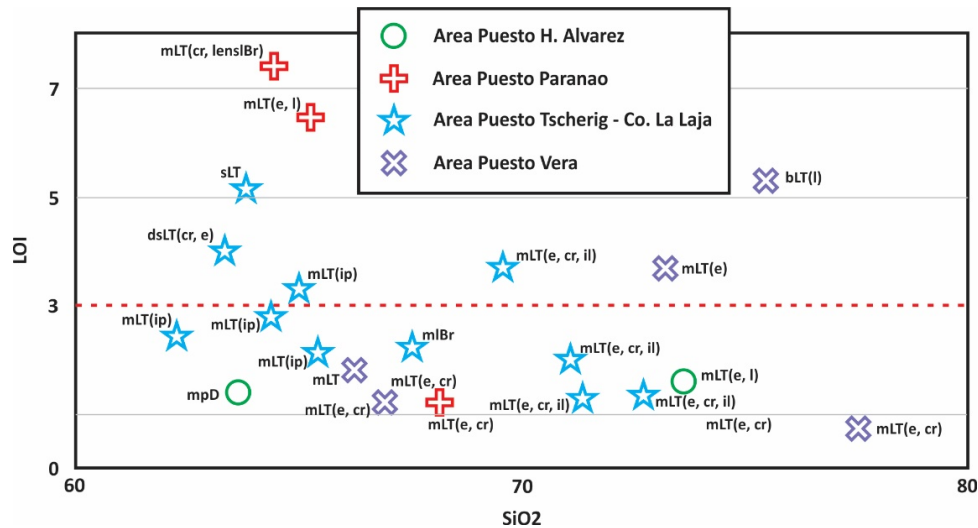


Figura 50. Diagrama LOI vs SiO₂ para las muestras analizadas del Grupo Los Menucos.

Diagramas de Alcalis Total (TAS) vs Sílice (LeMaitre, 1986; Irvine y Baragar, 1971), Diagrama K₂O vs Sílice (Pecerillo y Taylor, 1976) y AFM (Irvine y Baragar, 1971)

Al diagrama TAS (LeMaitre, 1986) se le añadió la curva Alcalino/Subalcalino de Irvine y Baragar (1971). De este diagrama surge que todas las muestras grafican en el campo de la serie subalcalina, dentro del rango de las dacitas, traquidacitas y riolitas (Fig. 51).

Por otra parte, el diagrama de Pecerrillo y Taylor (1976) para series orogénicas muestra que todas las rocas analizadas plotean en el campo de la serie calcoalcalina de alto potasio y en cuanto al porcentaje de SiO₂ lo hacen en los campos de dacita y riolita (Fig. 51). Del diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) surge una tendencia comparable siendo que las rocas plotean hacia los extremos de la serie calcoalcalina (Fig. 51).

Diagramas Harker.

El ploteo de elementos mayores en los diagramas de variaciones de Óxidos Mayoritarios vs SiO₂ muestran una tendencia homogénea que respondería a una evolución en la diferenciación magmática producto de la cristalización fraccionada. Si bien esta tendencia resulta homogénea, es posible reconocer un salto en la composición de SiO₂ alrededor del

63%, correspondiéndose con el pasaje de Dacita a Riolita. Esta diferencia en las pendientes de ambas tendencias puede estar asociada a diferentes fuentes magmáticas, heterogeneidades mineralógicas y químicas de la fuente, diferentes grados de fusión parcial en la fuente, modificaciones en la tendencia por diferenciación magmática o por procesos de contaminación cortical (Rollinson, 1993; Wilson, 2007).

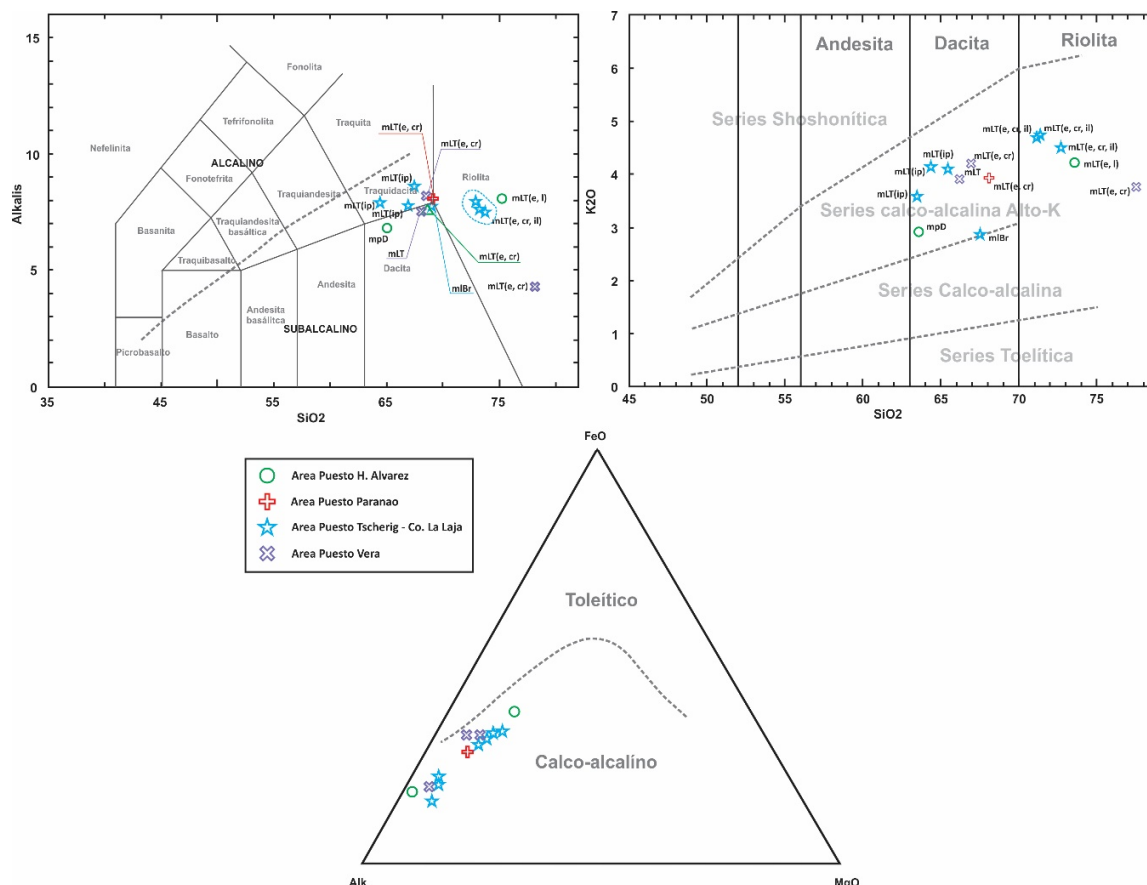


Figura 51. Diagrama Alkalies vs SiO₂ de Irvine y Baragar (1971) y LeMaitre (1986) indican composiciones dacíticas, traquidacíticas y riolíticas dominantes, todas en la serie subalcalina. Diagrama K₂O vs SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976) mostrando una tendencia calco-alcálina de alto potasio, en los campos de Dacita y Riolita. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) mostrando tendencia calco-alcálina.

De los gráficos de variación de Oxidos Mayoritarios surge que el TiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO y P₂O₅ muestran una tendencia negativa con el aumento del SiO₂. El empobrecimiento en MgO se debe a su incorporación en la cristalización de ortopiroxenos, la disminución en

el Al_2O_3 y CaO sería debido a la cristalización temprana de plagioclasa en la fuente. Por otra parte, la disminución de Fe_2O_3 y TiO_2 es relacionable con la incorporación de Fe y Ti por hornblenda, biotita y magnetita. Las variaciones de K_2O y Na_2O muestran un crecimiento lineal con la sílice correspondiéndose con su incorporación tardía en minerales como sanidina o plagioclasa, mostrándose en las etapas iniciales de la cristalización.

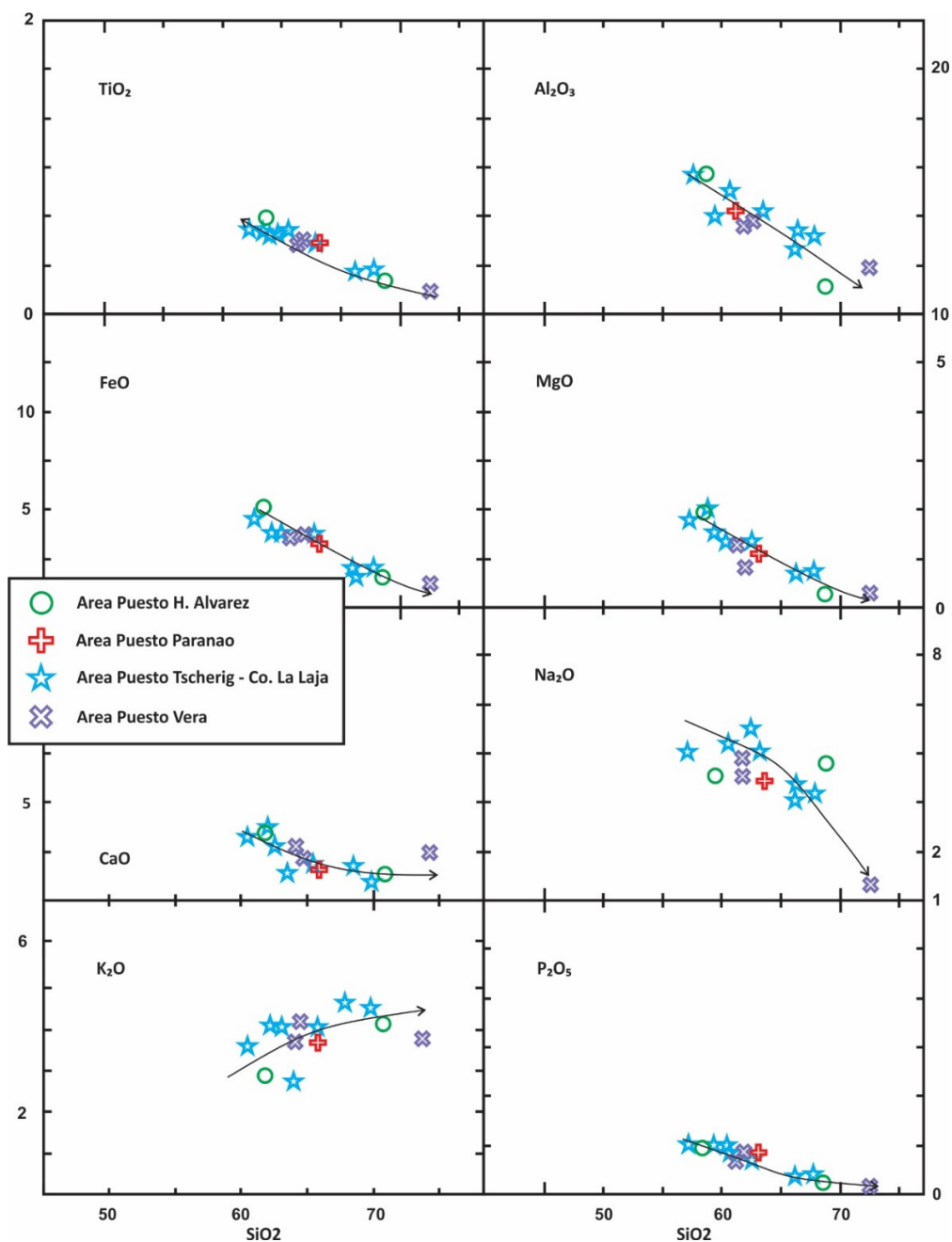


Figura 52. Diagramas de Harker para las muestras analizadas del Grupo Los Menucos.

3.7.2. Elementos Trazas y Elementos de las Tierras Raras (ETR)

Para los elementos trazas y ETR se analizaron 17 muestras, 7 pertenecientes al Área Puesto Tscherig – Co. La Laja, 3 pertenecientes al Área Puesto H. Álvarez, 3 al Área Puesto Paranao y 3 al Área Puesto Vera.

Diagramas de Discriminación Tectónica (Gorton y Shandl, 2000; Gorton y Shandl, 2000 modificado de Pearce et al., 1983)

Los diagramas Th/Ta vs Yb y Th/Yb vs Th/Ta muestran que las rocas analizadas plotean en los campos de margen continental activo, vinculado con arcos volcánicos relacionados a un borde de placa convergente (Fig. 53).

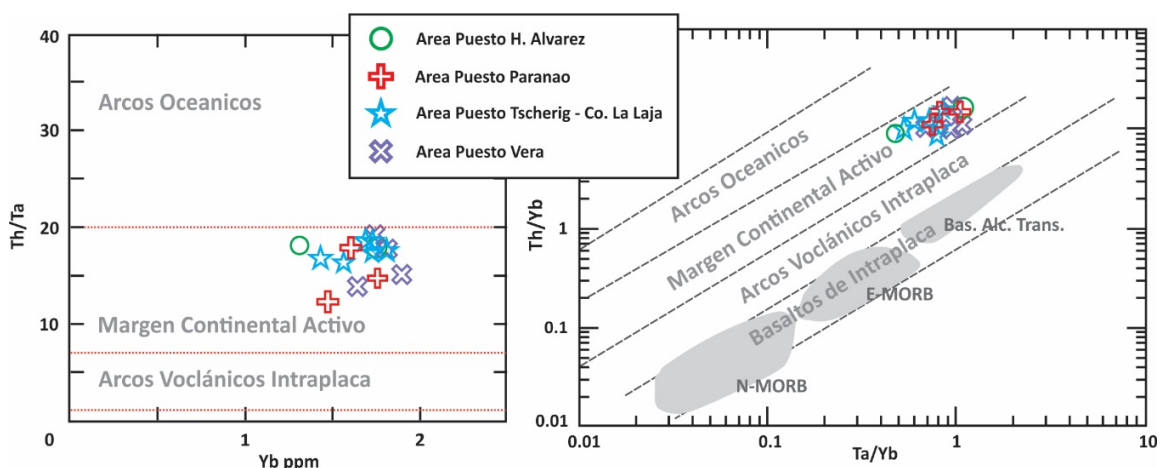


Figura 53. Diagramas de discriminantes tectónicos Th/Ta vs Yb (Gorton y Shandl, 2000) y diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Gorton y Shandl, 2000; modificado de Pearce, 1983). En ambos diagramas todas las muestras analizadas grafican en el campo de Margen Continental Activo.

Diagramas Spider (Thompson, 1982; Sun y McDonough, 1989)

Del diagrama extendido para los elementos de las tierras raras normalizado a condrito (Sun y McDonough, 1989) surge que las muestras se encuentran considerablemente enriquecidas. Las relaciones $(La/Sm)_N$ para los ETR livianos y $(Tb/Yb)_N$ para los ETR pesados indican un enriquecimiento mayor para los primeros. Aun así, la tendencia mostrada por el conjunto

sería indicativo del carácter co-genético de todas las muestras analizadas. La anomalía de Eu/Eu^* , obtenida por la relación $\text{Eu}/(\text{Sm}/\text{Gd})^{0.5}$, varía entre 0.10 y 0.28, indicando una moderada a fuerte anomalía negativa de este elemento, vinculada con el fraccionamiento de la plagioclasa (Fig. 54).

Por otra parte, el ploteo en el diagrama multielemental expandido normalizado a condrito (Thompson, 1982) muestra enriquecimiento en algunos elementos LILE tales como el Ba, Rb, Th, K, La y Ce, junto con el empobrecimiento de Sr, P, Nb, Ta y Ti. La presencia de anomalías negativas de Nb y Ta en relación a Th y La, es considerado como una firma de zona de subducción involucrado en el proceso petrogenético, en la que Nb y Ta no se disuelven en las masas fundidas derivadas de la placa subducida, produciendo un agotamiento anómalo en magmas relacionados con arcos (Sun, 1982). Por otra parte, la anomalía de Nb es interpretada por Rollinson (1993) como indicador de corteza continental involucrada en los procesos magmáticos. El enriquecimiento de LILE también sugiere que el magma fuente recibió contribuciones de los fluidos derivados de una corteza oceánica subducida. La anomalía de P y Ti está vinculada a la formación de cristales de apatito, titanita y/o rutilo hacia los estadios finales de la diferenciación. Las anomalías de Sr, P, Ti y en menor medida del Ba podrían estar relacionadas al fraccionamiento de la plagioclasa, el feldespato potásico y la biotita. Las anomalías positivas de Sr están vinculadas a muestras con LOI alto, por lo tanto, vinculables a movilidad de elementos producto de alguna alteración (Fig. 55).

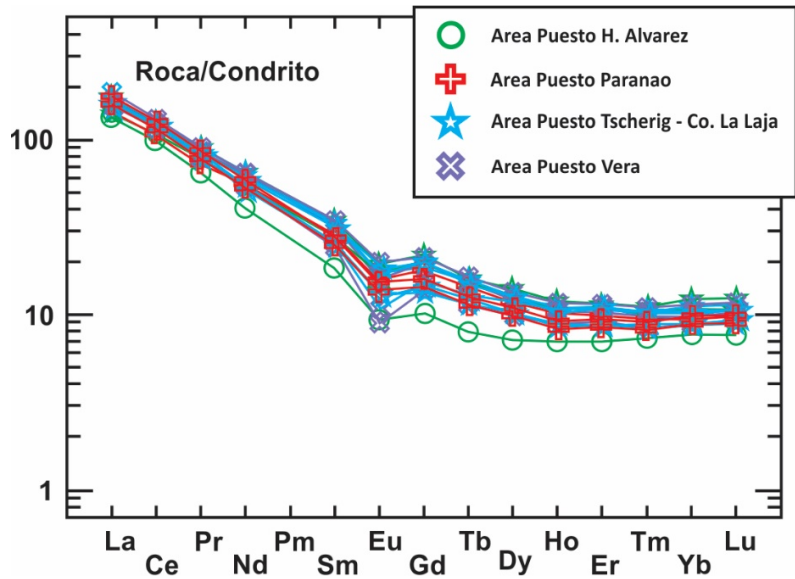


Figura 54. Diagrama extendido para los elementos de las tierras raras normalizado a condrito de Sun y McDonough (1989).

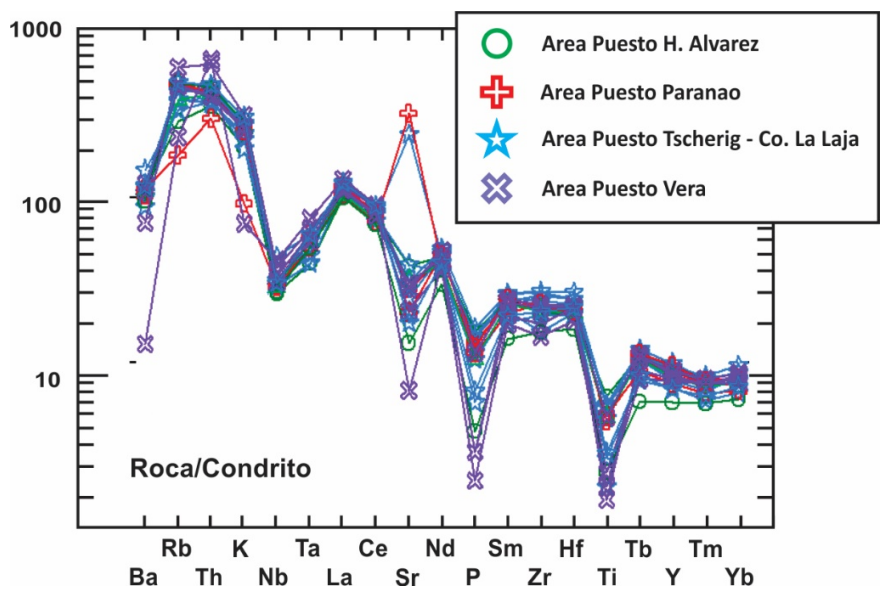


Figura 55. Diagrama multielemental expandido normalizado a condrito de Thompson (1982).

CAPITULO IV – DISCUSIÓN

4.1. Geocronología U-Pb y Lu-Hf en el Area Puesto Vera.

Los análisis llevados a cabo en el perfil Vera muestran a primera vista incongruencia con la posición estratigráfica de las muestras. Como se presenta en los resultados, la muestra correspondiente al techo de este perfil, datada en 248.8 ± 1 Ma, es congruente con la edad equivalente del techo del Perfil Paranao, 248 ± 2 Ma, y esto concuerda con las características faciales y petrográficas descriptas para ambas ignimbritas, pudiendo entonces considerarlos depósitos análogos y correlacionables. En cambio, la muestra PV3 obtenida a la base del Perfil Vera exhibe dos edades de concordia, una en 247 Ma y otra en 252 Ma. Al obtenerse dos edades de concordia surge la lógica de suponer que la edad más joven corresponde a la edad de cristalización y la más antigua podría corresponderse con cristales accidentales heredados de un depósito anterior. Por otra parte, si consideramos las edades más jóvenes de las muestras de piso y techo del perfil Vera, 247 (Muestra PV3) y 248 (Muestra PV1) respectivamente, entonces sería posible suponer que el perfil fue tectónicamente invertido; sin embargo, las estructuras sedimentarias en posición normal de la facies St y Sr no avalan tal suposición, como así tampoco la gradación normal de la facies //bT.

Una situación análoga a la que presenta la muestra PV3 es discutida por van der Meer *et al.* (2017) para una ignimbrita del Mount Somers Volcanic Group (MSVG), en la que obtienen para una misma muestra dos edades de concordia de 96 y 99 Ma, respectivamente. En primer lugar, suponen que esta ignimbrita fue emplazada a los 96 Ma y la fuente corresponde a una cámara enriquecida en cristales, los que comenzaron a cristalizar a los 99 Ma; aunque sería esperable reconocer núcleos más viejos con bordes de recrecimiento más jóvenes, situación no apreciable ni en MSVG ni en la muestra PV3. Como segunda posibilidad, van der Meer

et al. (2017) sugieren que la edad mas antigua podría provenir de la incorporación de litoclastos o xenocristales de la pared del conducto, aunque para la muestra PV3 implicaría hasta un 50% de contaminación y por lo tanto debería esperarse un depósito rico en litoclastos, situación no reconocida en la muestra PV3. Aún así, y coincidentemente con las observaciones van der Meer *et al.* (2017) para el MSVG, ambas edades comprenden los límites geocronológicos del Grupo Los Menucos, coincidiendo con los dos pulsos eruptivos que limitan en base y techo a los depósitos estudiados separados por 4 Ma aproximadamente.

Por otra parte, la comparación de estas dos muestras, PV3 y PV1, con las restantes analizadas en los perfiles Tscherig, al igual que con el perfil Paranao, permiten la correlación al techo, pero no a la base; sin embargo, la isotopía permite vincular los depósitos. Los depósitos ignimbriticos inferiores datados en ca. 252 Ma en el área de Puesto Tscherig – Co. La Laja presentan valores de ϵ_{Hf} que varían de -16 a -8 y TDM entre 1.98 y 1.59 Ga, coincidentes con los valores de PV3 que muestra un ϵ_{Hf} entre -17 y -14, TDM entre 2.05 y 1.38 Ga y también composición dacítica. Así mismo, la muestra NH2 presenta valores de ϵ_{Hf} entre -12 y -3, TDM entre 1.78 y 1.3 Ga; mientras que la muestra PV1 exhibe valores de ϵ_{Hf} entre -11 y -2, TDM entre 1.72 y 1.22 Ga. Sin bien de estas comparaciones no queda establecida la edad de la muestra PV3, puede interpretarse que su edad de cristalización esté alrededor de los 252 Ma y no sobre los 247 Ma. Aún así, estas apreciaciones resumidas previamente no explican la coexistencia de dos edades concordantes para un mismo depósito.

Por otra parte, otro aspecto a tener en cuenta en el Perfil Vera es la alteración pervasiva descripta para la facies mLT donde fue extraída la muestra PV3 con edades de cristalización en 252 y 247 Ma. En este perfil también fue datada en 222 ± 2 Ma (Rb/Sr) la facies aquí descripta como mLT(e), que permitiera asignar primeramente al Grupo Los Menucos al Triásico Tardío (Rapela *et al.*, 1996; Labudia y Bjerg, 2001, 2005). Esta discrepancia entre

edades del Triásico Tardío con las del Triásico Temprano (Luppo *et al.*, 2017; esta tesis) fueron interpretadas como producto de la alteración generada por la intrusión de un dique que corta toda la secuencia inmediatamente al Sur del área estudiada (Luppo *et al.*, 2017). Si bien no hay evidencias claras para vincular ese dique con una posible alteración isotópica, parecería ser el único elemento potencialmente responsable de una variación isotópica y las modificaciones texturales reconocidas en esta facies mLT(e).

	NH17	PV3	NH2	PV1
Edad U-Pb (Ma)	252.9±2	252.9±1 247.4±1	249.6±1	248.8±1
ϵ_{Hf}	-16 a -8	-17 a -4	-12 a -3	-11 a -2
T_{DM} (Ga)	1.98 a 1.59	2.05 a 1.38	1.78 a 1.3	1.78 a 1.22

Tabla 5. Cuadro comparativo de edades U-Pb y sus respectivos valores isotópicos de ϵ_{Hf} y T_{DM} . De esta comparación resulta la afinidad que tienen la muestra NH17 y PV3 pudiendo suponerse como edad de cristalización la concordia obtenida en 252.9±1 Ma.

Teniendo en cuenta estos aspectos con respecto a la alteración de las rocas del perfil Vera, existen numerosos trabajos sobre la variabilidad de las edades U-Pb en circones producto de la alteración hidrotermal, aún a baja temperatura (Gerdes y Zeh, 2009; Van Lankvelt *et al.*, 2016; Chen y Zhou, 2017; entre otros). En este sentido, Gerdes y Zeh (2009) concluyen que en la alteración de cristales de circón las relaciones isotópicas de U-Pb suelen verse modificadas, aunque las relaciones del sistema Lu-Hf se muestran inalterables o con variaciones despreciables. Los trabajos de Van Lankvelt *et al.* (2016) y Chen y Zhou (2017) ponen de manifiesto que al igual que el metamorfismo, los episodios de alteración hidrotermal quedan reflejados en los cristales de circón pudiendo así reconocer la edad del metasomatismo. Estas características permitirían entonces vincular temporalmente a las Muestras NH17 y PV3 (Tabla 5) y suponer que la edad de concordia de 247.4±1 Ma es

producto de una modificación isotópica posterior. Como se menciona previamente, no hay elementos suficientes para vincular al dique al Sur del perfil Vera y la modificación en la edad de la muestra PV3. Aún así, si este dique fuera el responsable de la variación isotópica, muy probablemente represente los últimos estadios magmáticos del Grupo Los Menucos ya que en edad sería apenas más joven que las muestras PV1 (esta tesis) y M252 (Luppo *et al.*, 2017) datadas en 248 Ma.

En función de todos los conceptos discutidos previamente sobre la muestra PV3 y sus edades de concordia, se interpreta que su edad de cristalización es 252.9 ± 1 Ma, la que sería equivalente con las muestras NH17 (esta tesis) y M82 (Luppo *et al.*, 2017).

4.2. Correlación de Perfiles y Áreas de Trabajo.

La correlación de perfiles presentada en las figuras 56 y 57 se basan en las características litofaciales reconocidas, las relaciones laterales y verticales entre facies; y a su vez comparadas con las edades U-Pb en cristales de circon obtenidas para esta tesis y también las presentadas por Luppo *et al.* (2017). Por otra parte, la posición vertical de los perfiles está basada en la forma de los depósitos siguiendo los conceptos de McPhie *et al.* (1993). Estos autores sostienen que los depósitos de flujos piroclásticos serán más espesos en las zonas topográficamente deprimidas; por el contrario, los depósitos de caída serán de espesor mayormente homogéneos, pudiendo ocasionalmente reconocerse un aumento en las zonas deprimidas.

La correlación O-E (Fig. 56) está basada en la facies mT de los Perfiles H. Álvarez, Meliñanco y Paranao, en los tres perfiles esta facies se interpreta como depositada por lluvia de cenizas. En los tres casos la facies mT se cubre por facies mLT(e, l) y mLT(e) en el Perfil

H. Álvarez, por facies dbLT(e, n-ip, nl) y mLT(e) en el Perfil Meliñanco y por facies dbLT(e, l) y mLT(e, l) en el Puesto Parano. Todas estas facies reconocidas inmediatamente por encima de la facies mT tienen la particularidad de desarrollar texturas de soldamiento avanzado con texturas eutaxíticas a parataxíticas, fuerte desvitrificación y fractura perlítica en la matriz. A su vez, en los perfiles Parano y Meliñanco la facies mT se superpone a facies mLT(cr, lenslBr) y mLT(cr), respectivamente. En el Puesto H. Álvarez la facies mT se superpone con certeza a facies mLT(e, cr) en discordancia angular de 10°, interpretándose como el límite occidental de los depósitos correspondientes a la Cuenca de Los Menucos. Por otra parte, esta correlación presentada se sustenta con las edades obtenidas para esta tesis, y la presentada por Luppo *et al.* (2017) de 248.3±2 Ma (Fig. 56).

La correlación S-N (Fig. 57) está basada también en la ocurrencia de facies depositada por lluvia de cenizas y sus relaciones de base y techo. En los perfiles Tscherig Sur, Este y Oeste esta facies no fue reconocida, aunque si fue distinguida en el Perfil Navarro como //bT(n). A su vez, el arreglo facial de los perfiles de Tscherig es comparable con el perfil Meliñanco, donde las facies de brecha dan inicio al perfil y la facies mT se cubren por facies dbLT(e, n-ip, nl) y mLT(e), semejante a lo observado en el Perfil Navarro. Esto lleva a suponer que el Perfil Navarro es equivalente a las facies superiores del Perfil Tscherig Este. En el Perfil Vera también se identificó una facies como depositada por lluvia de cenizas, //bT(n), la que se deposita por sobre facies sedimentarias. Esta facies //bT(n) a su vez esta cubierta por facies bLT(l), mLT(e) y mLT(e, cr). El arreglo mLT(e) y mLT(e, cr) es comparable con el reconocido en el Perfil Paranao, donde la facies cuspidal fue data en 248.3±2 Ma (Luppo *et al.*, 2017). En relación a estas observaciones, la facies bLT(l) en el Perfil Vera podría corresponderse con depresiones topográficas locales, vinculable con los depósitos sedimentarios inmediatamente por debajo.

Además, como en la correlación O-E, por sobre las facies interpretadas como depósitos de lluvia de cenizas se registran facies ignimbríticas de alto grado. Todas estas observaciones en la correlación S-N son congruentes con las edades obtenidas en los perfiles Tscherig Este y Oeste, en el Perfil Parano (Luppo *et al.*, 2017) y el Perfil Vera (Fig. 57).

De estas correlaciones (Figs. 56 y 57) surge entonces que los depósitos del Grupo Los Menucos se apoyan en discordancia sobre rocas de edad Pérmica Tardía asignables al Complejo La Esperanza, siendo esta unidad la única que presenta edades comparables en la zona de estudio. El espesor preservado, dado por el mayor apilamiento, se estima en 250 m, contrariamente a lo expuesto por Miranda (1966) Cucchi *et al.* (1999), Lema *et al.* (2008) y Luppo *et al.* (2017) quienes suponen una espesura superior a los 1000 m. Al oeste de la discordancia angular observada en el Perfil H. Álvarez, Luppo *et al.* (2017) obtiene una edad de 252 ± 2 Ma en rocas que fueran interpretadas por Lema *et al.* (2008) como facies lávicas a subvolcánicas mesosilícicas. Esta edad sería coincidente con las etapas iniciales del volcanismo de la Cuenca de Los Menucos, y posiblemente vinculada a la facies mpD (Perfil H. Álvarez). En este sentido estas rocas lávicas a subvolcánicas de edad 252 Ma se interpretan como cuerpos emplazados en niveles inferiores durante las etapas iniciales de la cuenca (Fig. 58).

Por otra parte, la edad 211.0 ± 2 (Norian) obtenida en el área reconocida por Ducart (2007) como un complejo de caldera, no coincidiría en el esquema de perfiles presentado en las figuras 56 y 57, siendo que existe un hiato de casi 40 Ma. Por el contrario, sería congruente con la edad de 206.9 ± 1.2 Ma obtenida por Lema *et al.* (2008) en el Puesto Cuya para un cuerpo subvolcánico a epizonal emplazado con directa relación al lineamiento SO-NE de la Falla Lagunitas – Cerro Bandera. Esto lleva a suponer que el edificio reconocido por Ducart (2007) estaría más bien relacionado a un evento magmático posterior a los depósitos de la

Cuenca de Los Menucos, posiblemente asociado a la Falla Lagunitas – Cerro Bandera. Un análisis más detallado en la estratigrafía volcánica de esta porción permitirá aclarar, no solo las relaciones entre litofacies, si no también si existe relación entre estos cuerpos y las rocas del Triásico Temprano pertenecientes a la Cuenca de Los Menucos.

Por último, el relleno sedimentario del Graben del Cerro Piche representa un episodio aun posterior al relacionado a la Falla Lagunitas – Cerro Bandera. Si bien las relaciones entre litofacies no son del todo claras, el valor de 185.5 Ma considerado como edad de sedimentación deja en claro que no se trataría de los depósitos de *rifting* basales de la Cuenca de Los Menucos (Labudia *et al.*, 1992; Labudia y Bjerg, 2001, 2005), sino que corresponden a depósitos posteriores al Grupo Los Menucos, concordantemente con lo expuesto por Corbella (1973), Bodnar y Falco (2017) y Falco *et al.* (2017).

En resumen, estas observaciones permiten reconocer al menos cuatro etapas en la evolución geológica para el área en estudio. La primera etapa estaría relacionada con un episodio de volcanismo explosivo asignable con dudas al Complejo La Esperanza. Está representado en mayor medida por rocas piroclásticas que se apoyan sobre el basamento metamórfico cámbrico de la Formación Colo Niyeu (Labudia *et al.*, 1994; Martínez Dopico *et al.*, 2017), con edades que van desde los 257 ± 2 Ma (Luppo *et al.*, 2017) hasta los 256.2 ± 1 Ma. Una segunda etapa representada por los depósitos pertenecientes a la Cuenca de Los Menucos, los que comienzan en el límite Permo-Triásico (252 Ma) y se extiende con seguridad hasta el Olenekiano (248 Ma). La tercera etapa esta representada por los afloramientos al S y SE del Cerro La Laja, pertenecientes a un evento magmático del Noriano (211.0 ± 2 Ma). La cuarta etapa esta representada por el fallamiento gravitacional en bloque del graben del Co. Piche y posterior relleno, con edad de sedimentación jurásica inferior (Fig. 58).

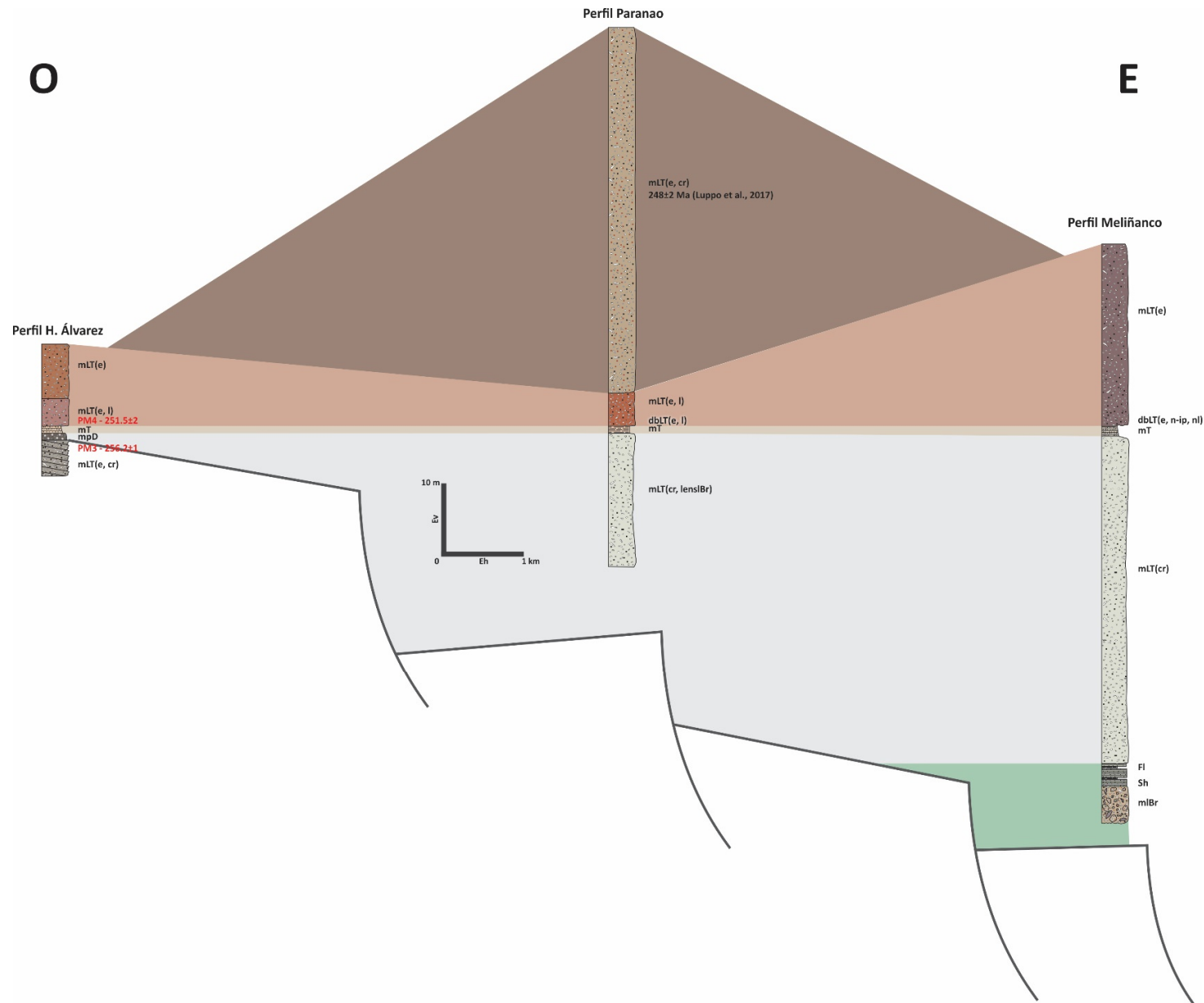


Figura 56. Figura de correlación O-E entre los perfiles H. Álvarez, Paranao y Meliñanco.

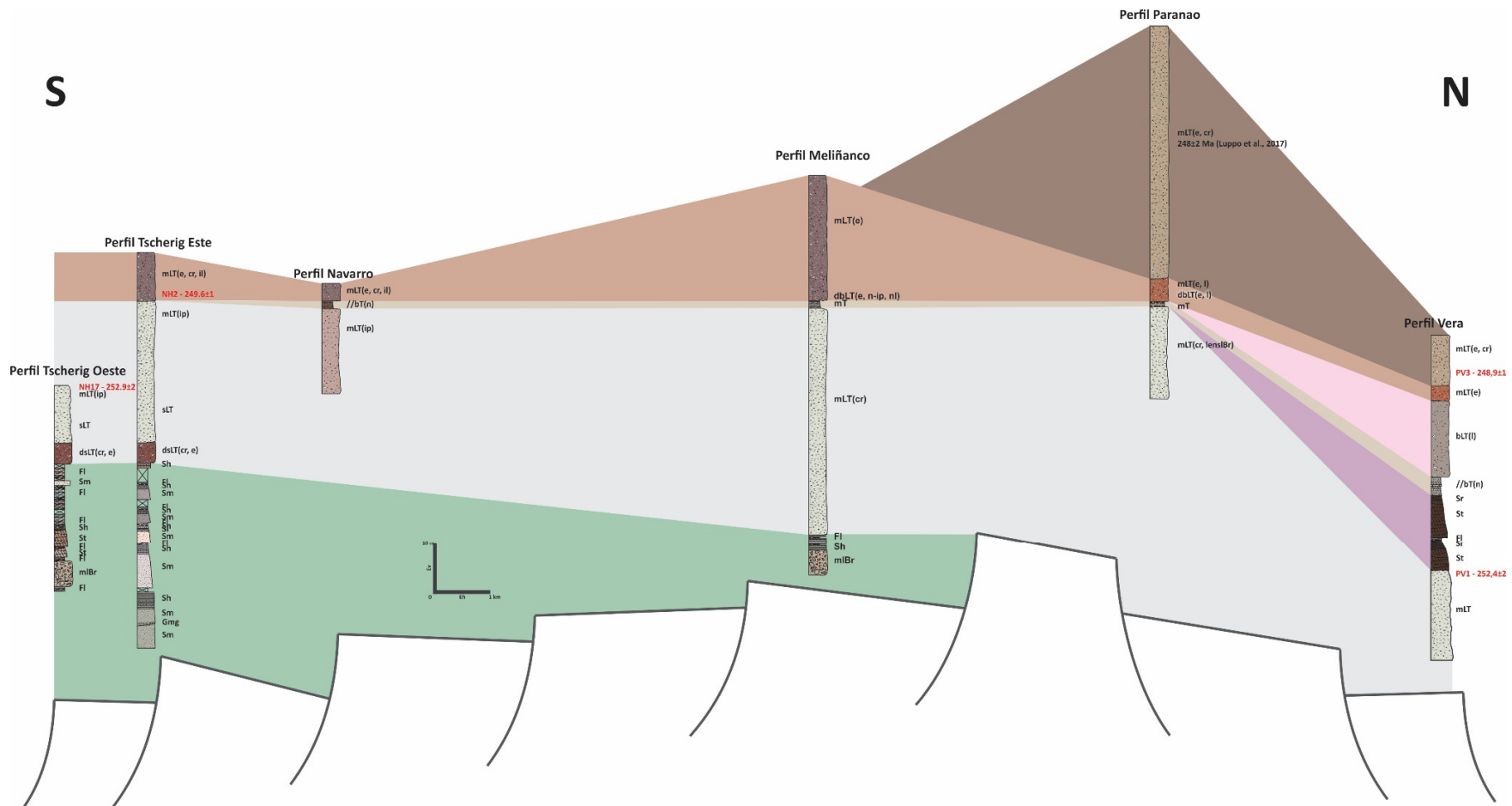


Figura 57. Figura de correlación S-N entre los perfiles Tscherig, Navarro, Meliñanco, Paranao y Vera.

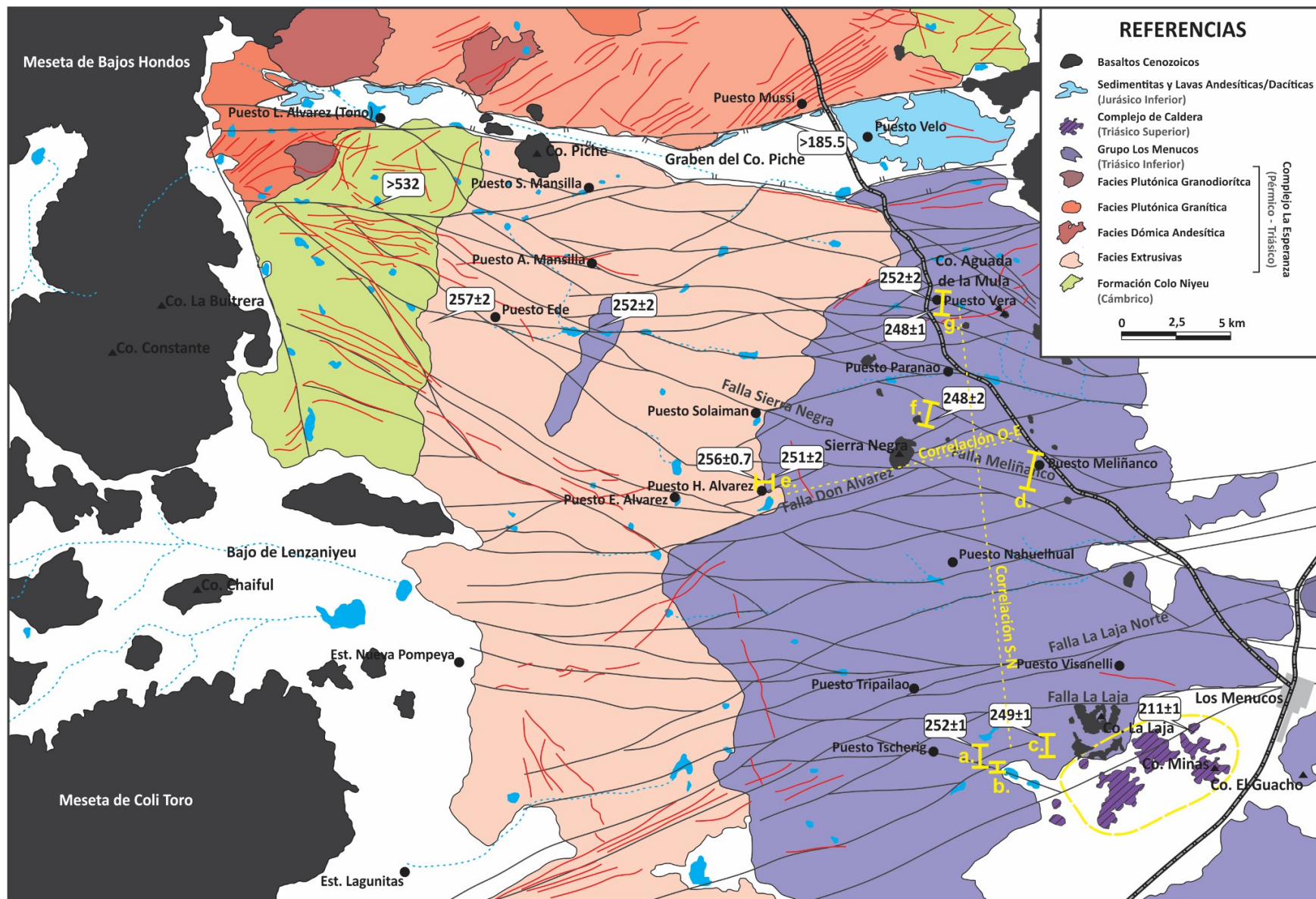


Figura 58. Mapa geológico simplificado mostrando la distribución de los afloramientos del área de la Fig. 2. Las edades en recuadro blanco son las presentadas para esta tesis y de Luppo *et al.* (2017). El mapa geológico detallado del área estudiada se muestra en la Fig. 72. a. Perfil Tscherig Oeste; b. Perfil Tscherig Sur; c. Perfil Tscherig Este; d. Perfil Meliñanco; e. Perfil H. Álvarez; f. Perfil Paranao; g. Perfil Vera. En líneas de trazos amarillos se indican las líneas de correlación de perfiles de las figuras 56 y 57.

4.3. Modelo Sedimentario Área Puesto Tscherig – Co. La Laja

Las observaciones realizadas en campo permiten dar con al menos cuatro asociaciones verticales de facies; estas asociaciones o patrones de apilamiento están limitados en base y techo por superficies erosivas. La primera asociación de facies está dada por el arreglo vertical de facies $Scb_{g, pr}$, $Sm_{cr, g, p}$, $Sh_{cr, g}$, Fl_g y $Sr_{cr, g}$, la segunda por las facies $Gmg_{g, cr}$, $Sm_{cr, g, p}$, $Sh_{cr, g}$ y Fl_g , la tercera por las facies $Sm_{cr, g, p}$, $Sh_{cr, g}$, $Sl_{cr, g}$ y Fl_g y la cuarta por las facies St_{cr} , $Sh_{cr, g}$ y Fl_g . Así mismo, de la primera a tercera asociación, puede vincularse al elemento FF como una evolución distal del elemento SV. En cambio, la cuarta asociación bien podría vincularse con episodios de desbordamiento del canal o por incisiones locales de canales que ingresan a cuerpos de agua y que se cubren por la decantación de material fino. En función del espesor de la facies Fl_g se interpreta a la cuarta asociación como cuerpos lagunares con canales asociados.

Por otra parte, el reconocimiento de superficies erosivas que delimitan estas asociaciones y del apilamiento resultante, es posible identificar once eventos de depositación superpuestos (Ed I – Ed XI). Cada uno de estos eventos de depositación muestran una tendencia granodecreciente (Fig. 59). El evento de depositación I comprende la base de la secuencia analizada y solo está representado por la facies Fl_g y $Sr_{cr, g}$ en el perfil Tscherig Sur, el evento de depositación II se compone por facies $Sm_{cr, g, p}$, $Sh_{cr, g}$ y Fl_g reconociéndose la variación vertical de facies producto de la dilución. El evento de depositación III se compone solo por facies $Scb_{g, pr}$, el evento IV registra facies $Scb_{g, pr}$, $Sm_{cr, g, p}$ y Fl_g mostrando también la variación facial producto de la dilución. El evento de depositación V registra solo facies $Scb_{g, pr}$ en perfil Tscherig Sur y $Sm_{cr, g, p}$ en el perfil Tscherig Este, ambas facies de espesor considerable. El evento VI registra facies $Gmg_{g, cr}$, $Sm_{cr, g, p}$, $Sh_{cr, g}$ en el perfil Tscherig Este; el evento depositacional VII representado por facies $Sm_{cr, g, p}$, $Sh_{cr, g}$ y Fl_g en el perfil Tscherig

Este y facies Fl_g en Tscherig Oeste. El evento VIII se compone de facies Sm_{cr, g, p}, Sl_{cr, g}, Sh_{cr, g} y Fl_g en el perfil Tscherig Este y Fl_g en Tscherig Oeste. El evento IX se integra de facies Sm_{cr, g, p}, Sh_{cr, g}, Fl_g en el perfil Tshcerig Este y facies St_{cr, g} y Fl_g en el perfil Tscherig Oeste. El evento X se compone de facies Sm_{cr, g, p}, Sh_{cr, g}, Fl_g en Tscherig Este y St_{cr}, Sh_{cr, g} y Fl_g en el perfil Tscherig Oeste con un considerable espesor de facies finas. El evento depositacional XI es el de menor espesor y está representado por facies Sh_{cr, g} en el perfil Tscherig Este y facies Sm_{cr, g, p} y Fl_g en el perfil Tscherig Oeste.

Los eventos de depositación VI a XI permiten realizar correlaciones laterales entre asociaciones reconocidas en los tres perfiles. De esta manera, surge que los procesos de tracción y decantación serían producto de la dilución corriente abajo de flujos de detritos y/o hiperconcentrados, ya sea por sedimentación o por incorporación de agua. Asociaciones de facies comparables fueron descritas previamente por Palmer y Neal (1991), Bahk y Chough (1996), Smith (1991), Smith y Lowe (1991), Herrera y López (2003), Borrero Peña *et al.* (2008) y Umazano *et al.* (2014).

Los diferentes patrones de apilamiento reconocidos, sus relaciones laterales y las superficies erosivas limitantes son comparables con los modelos de eventos de depositación compuesto (EDC) propuestos por Sohn *et al.* (1999) y Lirier *et al.* (2001). Dichos modelos exponen que los flujos diluidos derivan de la dilución de flujos de detritos, incluyendo un estadio intermedio de flujo hiperconcentrado. A esta evolución de los flujos, Sohn *et al.* (1999) la denominan flujo diluido de arrastre (*trailing dilute flow*). En esta dilución de flujos pendiente abajo los depósitos resultantes se caracterizan por registrar flujos de detritos en la zona proximal, los que son progresivamente cubiertos y reemplazados por depósitos de flujos hiperconcentrados y de corrientes diluidas hacia zonas distales. En este sentido, cada uno de

los once eventos depositacionales reconocidos en la sección estudiada sería coincidente con un EDC, aunque no siempre quedan registradas las porciones distales y/o proximales.

Por otra parte, si bien cada EDC es estrictamente granodecreciente, el sucesivo apilamiento permite diferenciar dos patrones.

El primero está representado por los eventos I a VII, donde los depósitos proximales arenosos basales son de espesor considerable y particularmente en la porción intermedia (eventos III a V) los bancos arenosos contienen abundantes fragmentos pumiceos. Por otra parte, las estructuras de deformación generadas por proyecciones balísticas de bloques y lapílis en facies intermedias y distales sugieren actividad volcánica explosiva coetánea con la sedimentación. Este patrón podría vincularse con una progresiva generación de relieve positivo, y posterior transporte y sedimentación del EDC hacia la porción topográficamente más baja. Asimismo, permite inferir que la generación de relieve y la sedimentación estarían vinculadas directamente con la propia actividad volcánica explosiva y no con procesos externos al depocentro, dando como resultado una tendencia vertical fuertemente agradacional.

El segundo patrón de apilamiento de EDC está representado por los eventos VIII a XI, que en el perfil Tscherig Este los espesores de los estratos arenosos basales tienden a decrecer y en las porciones distales predominan las facies tractivas de canal asociadas a depósitos por decantación. Este patrón podría vincularse con la retrogradación progresiva del sistema acercando las facies distales hacia porciones que inicialmente fueran proximales; este retroceso podría estar asociado a la erosión del aparato volcánico.

Estos patrones reconocidos de agradación y retrogradación, pueden vincularse con depositación en estadios sin- e intereruptivos. Los conceptos de depósitos sineruptivos e intereruptivos son ampliamente tratados en la bibliografía (Smith, 1986, 1987, 1991; Smith

y Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993; Bahk y Chough, 1996; Pierson y Scott, 1985, 1999; Lirier *et al.*, 2001; Sierra *et al.* 2009). En este sentido Smith (1991) se refiere a los depósitos sineruptivos como Tipo 1 (T1) y a los depósitos intereruptivos como Tipo 2 (T2). Ambos depósitos se limitan por superficies erosivas y desarrollo de suelos. Los primeros, T1, se originan a partir de flujos de detritos o hiperconcentrados, o a partir de corrientes con alta concentración de sedimentos, pudiendo extenderse decenas de kilómetros desde el área fuente. Se caracterizan por registrar altas tasas de agradación y capas mantiformes de areniscas gruesas a conglomerádicas de hasta decenas de metros de espesor y composición clástica monolitológica de naturaleza piroclástica. Los segundos, T2, se originan a partir de flujos de corrientes diluídas. La extensión lateral de estos depósitos está dominada por tasas de migración lateral de canales e influenciada también por la aparición de zonas emergidas vegetadas. Estos depósitos desarrollan canales incisos y las litologías varían desde conglomerados hasta limoarcilitas. Por último, Smith (1991) divide a los depósitos T2 en 2a y 2b dependiendo de la extensión lateral de las capas. La geometría de los depósitos 2a está controlada por tasas bajas de subsidencia y/o erupciones frecuentes dando como resultado depósitos de menor extensión lateral y con incisiones más profundas. Por otra parte, la geometría de los depósitos 2b está controlada por una mayor subsidencia y/o erupciones menos frecuentes; esta configuración registra depósitos de mayor extensión e incisiones más someras. Por su parte Lirier *et al.* (2001), como resultado del estudio de depósitos en masa producidos por grandes lluvias en las laderas del volcán Vesubio, concluyen que los procesos de remoción en masa no tendrían directa relación con episodios eruptivos, pudiendo darse de manera más frecuente, inclusive en estadios intereruptivos.

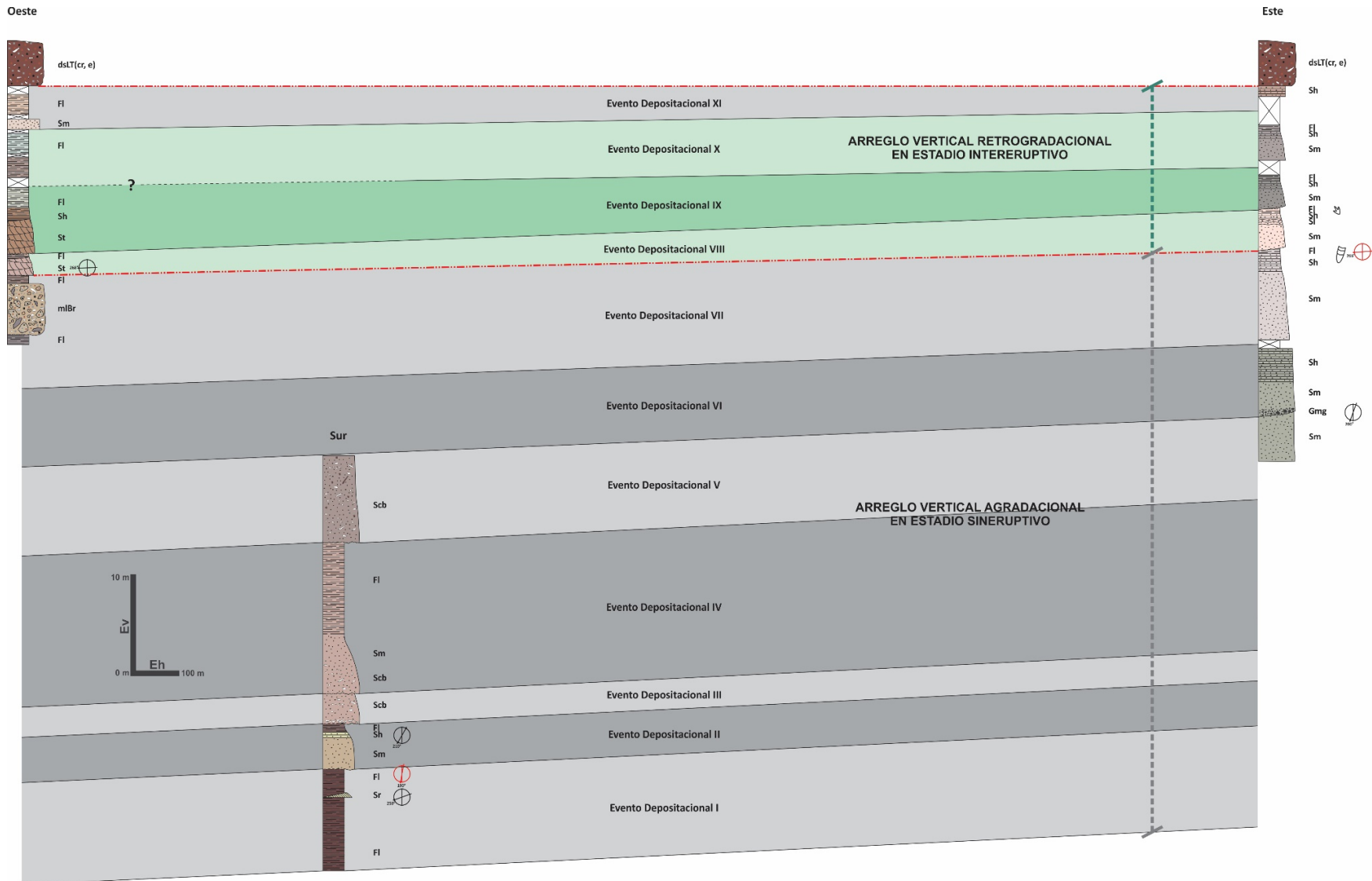


Figura 59. Correlación de los perfiles Tschering Este, Oeste y Sur. Se indican los once eventos depositacionales reconocidos y los arreglos verticales resultantes. El inferior agradacional en estadio sineruptivo, el superior con arreglo retrogradacional en estadio intereruptivo

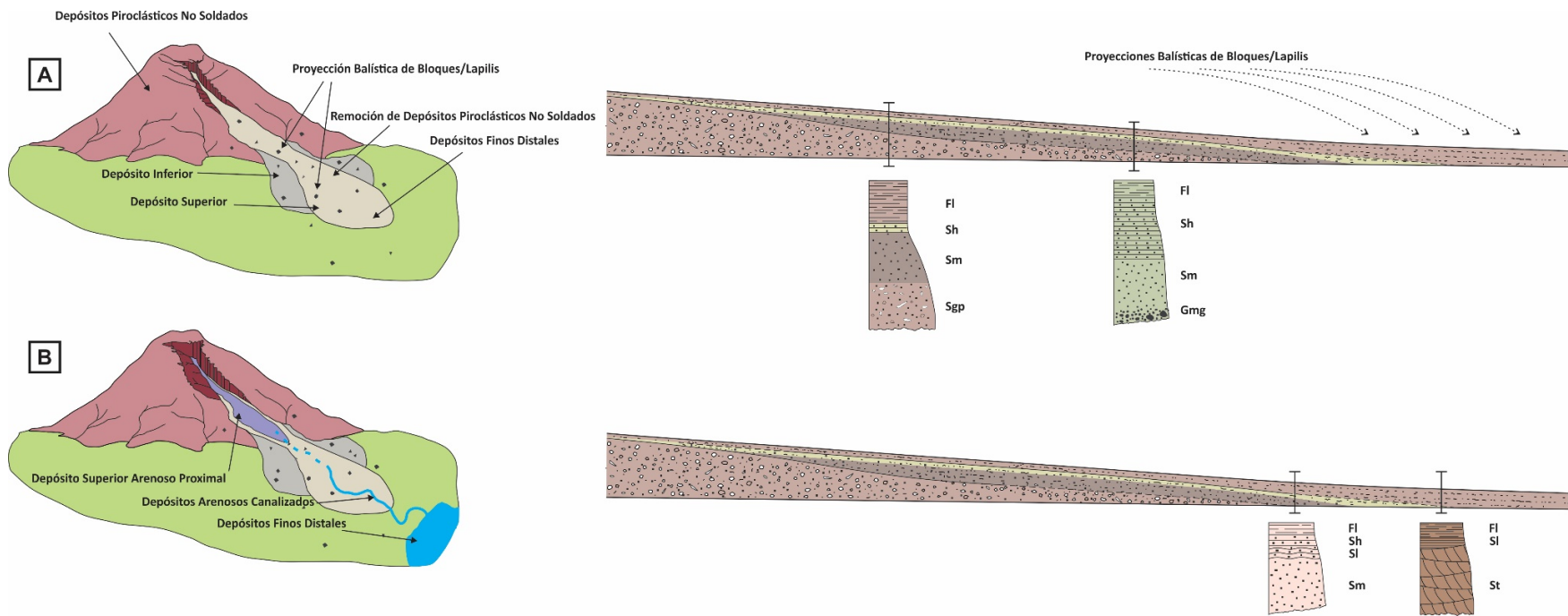


Figura 60. Modelos sedimentarios interpretados para los depósitos del Area Puesto Tscherig – Co. La Laja. **A.** Esquema representativo de los depósitos con arreglo vertical progradacional en estadio sineruptivo. **B.** Esquema representativo de los depósitos con arreglo vertical progradacional en estadio intereruptivo. Para ambos esquemas se idealiza un esquema de apilamiento de facies en diferentes porciones del paisaje.

En función de estos conceptos resumidos, es posible asumir que el patrón de apilamiento de EDC inferior progradante es desarrollado en un estadio sineruptivo (Fig. 60A), mientras que el superior retrogradante se desarrolla en un estadio intereruptivo (Fig. 60B). En cambio, el último patrón progradante se interpreta como desarrollado en un estadio también intereruptivo.

Por otra parte, las observaciones petrográficas demuestran un fuerte contenido volcanoclástico, tanto en facies distales como proximales; incluyendo la presencia de matriz tobácea, granos pumíceos y granos monominerales con senos de corrosión. El contenido volcanoclástico sumado a los procesos de depositación interpretados y al escenario de fuerte vulcanismo tanto explosivo como efusivo reconocido para el área, permitiría suponer que estos depósitos serían producto de la removilización de acumulaciones piroclásticas no soldadas (Smith y Lowe, 1991; McPhie *et al.*, 1993).

4.4. Modelo de Facies Volcánicas: Estilo Eruptivo.

Las figuras 56 y 57 muestran la correlación de perfiles estudiados en la presente tesis. Esta correlación deja en claro, no solamente las relaciones laterales, sino también que cada depósito ingimbrítico tiene una extensión lateral considerable y con características generales identificables en prácticamente cada localidad. También, de esta correlación queda expuesto el amplio desarrollo que tiene el depósito de lluvia de cenizas, que fue reconocido en todas las localidades estudiadas. Los depósitos piroclásticos de la Cuenca de Los Menucos, al menos en la porción NO de la cuenca, ocupan una superficie cercana a los 900 km², que en promedio implicarían un volumen de 175.000.000.000 m³ de material eruptado.

Por otra parte, los diques riolíticos en varias localidades del área estudiada cortan a toda la secuencia. En ocasiones parecen llevar relación directa con la estructura, en otras se disponen

paralelos a las fallas del graben del Co. Piche, otros se muestran siempre de a pares en forma de X, otros sigmoidales. La complejidad de estas estructuras sin dudas requiere un trabajo de detalle vinculado con un análisis geocronológico que permita discriminar familias.

En lo que respecta a lo estrictamente vulcanológico, se han identificado cinco episodios ligados fundamentalmente a vulcanismo explosivo. El primer episodio volcánico (EV-I) está dado por los depósitos de brechas masivas y sedimentitas interestratificadas, el segundo episodio volcánico (EV-II) esta representado por un único depósito ignimbrítico inmediatamente por encima del EV-I, el tercer episodio volcánico (EV-III) está dado por un depósito de lluvia de cenizas ampliamente distribuido, el cuarto episodio volcánico (EV-IV) representado por un depósito ignimbrítico de muy alto grado y el quinto episodio volcánico (EV-V) también por un único depósito ignimbrítico de alto grado pero solo reconocido en el sector N. En las figuras 61 a 64 se presentan los modelos esquemáticos interpretados para cada episodio.

Episodio Volcanico I

Las facies mlBr representan, por si solas, elementos depositados en sectores proximales, denominados como *co-ignimbrite breccia*, *lag-breccia* o *proximal lithic breccia* (Druitt y Sparks, 1981; Walker, 1985; Druitt, 1998, Branney Kokelaar, 2002). Estas brechas pueden ocurrir en relación espacial con depositos de flujos ignimbríticos (*co-ignimbrite*), surges de base (*base surge*) y depósitos de lluvia de cenizas (*co-ignimbrite ash-fall*); o pueden ocurrir de manera independiente (Druitt y Sparks, 1981; Walker, 1984).

Íntimamente ligado a la facies mlBr, tanto en los perfiles Tscherig como Meliñanco, se identificaron depósitos sedimentarios mayormente arenosos originados a partir de la removilización de depósitos piroclásticos no soldados o no litificados (discutidos en el

Capítulo 4.2). En resumen, estos depósitos interestratificados con la facies mlBr representan de piso a techo, facies proximales y distales desarrolladas en estadios sineruptivos e intereruptivos. Ambos elementos, brechas y depósitos proximales, indican que en la cercanía del Co. La Laja podría ubicarse un centro eruptivo, concordantemente con lo expuesto por Falco y Hauser (2018). Primeramente, la caldera identificada por Ducart (2007) fue interpretada como el edificio que originaría los impactos balísticos en los depósitos de Tscherig (Falco y Hauser, 2018), aunque en vistas de las edades presentadas en esta tesis se descartaría su vinculación temporal.

El origen del EV-I se interpreta derivado de erupciones plinianas que habrían generado columnas eruptivas cargadas y de baja altura, con la consecuente depositación de las litofacies de brechas líticas masivas en las partes proximales. Posteriormente, la actividad volcánica habría disminuido paulatinamente favoreciendo la removilización del material piroclástico eruptado. Las direcciones estimadas en las estructuras de deformación por proyección de bloques y lapillis indican que no se trataría de un solo centro de emisión si no de una serie de conductos que habrían dispersado el material en varias direcciones (Fig. 61).

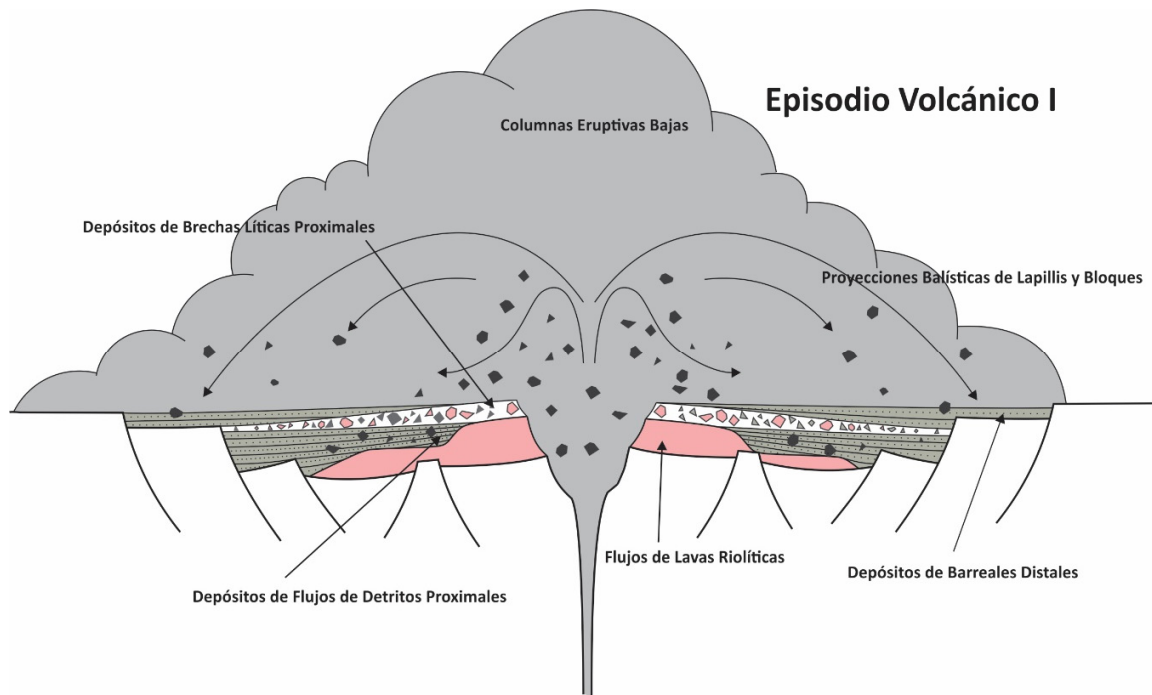


Figura 61. Esquema interpretativo del estilo eruptivo en el Episodio Volcánico I.

Episodio Volcánico II

Este episodio fue datado en ca. 252 Ma y su quimismo indica una composición exclusivamente dacítica. Incluye las facies mLT(ip), sLT, dsLT(cr, e) del Área de Puesto Tschering – Co. La Laja, las facies mLT(cr) del Área Puesto Meliñanco, las facies mLT del Área Puesto Vera y la facies mLT (cr, lenslBr) del Área Puesto Paranao. En su conjunto forma un depósito mayormente tabular posiblemente originado por un único evento explosivo. Las variaciones faciales reconocidas implican la constante incorporación de material eruptado (Fisher y Schminke, 1984) y el progresivo cambio del límite de flujo (Branney y Kokelaar, 2002). El elevado porcentaje de material vesiculado y la ausencia de pipas de desgasificación implica fragmentación por expansión de los gases y enfriamiento progresivo del flujo por mezcla con aire previo a la depositación (Fisher y Schminke, 1984; Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002). La geometría tabular de gran escala y espesores relativamente constantes se vinculan a columnas eruptivas muy altas, >20 km (Cas y Wright, 1987), de tipo

plinianas (Fisher y Schminke, 1984). Por otra parte, la ocurrencia de lentes de brecha en facies mLT(cr, lenslBr) del Perfil Paranao puede suponerse por un cambio moderadamente abrupto de la topografía (Freundt & Schminke, 1985; Buesch, 1992; Bryan *et al.*, 1998; Branney y Kookelar, 2002).

El origen del EV-II se interpreta como una ignimbrita formada por una única y sostenida erupción asociada a la formación de una columna piroclástica alta que favorece, no solamente la fragmentación, sino también el enfriamiento de los piroclastos y al desarrollo de litofacies estratificadas. El progresivo decrecimiento de base a techo del soldamiento de la ignimbrita observado solamente en el Área de Puesto Tscherig – Co. La Laja permitiría suponer que en la proximidad podría ubicarse el conducto, coincidente con lo interpretado para el EV-I (Fig. 62).

Episodio Volcánico III

Las facies involucradas en este EV-III son aquellas interpretadas como depósitos de caída reconocidas como mT en el Área Puesto Álvarez, Puesto Paranao y Puesto Meliñanco, //bT en las áreas Puesto Vera y Puesto Tscherig. El ordenamiento granodecreciente de los fragmentos eruptados está directamente vinculado a la distancia alcanzada por los piroclastos (Wright *et al.*, 1981; Cas y Wright, 1987). En tal sentido, puede suponerse que la explosión habría ocurrido en proximidad del Área Puesto Álvarez, donde el depósito de tobas es mas grueso, masivo y con abundantes líticos metamórficos asignables a la Formación Colo Niyeu. En cambio, en los sectores mas alejados, como las áreas Puesto Vera y Puesto Tscherig – Co. La Laja los depósitos muestran un ordenamiento vertical bien desarrollado y granulometrías de piroclastos bien finos, casi exclusivamente dominados por trizas vitreas. De estas observaciones surge la posibilidad de inferir que las direcciones de transporte por el viento

serían desde el ~NO, concordante con depósitos con gradación normal y elevada proporción de trizas en la zona distal (Baak, 1949). Por otra parte, la ocurrencia de una posible explosión en proximidades del Puesto H. Álvarez pondría de manifiesto que las erupciones no habrían sido desde un mismo edificio.

El origen del EV-III se vincula directamente con una erupción pliniana y los depósitos resultantes son denominados depósitos plinianos de caída (Allen y Cas, 1998; Branney, 1991; Branney y Kokelaar, 1994). Estas acumulaciones piroclásticas están vinculadas con columnas eruptivas altas que favorecen a la vesiculación y selección aerodinámica dando como resultado facies con arreglo vertical normal (Allen y Cas, 1998; Branney y Kokelaar, 2002 y referencias allí citadas) (Fig. 63).

Episodio Volcánico IV

Este episodio se reconoce en todas las áreas por una ignimbrita de alto grado, fue datado en ca. 251.5 – 250 Ma y su química indica composición dacítica a riolítica. En el Perfil Vera se describió un depósito inferior, bLT(I), que si bien no presenta evidencias de soldamiento como el superior se los considera genéticamente relacionados en función de la mineralogía y los fragmentos líticos derivados de ignimbritas. Tampoco hay evidencias que permitan relacionar a la facies bLT(I) con los depósitos de lluvia de cenizas del EV-III. Al no poder establecer relaciones con los depósitos infra y suprayacentes y por ser una facies local del Perfil Vera solo se incluye en este EV-IV a la facies superior fuertemente soldada.

La ignimbrita superior comprende un único depósito de muy alto grado, con texturas eutaxíticas a parataxíticas y disyunción columnar. Los fragmentos líticos derivados de ignimbritas son correlacionables con los del EV-II.

El origen del EV-IV se interpreta como una ignimbrita formada por una única y sostenida erupción de tipo pliniana, asociada a la formación de una columna piroclástica baja de volumen considerable y colapso instantáneo. Esto favoreció la conservación de la temperatura de erupción y posterior soldamiento de los depósitos (Ekren *et al.*, 1984; Fisher y Schminke, 1984; Branney et al, 1992; Branney y Kokelaar, 2002; Rocher y Vallecillo, 2014) (Fig. 64).

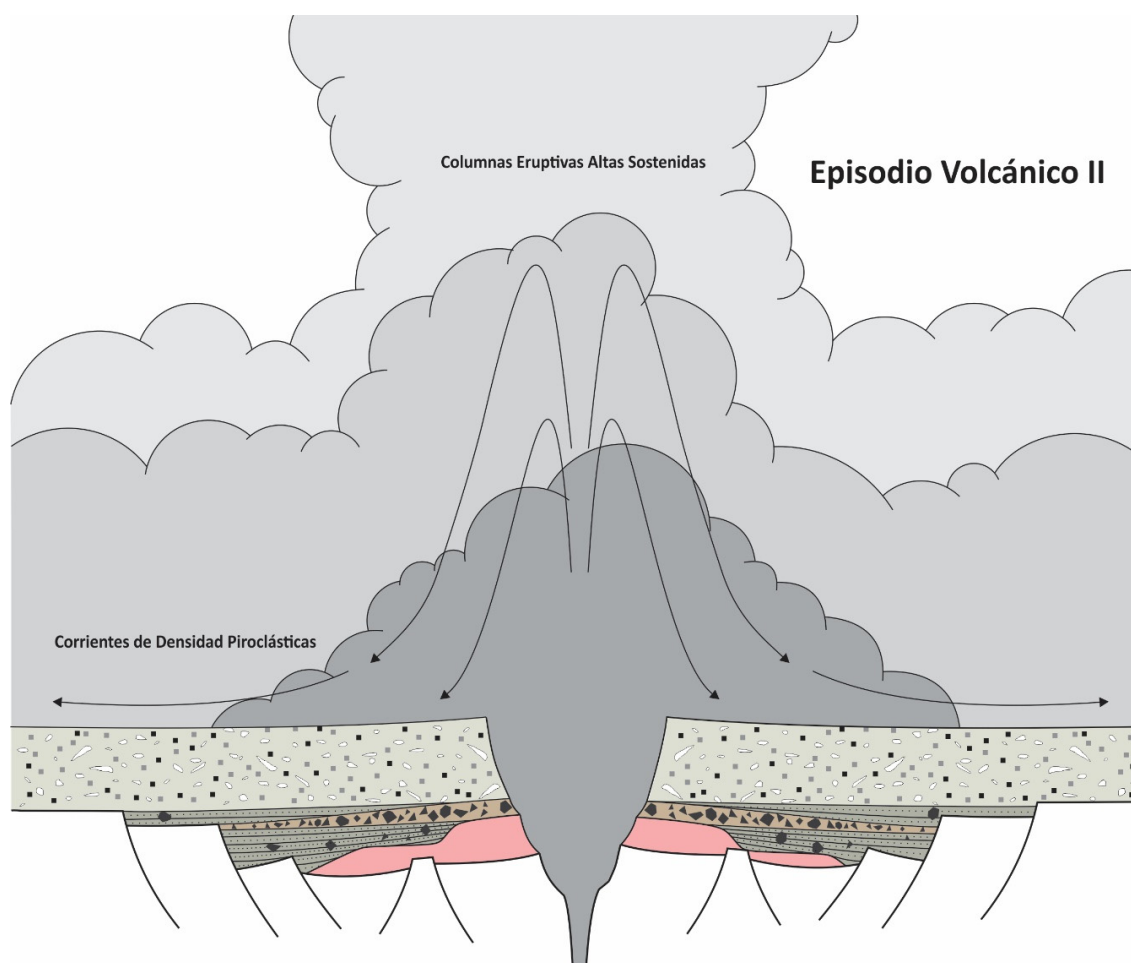


Figura 62. Esquema interpretativo del estilo eruptivo en el Episodio Volcánico II.

Episodio Volcánico V

Este episodio comprende el último evento explosivo registrado para la zona de estudio, datado en ca. 248 Ma y es exclusivamente de composición riolítica. Corresponde a las facies

mLT(e, cr) de los perfiles Parano y Vera, es el de mayor espesor medido para toda la cuenca, alcanzando 70 m. El reconocimiento de esta ignimbrita solo en la porción septentrional de la cuenca estaría relacionado con depósitos en bajos topográficos. La generación de estos bajos podría estar vinculado con la implantación del sistema fluvial identificado en el Perfil Vera. Por otra parte, el reconocimiento de lentes de brecha en el EV-II en el Perfil Paranao, vinculado con depresiones topográficas, indicaría que este bajo era aun anterior. Este depósito muestra características muy homogéneas en las dos localidades que fue reconocido, es un depósito de alto grado con textura eutaxítica, fuerte desvitrificación en la matriz y abundante porcentaje de cristales.

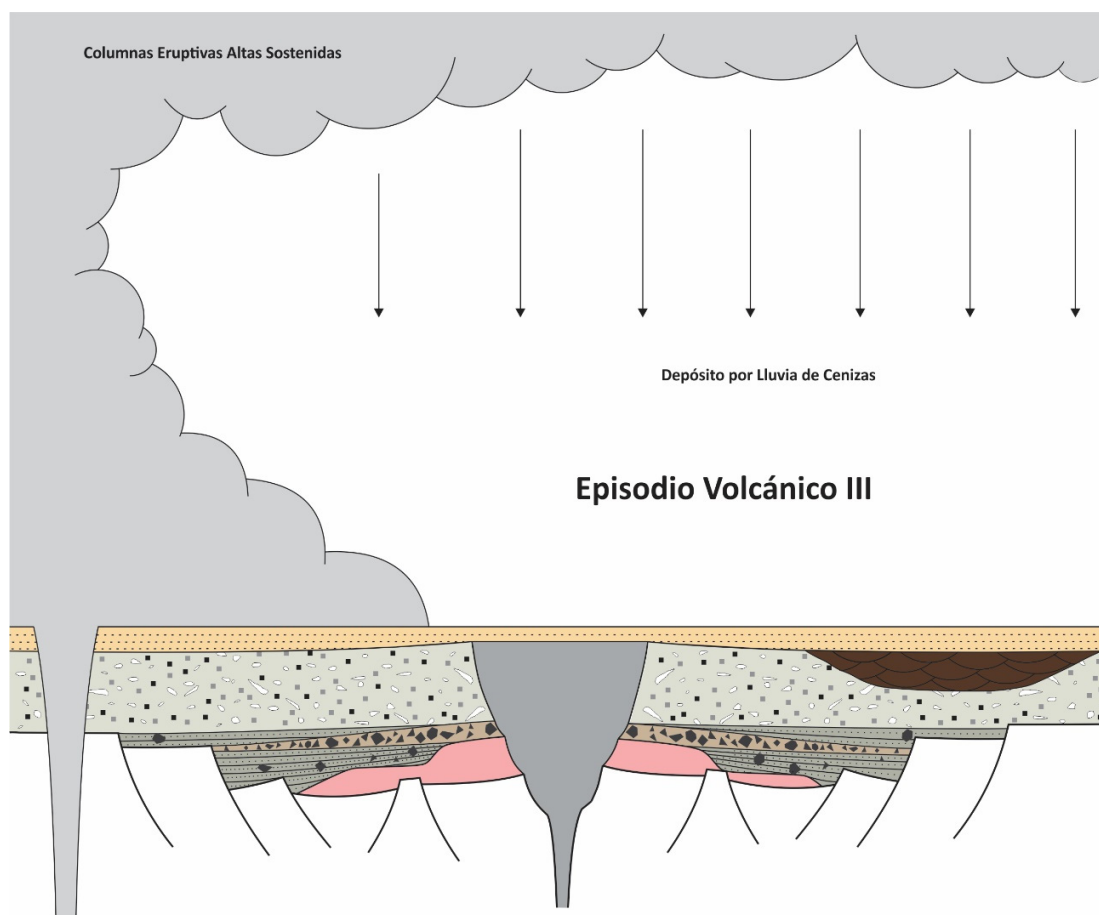


Figura 63. Esquema interpretativo del estilo eruptivo en el Episodio Volcánico III.

El origen del EV-V, tal como el EV-IV, se interpreta como una ignimbrita formada por una única y sostenida erupción de tipo pliniana, de gran volumen y colapso instantáneo. Favoreciendo de esta manera al soldamiento y desvitrificación (Ekren *et al.*, 1984; Fisher y Schminke, 1984; Branney et al, 1992; Branney y Kokelaar, 2002; Rocher y Vallecillo, 2014) (Fig. 64).

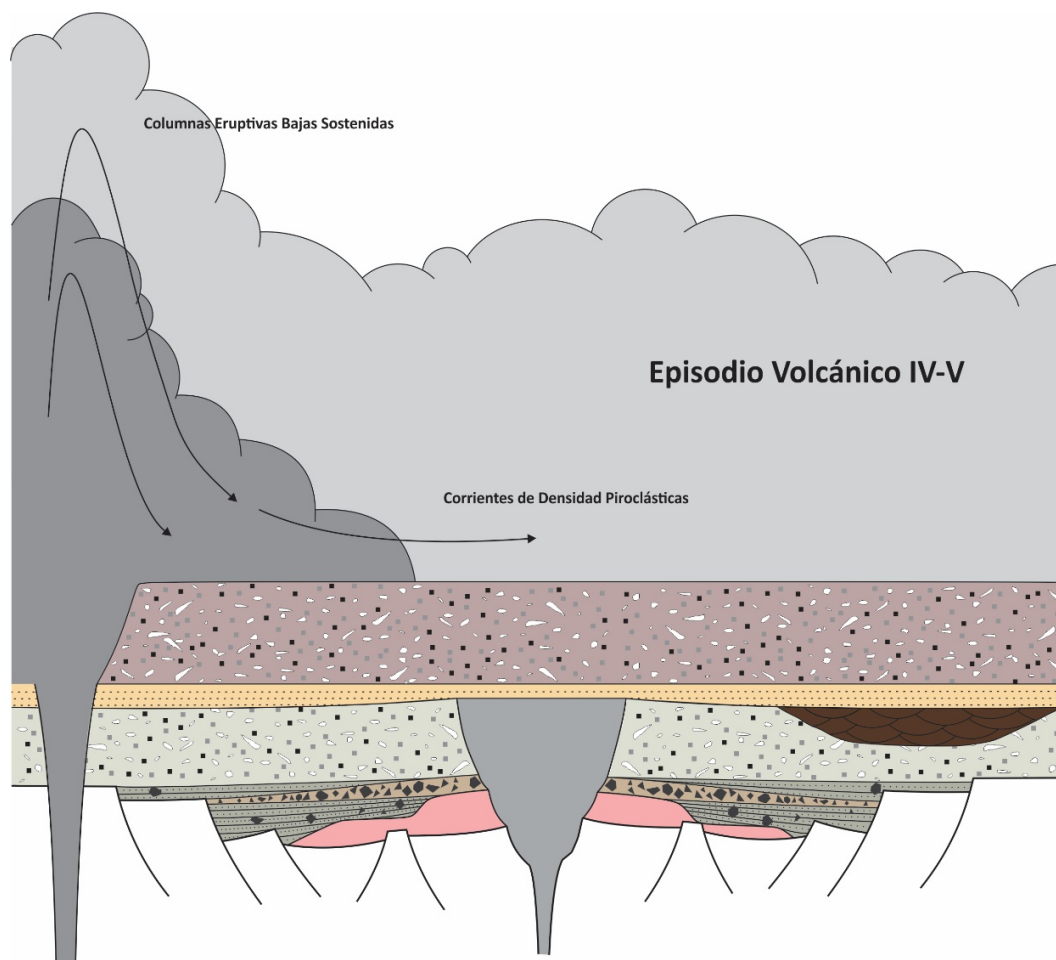


Figura 64. Esquema interpretativo del estilo eruptivo en el Episodio Volcánico IV y V.

El arreglo vertical de los EV-I a V no revela asociaciones complejas, como las que pudieran surgir de intrusiones tardías de domos, colapsos de estructuras menores o efusiones lávicas. Solo se reconocieron eventos explosivos de gran magnitud que dieron origen a depósitos piroclásticos mayormente tabulares y de gran extensión. La única variedad facial que pudiera

estar relacionada a un emplazamiento póstumo, y no contemplada en los EV, es la facies mpA del Perfil H. Álvarez, que en el campo no muestra relaciones claras con rocas infra- o suprayacentes. Si bien fue interpretada como una colada andesítica intercalada en la secuencia piroclástica, también podría tener vinculación con la facies subvolcánica andesítica intercalada en la secuencia pérmica y datada en 252 ± 2 Ma por Luppo *et al.* (2017), pudiendo en ese caso interpretarse como efusiones previas al colapso inicial. Tampoco se reconocen centros eruptivos, solo se pudo inferir que los EV-I y II podrían tener origen en común, que el EV-III podría haberse originado desde el O-NO en cercanías del Puesto Álvarez.

Por otra parte, depósitos comparables a los de la Cuenca de Menucos podrían ser los de la Formación Horcajo en la Cordillera Frontal de San Juan (Rocher y Vallecillo, 2014), Formación Ora en los Alpes Italianos (Willcock *et al.*, 2013), Formación Whorneyside en Inglaterra (Branney, 1991; Branney y Kokelaar, 1994), entre otros. En todos los casos se vinculan a depósitos piroclásticos análogos como originados por calderas de gran extensión. Las erupciones tendrían lugar por el descalce en bloques del piso, y las fallas resultantes son las que actuarían de conducto. Este descalce puede tener lugar por dos mecanismos (Willcock *et al.*, 2013), i) por el propio tectonismo, que a través del fallamiento facilita la extrusión del magma, o ii) inducido por el vulcanismo, que a raíz del aumento de presión genera fracturas que facilitan el escape del magma fuertemente vesiculado.

De este modo, puede suponerse que el EV-I representaría la apertura de conducto y el EV-II un aumento en la descarga magmática que implica la generación de una columna eruptiva alta y consecuentemente el relleno de la depresión generada por el descalce de los bloques (Willcock *et al.*, 2013; Rocher y Vallecillo, 2014). El escaso desarrollo de las brechas líticas en el EV-I puede vincularse a un colapso tipo plato, moderadamente pasivo en donde la erosión del conducto es mínima (Willcock *et al.*, 2013). El EV-III representa una explosión

pliniana; Branney y Kokelaar (1994) vinculan estas erupciones a calderas de colapso tipo *piecemeal* en las que las mismas estructuras actuarían de conductos de emisión. Los EV-IV y V son depósitos vinculados con el colapso instantáneo de una columna eruptiva baja (*boil over eruption*), esto permitiría la interpretación de centros eruptivos de tipo fisurales y de caldera de colapso, que favorecen la generación de depósitos de gran extensión y de alto grado, que además no generarían depósitos plinianos de caída (Branney, 1991; Branney *et al.*, 1992; Branney y Kokelaar, 1994, 2002; Rocher y Vallecillo, 2014). Todos los ejemplos de este tipo de erupciones interpretadas para los EV-IV y V son mencionados en la bibliografía por calderas de colapso de tipo *piecemeal*. Por otra parte, y si bien en los trabajos de campo no se pudieron identificar centros eruptivos, Busteros *et al.* (2006) han hallado evidencias de erupciones vinculadas a fisuras al sur y al norte del cerro Choique Mahuida, ubicado unos 20 km al sur-sureste de la localidad de Los Menucos.

Por último, es posible entonces diferenciar dos tipos eruptivos o estructuras eruptivas. La primera integrada por EV-I y II vinculados con un colapso de tipo plato, pasivo con una columna eruptiva alta y eruptado en las inmediaciones del Co. La Laja. La segunda integrada por el EV-III a V vinculados con un colapso tipo *piecemeal*, con columnas eruptivas altas y bajas, y posiblemente eruptado en las inmediaciones del Puesto H. Álvarez. Estos dos tipos eruptivos estarían separados por un lapso de tiempo considerable, que habría permitido la implantación del sistema fluvial en el Área Puesto Vera.

4.5. Isotopía U-Pb: Escenario Geológico Regional.

Si bien fue posible diferenciar los eventos pérmicos tardíos de los triásicos tempranos, la continua relación temporal que hay entre ambos está bien representada en todas las muestras

analizadas de los perfiles Tscherig Este y Oeste, Perfil H. Álvarez y Perfil Vera (Fig. 59A); esta continuidad temporal lleva a suponer dos escenarios posibles.

El primer escenario posible, alude a una continuidad en la generación de magma entre el Pérmico Tardío y el Triásico Temprano. Este primer escenario sería congruente con la extensión de la fase silícica del Choiyoi superior a las cuencas Triásicas (Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1999; Llambías, 2001). El segundo escenario, y contrariamente con el primero, lleva a suponer que el magmatismo explosivo del Triásico Inferior incorpora, como litoclastos accidentales o cognatos, a las rocas infrayacentes del Pérmico Superior y en consecuencia dando como resultado una continuidad temporal. Las evidencias a favor del escenario uno es la ausencia de núcleos heredados en circones triásicos, que implica descartar que exista un reciclaje del magmatismo anterior, esto sumado a las relaciones Th/U indicativas de circones de origen magmático, pondrían de manifiesto que la generación de magma podría haber sido un proceso relativamente continuo excediendo al límite P-T (Fig. 65A). Las evidencias en contra del primer escenario con: i) La discordancia reconocida en el Perfil H. Álvarez, donde por debajo y por encima de esta discontinuidad las rocas son Pérmicas y Triásicas respectivamente. ii) El histograma de frecuencias acumuladas para las muestras de esta tesis (Fig. 65) resulta en un gráfico de tendencia polimodal con un máximo entre 256 y 248 Ma pero con tres poblaciones significativas y coincidentes con las edades obtenidas en esta tesis. De este modo es posible suponer que el último magmatismo Pérmico fue en 256 Ma, coincidente con PM3, y el magmatismo del Triásico Temprano se inició en 252 Ma, coincidente con NH17 y PV3, y continuó hasta los 248 Ma coincidente con PV1. iii) Las muestras PV3 y NH17 correspondientes a la ignimbrita inferior en comparación con las muestras PV1 y NH2 de las ignimbritas superiores, muestran mayor herencia del Pérmico. Esto permitiría inferir que la incorporación de circones accidentales Pérmicos disminuiría

conforme se asciende en la estratigrafía, y por lo tanto se puede suponer que la herencia del Pérmico en rocas triásicas tempranas está vinculada con el vulcanismo explosivo y no con un proceso de generación magmática continuo en el tiempo.

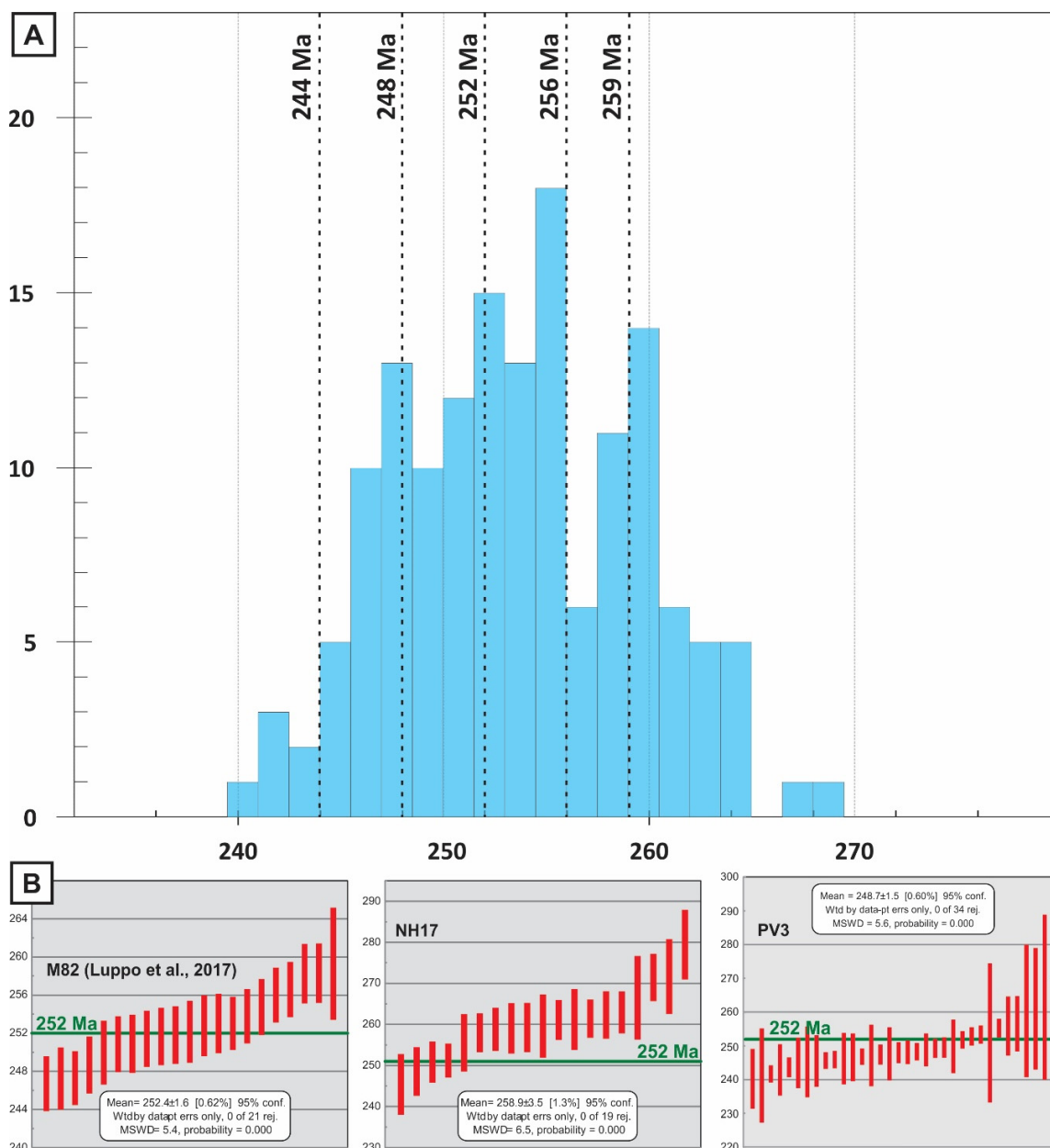


Figura 65. A. Histograma de frecuencia acumulada de las muestras NH17, NH2, PM3, PM4, PV3 y PV1 mostrando continuidad entre edades pérmicas medias (Wordiano) hasta triásicas medias (Anisiano). **B.** Gráficos de edad promedio ponderada de las muestras M82, NH17 y PV3. Se muestra que bancos de igual edad y posición estratigráfica equivalente varían en la herencia de circones Pérmicos ligado al tipo de vulcanismo.

Siguiendo las ideas del segundo escenario planteado, los análisis de Luppo et al (2017) presentan un patrón comparable que soportan la hipótesis de que la herencia del Pérmico está relacionada con el tipo de vulcanismo. La muestra M82 corresponde a una lava mesosilícica datada en 252 ± 2 Ma, que en esta tesis es interpretada como una intrusión somera relacionada con los estadios iniciales de la cuenca de Los Menucos y equivalente con las muestras PV3 y NH17, las tres muestras con edad de concordia en ~ 252 Ma. La comparación de estas tres muestras resalta que los análisis en PV3 y NH17 tienen un porcentaje mayor de herencia pérmica que en la muestra M82. En la comparación de los gráficos de edad promedio ponderada para las muestras M82, PV3 y NH17 surge que la edad en la facies lávica se corresponde con la edad de concordia, en cambio en la ignimbrita NH17 la edad promedio es varios Ma mayor que la de concordia. La posibilidad de que la ignimbrita PV3 de una edad promedio ponderada menor que la de cristalización fue previamente discutido en el Capítulo 4.1, aún así la herencia pérmica esta bien representada. Por lo tanto, estas observaciones respecto de la herencia Pérmica bien podrían deberse al tipo de vulcanismo – efusivo o explosivo – y a la baja erodabilidad del conducto de las facies lávicas con respecto a las facies piroclásticas (Fig. 65B).

4.5.1. Discordancia Huárpica

La discordancia angular identificada en el Perfil H. Álvarez, donde las edades inferiores corresponden al Pérmico (límite Guadalupiano-Lopingiano) y las superiores al Triásico Temprano (Induano), es comparable con la discordancia Huárpica (Azcuy y Caminos, 1987) o Fase Huárpica (Fig. 66). Esta discordancia fue primeramente descrita para la región Sur de la Provincia de Mendoza e implica un ascenso de la corteza, en el que los plutones pérmicos quedan expuestos a la erosión (Leanza, 2009 y referencias allí citadas). Esta extensa superficie de erosión originada por la Fase Huárpica, fue reconocida en el Bloque de San

Rafael (González Díaz, 1972; Barrionuevo *et al.*, 2013), en la Cordillera Frontal (Álvarez *et al.*, 1995, Sato *et al.*, 2008, Sato *et al.*, 2015), y en la Cuenca Neuquina (Llambías *et al.* 2005, Leanza, 2009). La Fase Huárpica representa la finalización del colapso orogénico que sucedió a la fase orogénica San Rafael (Azcu y Caminos, 1987; Ramos, 1988) relacionada con la evolución del Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado, 1970; Llambías y Sato, 1995; Llambías, 1999; Llambías y Stipanovic, 2002) y el comienzo de la etapa de *rifting*, implicando extensión litosférica (Charrier, 1979; Uliana *et al.*, 1989; Franzese & Spalletti, 2001; Llambías *et al.*, 2007).

En consecuencia, las unidades volcánicas silíceas y mesosilíceas por encima de esta discordancia no pertenecen al Choiyoi (*sensu lato*), ya que forman parte de unidades estratigráficas diferentes, más jóvenes, sometidas a intensos procesos de *rifting* (Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007). Sin embargo, en la Cordillera Frontal de Mendoza, la etapa de *rifting* podría haber comenzado con anterioridad, durante la fase silícea tardía del Grupo Choiyoi (Ramos & Kay, 1991; Ramos, 1999; Llambías, 2001). Estos conceptos resumidos previamente permiten la comparación de las cuencas triásicas del Centro de Argentina con las edades presentadas para la secuencia de la Cuenca de Los Menucos (Fig. 66).

Por otra parte, la Fase Huárpica no parece haberse desarrollado de manera simultánea en todos los sectores donde fue reconocida. Como se mencionó anteriormente, para la Cuenca de Menucos, tres edades hacen referencia a un magmatismo en 252 Ma, el que coincide con el límite P-T y que marcan el primer registro inmediatamente por encima de la discordancia Huárpica en la región patagónica. Determinaciones equivalentes fueron hechas para la Cuenca Cuyana en la Precordillera Mendocina y la Cuenca de Ischigualasto (o del Bermejo) en el Norte y Este de la Precordillera y las Sierras Pampeanas (Fig. 66). En el Bloque de San Rafael la discordancia Huárpica está registrada en los 251 Ma; mientras que, en la

Precordillera al Sur de la provincia de San Juan, la Fase Huarpica se habría desarrollado hacia los 247 Ma. Por último, en la Cordillera Frontal la discordancia está marcada en el límite Ladiniano – Carniano, alrededor de los 237 Ma.

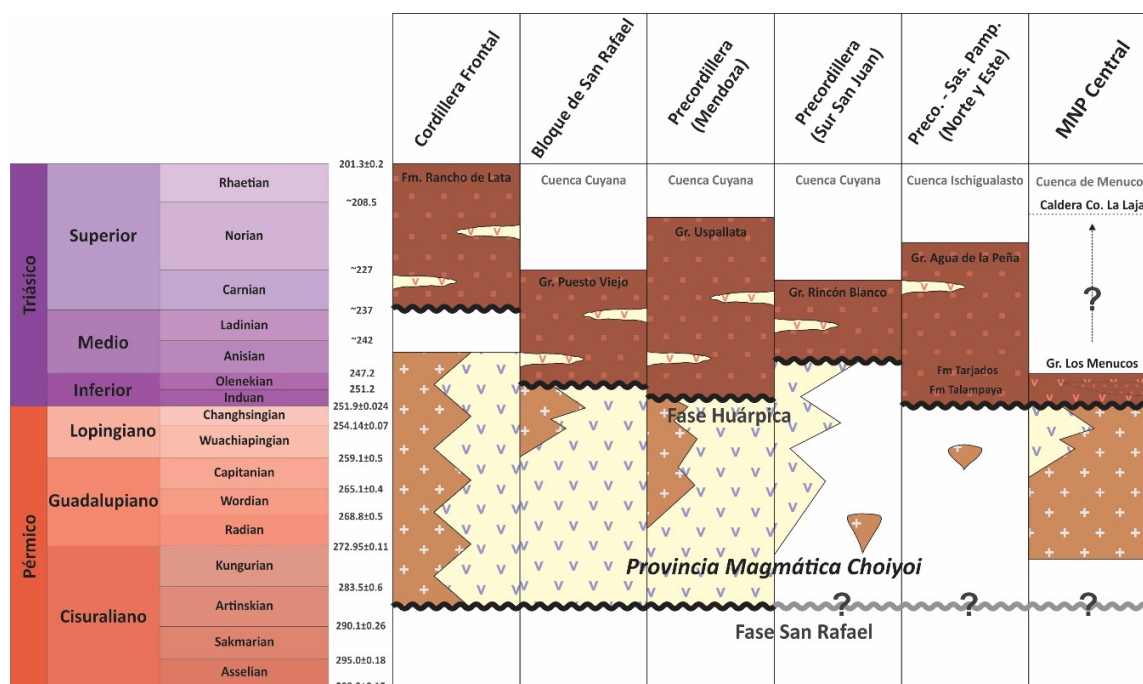


Figura 66. Tabla comparativa de cuencas triásicas de Argentina y el desarrollo de la Fase Huárpica (Modificado de Sato *et al.*, 2015).

La relación temporo-espacial entre el Pérmico y Triásico para el área de estudio y zonas aledañas fue previamente mencionada, proponiéndose la utilización del término Provincia Magmática La Esperanza-Los Menucos (Luppo *et al.*, 2017 y referencias allí citadas). Esta propuesta fue basada en la continuidad temporal y en la supuesta ausencia de discontinuidades corticales entre el Paleozoico Superior y Triásico Inferior (Luppo *et al.*, 2017). Asimismo, las edades tanto del Complejo La Esperanza como del Grupo Los Menucos (o Complejo Los Menucos) tal como lo expone Luppo *et al.* (2017), serían comparables con las edades resumidas para la Provincia Magmática del Choiyoi (Sato *et al.*, 2015 y referencias allí citadas), precisamente concomitantes con la sección más joven de este ciclo ígneo

(Choiyoi Superior *sensu* Rocha-Campos *et al.*, 2011). Si bien, y tal como se discute previamente, no existe precisión en cuando finaliza el ciclo magmático Choiyoi puede generalizarse que el límite superior está dado por la discordancia Huárpica (Azcu y Caminos, 1987; Rocha-Campos *et al.*, 2011; Sato *et al.*, 2015, entre otros), referida al límite P-T. Entonces, y en base a todas las discusiones desarrolladas con anterioridad, se sugiere para la zona de estudio la utilización del término Choiyoi (*sensu lato*) para las rocas pre-discordancia y no para aquellas que la cubren. Es decir, que el ciclo Choiyoi en el área de estudio estaría representado por el Complejo La Esperanza, concordantemente con Llambías y Rapela (1984) y Llambías (2001), entre otros. Además, los estudios aquí presentados no coincidirían con la propuesta de Provincia Mágica La Esperanza-Los Menucos (Luppo *et al.*, 2017), fundamentalmente por el reconocimiento de una discordancia de carácter regional que además implicaría un cese en la producción magmática.

4.5.2. Correlación Regional en el ámbito de la Patagonia Norte

Edades pérmicas tardías a triásicas medias por la metodología U-Pb en cristales de circón fueron obtenidas en el área de Los Menucos, en cercanías de La Esperanza a escasos kilómetros al N del área de estudio; en el área de Valcheta, al Sur y Oeste de la Estancia Cabeza de Vaca; sobre la costa atlántica en el área de Sierra Grande, al SO de Mina Gonzalito (Fig. 67); y también en la Sierra de Lonco Trapial. En el área de Los Menucos, en proximidades de La Esperanza el Granito Calvo arrojó una edad de concordia de 250 ± 2 Ma y enjambres de diques riolíticos fueron datados en 244 ± 2 y 246 ± 2 Ma (Pankhurst *et al.*, 2006, Luppo *et al.*, 2017). En el área de Valcheta fueron obtenidas edades de concordia en 249 ± 2 , 246 ± 1 y 251 ± 1 para el Complejo Igneo Yaminué, y edades de 245 ± 2 para el Complejo Igneo Ramos Mexia (Pankhurst *et al.*, 2014).

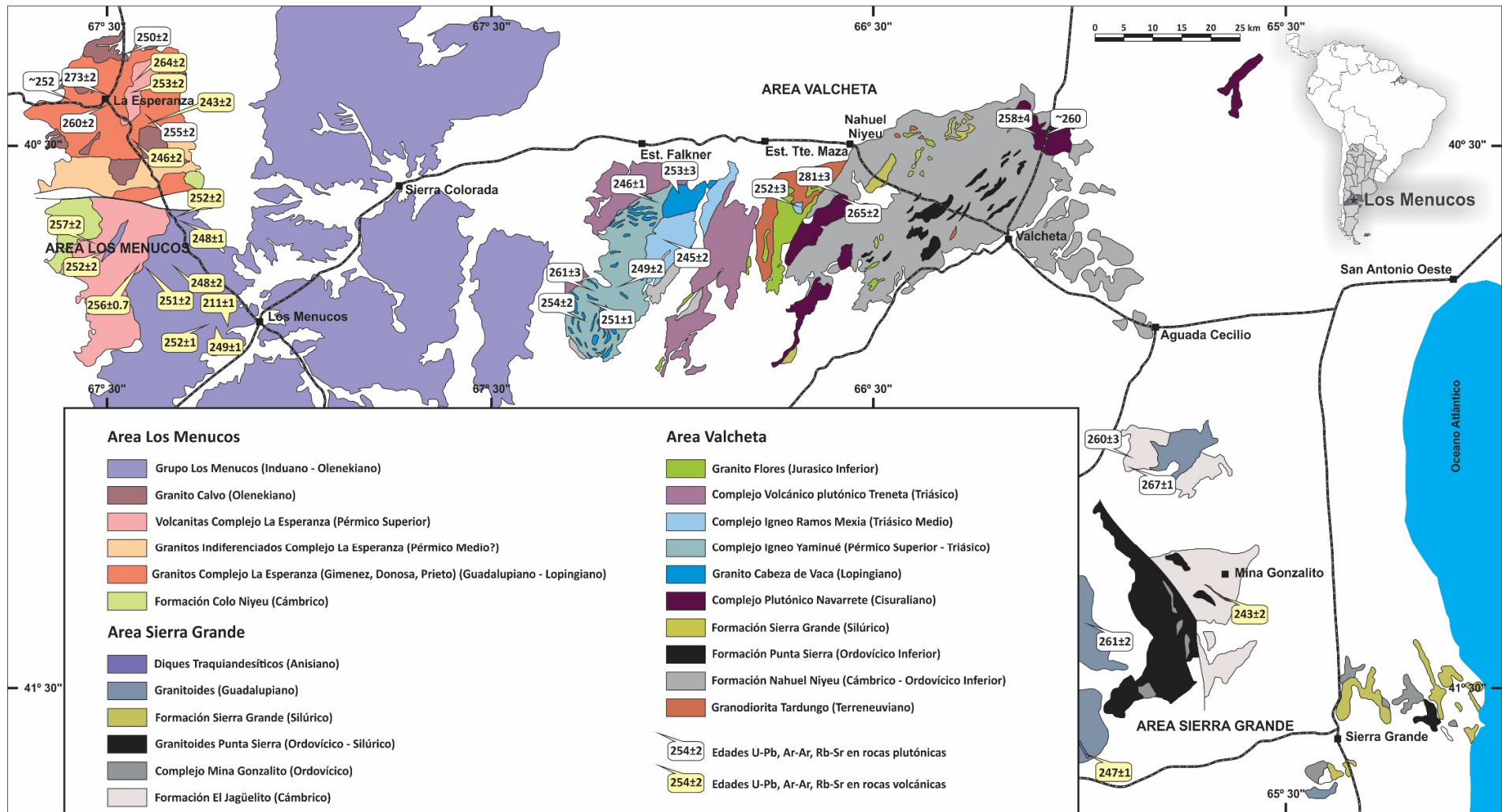


Figura 67. Mapa geológico simplificado para rocas pérmicas y triásicas del centro y este de la Provincia de Rio Negro (Modificado de Luppo *et al.*, 2017). Datos obtenidos de Pankhurst *et al.*, 2006, 2014, Chernicoff *et al.*, 2013, González *et al.*, 2014, 2017, Martínez Dopico *et al.*, 2016, 2017 y Luppo *et al.*, 2017.

En el área de Sierra Grande, González *et al.* (2014, 2017) presentan edades de concordia para un enjambre de diques traquidacíticos a riolíticos de 243 ± 2 , y otra edad de concordia de 247 ± 1 para lavas andesíticas de la Formación Monasa. Si bien las edades triásicas tempranas (252 – 247 Ma) en las tres áreas son equivalentes, la complejidad de las relaciones espaciales no permite una correlación sostenida entre edades y posiciones estratigráficas. Una discordancia equivalente a la observada para el inicio del Grupo Los Menucos se da a la base de la Formación Monasa, la que cubre en relación de erosión al Complejo Plutónico Paileman (Guadalupiano) equivalente al Complejo La Esperanza (González *et al.*, 2017). Las edades correspondientes al Triásico Medio (246 – 243 Ma) corresponden a enjambre de diques en el área de Sierra Grande, que al Este son de composición traquítica a riolítica (González *et al.*, 2016, 2017), y en el Oeste solo fueron mencionados de composición riolítica (Pankhurst *et al.*, 2006; Lупpo *et al.*, 2017). En el área de Valcheta el Triásico Medio está representado por un plutón granítico del Complejo Igneo Ramos Mexía. Por último, en la Sierra de Lonco Trapial se obtuvo una edad 242 ± 2 Ma en una lava andesítica (Franzese *et al.*, 2002). Si bien no hay claridad en la relación estratigráfica entre esta andesita y las rocas infrayacentes, *a priori*, se puede establecer un nuevo evento magmático apenas más joven pero desplazado hacia el Oeste.

Por otra parte, la muestra CAL1 perteneciente al Complejo de Caldera (Ducart, 2007), exhibe edades de concordia noriana en 211 Ma (Fig. 22). En el aspecto regional, las únicas unidades magmáticas temporalmente equivalentes dentro del ámbito del Macizo Nordpatagónico son el Granito Caita-Có en proximidad de la localidad rionegrina de El Cuy (Gregori *et al.*, 2015) y la Superunidad Lipetren en cercanías de Gastre (Zaffarana *et al.*, 2014 y referencias allí citadas). El granito Caita-Có arrojó una edad de 216 ± 8 Ma por la metodología U-Pb en

circón, mientras que la Superunidad Lipetren fue datada en 206 ± 8 Ma por la metodología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Por otro lado, del análisis de la muestra GP1, correspondiente a la sucesión sedimentaria circunscripta al graben del Cerro Piche, queda expuesto que estos depósitos son de edad pliensbachiana (Jurásico Inferior), tal como se muestra en la figura 49. Estudios sedimentarios de esta sucesión sedimentaria fueron previamente realizados por Labudia *et al.* (1992) y Falco *et al.* (2017). En ambos casos se menciona a estos depósitos como originados por abanicos aluviales vinculados al fallamiento y génesis de la propia depresión tectónica. Además de la edad interpretada para la sedimentación en 185 Ma, existe otra familia de cristales de edad sinemuriana con un pico de 191 Ma (Fig. 49). Esta edad sinemuriana podría corresponder a la edad de cristalización de las facies lávicas cjA y/o ffD, las que infrayacen en discordancia a los depósitos sedimentarios de la muestra GP1 (Fig. 68) y posiblemente equivalentes a las unidades sinemurianas resumidas en la figura 68.

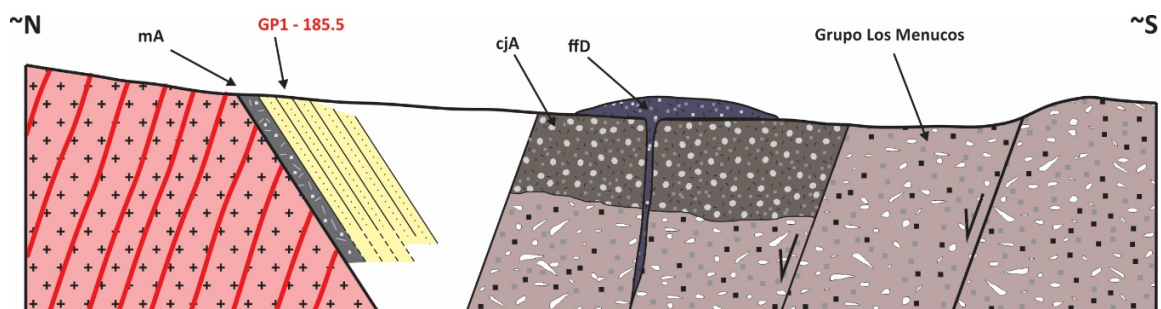


Figura 68. Bosquejo geológico del graben del Cerro Piche (No a escala). Se muestran las relaciones de contacto entre unidades y estructuras gravitacionales que dan origen a la depresión tectónica.

En lo que respecta a la estructura, Giacosa *et al.* (2007) se refieren a la tectónica del área como de extensión oblicua en dirección NNE-SSO a NE-SO, responsable de la generación del graben del Co. Piche (*pull-apart piche sensu* Giacosa *et al.*, 2007) y otras estructuras E-O, como la Falla La Laja, Falla La Laja Norte, Falla Loma Blanca algo más al Norte del

graben, u otras estructuras como el *push-up* Caledonia. De estas observaciones y en vista de las nuevas edades presentadas en esta tesis, puede interpretarse que la configuración tectónica de toda el área estudiada estaría más bien vinculada a los tiempos jurásicos y no al Triásico Tardío como lo proponen Giacosa *et al.* (2007). Aún así, estudios de mayor detalle darán mayor precisión a la posible vinculación de estas estructuras jurásicas con lineamientos del basamento, tal como interpretan Giacosa *et al.* (2007).

Edades jurásicas como las obtenidas para esta tesis fueron mencionadas para las formaciones Puesto Piris (Strazzere *et al.*, 2018), Marifil (Strazzere *et al.*, 2017) y Granito Flores (Thover *et al.*, 2008) en el sector oriental del MNP, para la Formación Garamilla (Franzese *et al.*, 2002; Benedini *et al.*, 2014) en el sector occidental del MNP y para las formaciones Piedra del Águila (Spalleti *et al.*, 2010) y Chachil (Leanza, 2009; Leanza *et al.*, 2013) en la Cuenca Neuquina, en sectores aledaños al borde con el MNP (Fig. 69). En función de estas comparaciones, puede inferirse que los depósitos sedimentarios del graben del Co. Piche serían equivalentes al ciclo Cuyano de la Formación Chachil (Leanza, 2009; Leanza *et al.*, 2013). De igual manera, las facies lávicas cjA y ffD podrían vincularse con la etapa inmediatamente anterior o ciclo Precuyano (Leanza, 2009; y referencias allí citadas). Esta discontinuidad que separa el ciclo Precuyano del Cuyano, reconocida en los depósitos del graben del Co. Piche, es mencionada para la Cuenca Neuquina como la discordancia Rioatuélica (Stipanovic y Rodrigo, 1968), que marca el inicio de la inundación de la Cuenca Neuquina (Leanza, 2009 y referencias allí citadas).

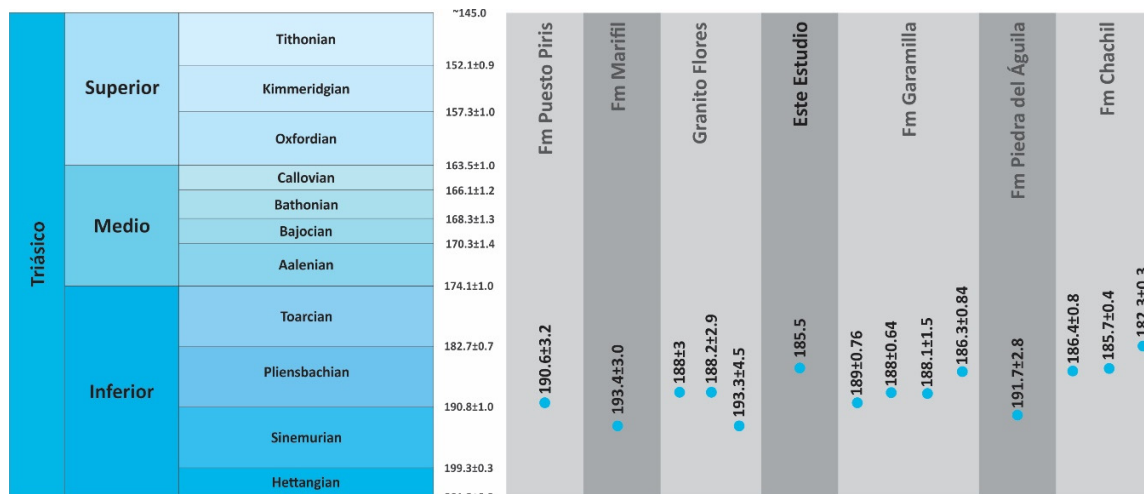


Figura 69. Figura comparativa de unidades estratigráficas correlativas con las obtenidas para la sucesión sedimentario del graben del Co. Piche (Franzese *et al.*, 2002; Thover *et al.*, 2008; Spalleti *et al.*, 2010; Leanza *et al.*, 2013; Benedini *et al.*, 2014; Strazzere *et al.*, 2017, Strazzere *et al.*, 2018).

Por último, esta secuencia sedimentaria que rellena el graben del Co. Piche es también correlativo con el episodio volcánico V1 de Pankhurst *et al.* (2000). Este episodio V1 se extiende tentativamente entre los 188 y 187 Ma, y fue originado como el resultado de un proceso de anatexis en un escenario tectónico extensional y relacionado con la ruptura del Gondwana (Cox, 1992; Pankhurst y Rapela, 1995)

4.6. Geoquímica e Isotopía: Implicancias Tectónicas.

4.6.1. Geoquímica de Roca Total

El análisis geoquímico llevado a cabo muestra que los tipos litológicos compuestos predominantemente por rocas piroclásticas y efusivas – estas últimas en muy escasa proporción – pertenecen a la serie calco-alcalina de alto potasio (Fig. 51). En todos los casos las rocas representadas muestran una moderada a alta concentración de sílice (dacitas y riolitas), contenido que aumenta progresivamente junto con los álcalis. De esta manera, queda establecido que el relleno de la Cuenca de Los Menucos está dominado por facies dacíticas y riolíticas, tal como lo expusieron Lema *et al.* (2008). Por otra parte, queda también

establecido el carácter cogenético y afinidad subcalcina de la totalidad de las muestras analizadas.

Del análisis de elementos mayoritarios por áreas es posible reconocer ciertos parámetros correlativos que se detallan a continuación (Fig. 70). En el área de Puesto Tscherig – Co. La Laja la tendencia indica un aumento de SiO₂ conforme con la edad y la posición estratigráfica, de igual modo con los valores de ϵ_{Hf} . La ignimbrita datada en 252 Ma clasifica como dacita y los valores de ϵ_{Hf} varían de -16 a -8, en cambio al techo la ignimbrita datada en 250 Ma clasifica como riolita y los valores de ϵ_{Hf} varían de -12 a -3. En el área Puesto H. Álvarez la tendencia geoquímica es similar, siendo la facies inferior de composición dacítica y la superior, datada en 251.5 Ma, de composición riolítica con valores de ϵ_{Hf} varían entre -18 y -8. En cambio, en las áreas Puesto Paranao y Puesto Vera la tendencia muestra algunos patrones disimiles al techo. La ignimbrita datada en 252 Ma clasifica como dacita y los valores de ϵ_{Hf} varían entre -17 y -4, datos semejantes a los de Tscherig; en cambio la ignimbrita datada en 248 Ma muestra valores de SiO₂ variados. El análisis en la misma muestra que fue datada en 248 Ma en el perfil Vera da un valor alto de SiO₂ clasificando como riolita, para esta muestra los valores de ϵ_{Hf} varían entre -11 y -2, semejante a los valores obtenidos en el perfil Tscherig. En cambio, una muestra también de la misma área, pero tomada algo mas al Norte exhibe valores equivalentes a los del Perfil Parano, que también fue datado en 248 Ma (Luppo *et al.*, 2017). Esta variación en la muestra del perfil Vera podría tener relación con una posible silicificación posterior a su emplazamiento, alteración que no modificaría los valores de pérdida por ingición (LOI), y quizás vinculable con el patrón de alteración discutido en el Capítulo 4.1. para el área Puesto Vera. De este modo, puede establecerse que la tendencia geoquímica inicialmente muestra un aumento de SiO₂ variando de dacitas a riolitas, y posteriormente muestra un empobrecimiento volviendo al tope de la

secuencia estudiada al campo de las dacitas. Si bien el empobrecimiento es significativo, no hay una variación notoria en los valores de ϵ_{HF} , por lo que puede establecerse que la fuente de las ignimbritas riolíticas y dacíticas del techo es análoga y a su vez distinguible de la fuente de las ignimbríticas dacíticas inferiores datadas en 252 Ma.

El patrón resultante del diagrama extendido para los ETR de Sun y McDonough (1989), como así también la relación La/L_{UN} son coincidentes con arcos volcánicos. Los diagramas de elementos trazas incompatibles muestran anomalías negativas de Nb, P y Ti las que son indicativas de magmas calcoalcalinos relacionados a subducción (Pearce, 1996). Por otra parte, la anomalía negativa de Sr y positivas de Ba, Rb y K involucrarían componentes derivados de la placa subductada. Apreciaciones análogas surgen de los discriminantes tectónicos de la figura 53, en el que casi la totalidad de las muestras grafican en el campo de margen continental activo.

Otras características geoquímicas, como las que surgen de los diagramas Harker (Fig. 52), podrían ser indicativas de firmas geoquímicas de arco heredadas por hibridación magmática. Asimismo, las anomalías de Nb y Ta reconocidas en el diagrama multielemental expandido normalizado a condrito (Fig. 55) podrían ser adquiridas en ambientes de *rift* producto de la asimilación de la corteza continental superior. La mayoría de las rocas en la corteza continental están enriquecidas en Rb, Ba, Th, K y LREE pero empobrecidas en el elemento incompatible Nb. Por lo tanto, la asimilación de corteza superior en un magma carente de la anomalía negativa de Nb, como pueden ser los magmas juveniles de *rift* volcánico, genera enriquecimiento de Rb, Ba, Th, K y LREE, pero no de Nb o Ta; dando lugar a patrones en los diagramas multielementales normalizados con fuertes anomalías negativas de Nb y Ta.

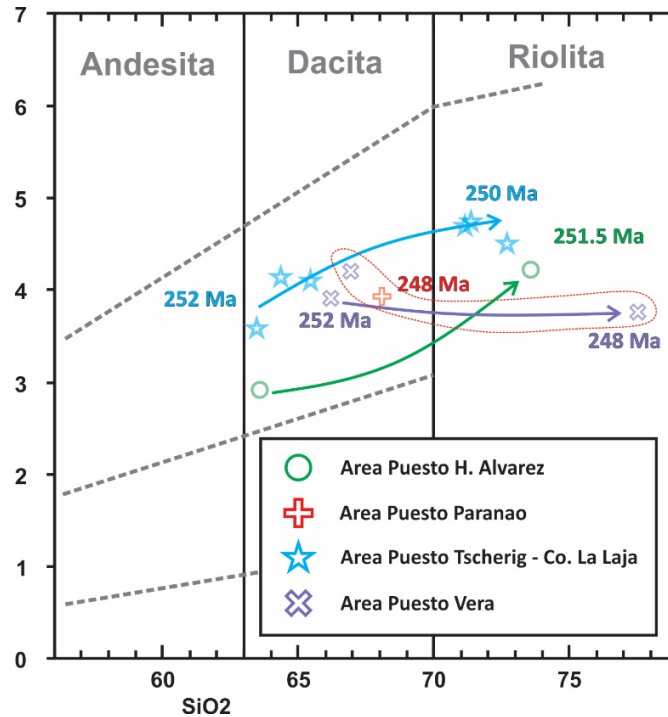


Figura 70. Tendencia geoquímica vs Edades obtenidas para cada área relevada. Los patrones geoquímicos de las áreas Puesto Tschering – Co. La Laja y Puesto H. Álvarez muestran tendencias semejantes.

Si bien siempre se comparó a los depósitos de Los Menucos con las cuencas triásicas tales como Ischigualasto o Cuyana (Kokogian *et al.*, 2001; Spalletti, 2001, entre otros), la naturaleza silíceas de las rocas no encajaría con el modelo clásico de *rift*, donde la fuerte extensión cortical restringe el desarrollo de componentes altamente evolucionados. Por el contrario, las características geoquímicas mencionadas con anterioridad descartarían la existencia de *rifting (sensu stricto)* y llevarían a relacionar al Grupo Los Menucos con rocas de arco desarrollado sobre corteza continental (Fig. 53). Aun así, las características globales de la cuenca tales como el desarrollo areal, homogeneidad litológica y ausencia de rocas intrusivas, no serían congruentes con la configuración de un arco. El único cuerpo intrusivo de edad correlativa en el área es el Granito Calvo (~250 Ma; Pankhurst *et al.*, 2006), pero al no existir relaciones espaciales ni datos geoquímicos disponibles no es posible precisar su relación con la Cuenca de Los Menucos.

Para la región del MNP Pankhurst *et al.* (2014) y González *et al.* (2016, 2017) presentan estudios geoquímicos para rocas con edades U-Pb en circón equivalentes a las obtenidas en esta tesis (Fig. 67). Los datos de Pankhurst *et al.* (2014) corresponden a plutones graníticos comprendidos entre Valcheta y Ministro Ramos Mexia, mientras que los datos de González *et al.* (2016, 2017) corresponden a un enjambre de diques traquiandesítico a riolítico de edad triásica media (~243 Ma) y a lavas traquíticas a traquidacitas de edad triásica temprana (~247 Ma) que descansan en discordancia sobre el Complejo Plutónico Paileman. Los análisis de González *et al.* (2016) muestran que la tendencia en la serie magmática varía de subcalina a alcalina, mientras que los análisis de Pankhurst *et al.* (2014), González *et al.* (2017) y los de esta tesis solo plotean en el campo subcalino (Fig. 52).

La comparación de los ETR y elementos trazas muestran parámetros semejantes (Fig. 71A y B). En el diagrama normalizado a condritos de Sun y McDonough (1989) se reconoce que las muestras de González *et al.* (2016, 2017) presentan una anomalía de Eu más marcada, mientras que en las muestras de Pankhurst *et al.* (2014) la anomalía de este elemento es algo menor, inclusive a la observada en las muestras de esta tesis (Fig. 71A); aun así, las relaciones La/Lu_N son semejantes en todas las muestras. En el diagrama multielemental expandido normalizado a condrito de Thompson (1982) muestra tendencias similares; las anomalías negativas de P, Eu, Ti son más marcadas para el enjambre de diques y las lavas traquidacíticas mientras que el Ta y Nb muestran actitudes prácticamente idénticas. Las muestras de los granitos de Pankhurst *et al.* (2014), a diferencia del resto, muestran anomalía positiva de Pb relacionado con la incorporación de rocas sedimentarias al material parental (Fig. 71B). El diagrama Th/Yb vs Ta/Yb (Gorton y Shandl, 2000) muestra que todos los datos tienden a caer en el campo de Margen Continental Activo, y solo una menor proporción perteneciente a los diques de González *et al.* (2016) migra al campo de arcos volcánicos de intraplaca (Fig.

71C). Esta variación refleja un magmatismo post-orogénico resultado del colapso del orogeno Gondwánico y posterior régimen tectónico extensional (González *et al.*, 2016).

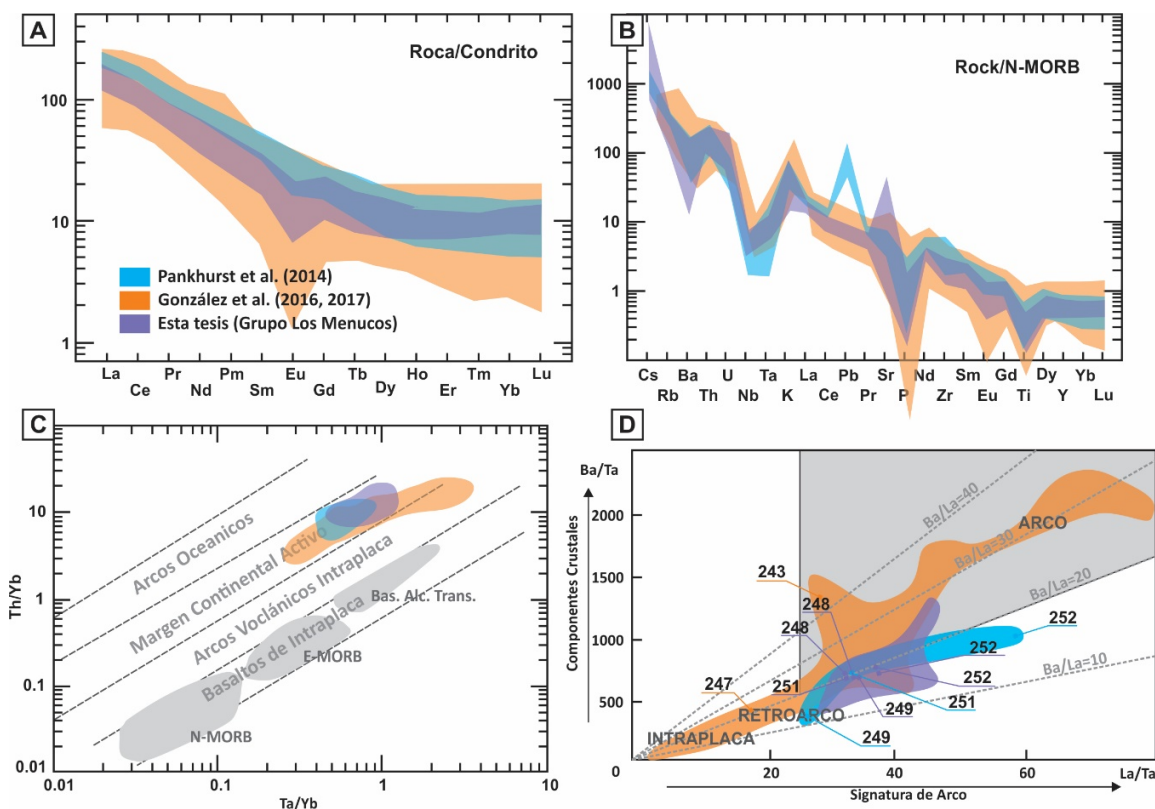


Figura 71. Gráficos comparativos de ETR, elementos traza y discriminantes tectónicos para la cuenca de Los Menucos, el enjambre de diques y lavas en la zona del Macizo Nordpatagónico Oriental (González *et al.*, 2016, 2017) y granitos triásicos de la región de Yaminué tomado de Pankhurst *et al.* (2014). A. Diagrama normalizado a Condrito de sun y McDonough (1989). B. Diagrama multielemental expandido normalizado a MORB de Thompson (1982). C. Diagrama de discriminación tectónica Th/Yb vs Ta/Yb de Gorton y Shandl (2000). D. Diagrama de discriminación tectónica Ba/Ta vs La/Ta de Kay y Mpodozis (2002).

El diagrama La/Ta vs Ba/Ta de Kay y Mpodozis (2002) para todas las muestras mencionadas anteriormente, incluidas las presentadas en esta tesis son contrastadas con las edades obtenidas por cada autor (Fig. 71D). De este diagrama surge que los análisis de Pankhurst *et al.* (2014) muestran una clara evolución en el tiempo de rocas con signatura de arco a rocas de retroarco. Similares tendencias muestran las rocas del Grupo Los Menucos presentadas en esta tesis, las muestras de edad triásica temprana evidencian una tendiente migración hacia rocas con signaturas de retroarco. En cambio, las muestras González *et al.* (2016, 2017) son

rocas mayormente con signatura de retroarco, pero con variación significativa del componente cortical.

De estas comparaciones surgen algunas variaciones en sentido E-O, desde la zona de Mina Gonzalito hasta Los Menucos. En primer lugar, y en función de lo discutido previamente, se asume que el magmatismo ocurrido entre los 252 – 247 Ma (Triásico Temprano) comprende un ciclo magmático, vinculado no solamente por las edades, sino también por sus patrones geoquímicos. Posteriormente, entre los 246 – 243 Ma, existe otro pulso magmático genéticamente vinculado al primero, pero que yace sobre el anterior en relación de intrusión en forma de diques. De este modo, se reconoce que el magmatismo del Triásico Temprano en el sector E del Macizo Nordpatagónico tiene clara afinidad de intraplaca a retroarco. Hacia el Oeste, en la zona de Yaminué, el plutonismo migra, desde los 252 a los 249 Ma, desde una signatura de arco hasta retroarco; y para la zona de Los Menucos el vulcanismo tiene firma de arco con cierta tendencia hacia el retroarco. Esta migración, de Oeste a Este, de rocas con signaturas de arco a retroarco hasta signaturas de intraplaca pone en evidencia que la subducción se habría desarrollado al Oeste de Los Menucos. También pone de manifiesto que el colapso de la Orogenia Gondwánica, en donde el régimen tectónico compresional cambia a extensional, y con ello el progresivo desarrollo de un magmatismo transicional a post-orgénico, ocurrió hace aproximadamente 252 Ma, coincidente con el límite Pérmico-Triásico.

4.6.2. Isótopos de Lu-Hf

Los datos isotópicos de U-Pb y Lu-Hf obtenidos en cristales de circón de las muestras analizadas en esta tesis – NH17, NH2, CAL1, PV1, PV3, PM3, PM4 y GP1 – permiten reconocer, en un diagrama de Edad (Ga) versus \mathcal{E}_{Hf} tres eventos magmáticos (Fig. 72 – 74):

EI, evento magmático asociado al Pérmico Tardío – Triásico Medio (Muestras PM3, PM4, NH17, NH2, PV3 y PV1); EII, evento magmático asociado al Triásico Tardío (Muestra CAL1); y EIII, evento magmático vinculado al Jurásico (Muestra GP1).

4.6.2.1. Evento Magmático I

El evento EI representa un magmatismo relacionado estratigráficamente con el Complejo La Esperanza (Castillo *et al.*, 2017), Complejo Yaminué (Chernicoff *et al.*, 2013; Pankhurst *et al.*, 2014; Castillo *et al.*, 2017), el Grupo Los Menucos (esta tesis) y los diques riolíticos (Pankhurst *et al.*, 2006; Castillo *et al.*, 2017) que cortan a toda la sucesión anterior.

Cuando todos los datos son graficados juntos, es posible reconocer dos ciclos, C1 y C2 (Fig. 72). El ciclo C1 está vinculado con la muestra PM3 y se caracteriza por valores de ϵ_{HF} que varían de -9.5 a -4 y TDM entre 1.6 y 1.3 Ga (Fig. 71). El ciclo C2 está representada por las muestras NH17, NH2, PV1, PV3 y PM4 con valores mas negativos de ϵ_{HF} que varían de -19 a -3 y TDM entre 2.0 y 1.2 Ga (Fig. 71). En ambos ciclos los valores negativos de ϵ_{HF} se relacionan con fuentes corticales, pero en el C2 el retrabajo de una corteza mas antigua paleoproterozoica parece mas acentuado.

Dentro del ciclo C2 es posible identificar una correlación entre los valores de ϵ_{HF} conforme se asciende en la estratigrafía. Las muestras PV3 y NH17 datadas en 252 Ma tiene valores fuertemente negativos, mientras que las dos superiores, NH2 y PV1, datadas en 250 y 248 Ma respectivamente muestran valores más próximos a 0 (Fig. 72). La muestra PM4 datada en 251.5 Ma presenta valores intermedios entre las muestras PV3-NH17 y NH2-PV1.

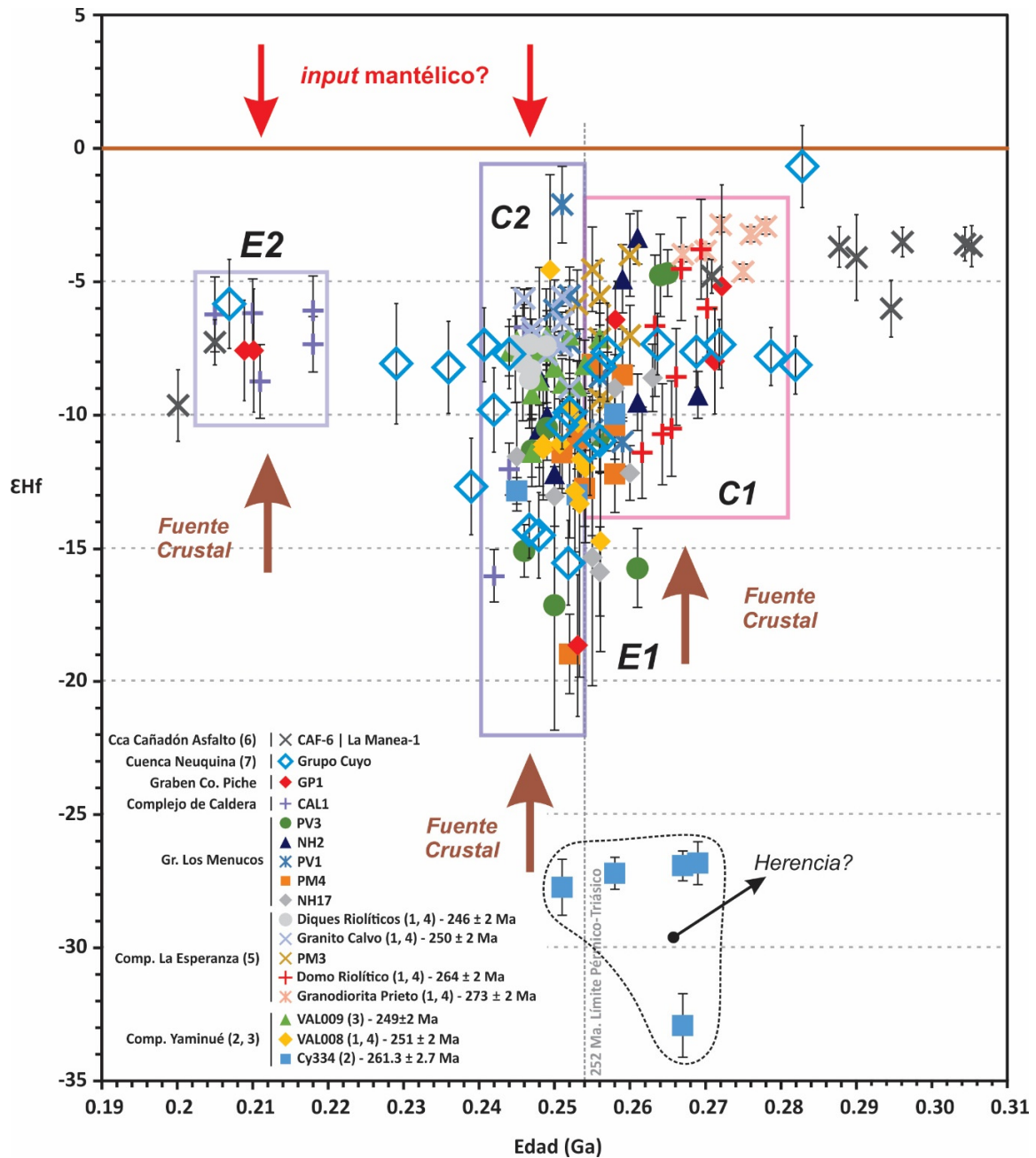


Figura 72. Gráfico ϵ_{Hf} vs Edad (Ga), se exhiben los resultados obtenidos para las muestras PM3, NH17, PM4, PV1, NH2, PV3 y CAL1. Se grafican resultados de Lu-Hf del Complejo Yaminué y Complejo La Esperanza. 1. Pankhurst *et al.* (2006). 2. Chernicoff *et al.* (2013). 3. Pankhurst *et al.* (2014). 4. Castillo *et al.* (2017). 5. Martínez Dopico *et al.* (2017). 6. Hauser *et al.* (2017). 7. Naipauer *et al.* (2018).

Apenas al norte del área estudiada, Castillo *et al.* (2017) presenta datos isotópicos de ϵ_{Hf} y ^{18}O para rocas agrupadas en el Complejo La Esperanza (Fig. 72). En el sector oriental del área en estudio, en proximidad de la localidad de Nahuel Niyeu, Chernicoff *et al.* (2013),

Pankhurst *et al.* (2014) y Castillo *et al.* (2017) presentan datos isotópicos de U-Pb, Lu-Hf y ^{18}O para plutones de edades equivalentes, todos correspondientes a los complejos Ramos Mexía y Yaminué (Fig. 68). Todos estos datos isotópicos comparados con los presentados para esta tesis muestran una tendencia análoga a la descrita para los ciclos C1 y C2, excepto por algunos datos de Chernicoff *et al.* (2013).

Los datos presentados por Chernicoff *et al.* (2013) fueron realizados en un ortogneis de composición tonalítica perteneciente al Complejo Yaminué, el cual arrojó una edad de concordia de 261.3 ± 2.7 Ma. En estos análisis es posible reconocer dos familias de edades, una primera familia de tres cristales de edades pérmicas y triásicas con valores de ϵ_{Hf} y T_{DM} coincidentes con los ciclos C1 y C2, y una segunda familia “anómala” de núcleos heredados de 1.8 a 2.6 Ga con bordes permo-triásicos y valores de ϵ_{Hf} fuertemente negativos y T_{DM} arqueana (Fig. 72). Esta segunda familia muestra estrecha relación en los valores de ϵ_{Hf} y T_{DM} entre borde y núcleo permitiendo suponer que los valores “anómalos” para edades pérmicas y triásicas sean heredados del núcleo. En este sentido, Bhattacharya y Janwari (2015) sostienen que la edad metamórfica muestra relaciones de Lu/Hf similares o menores a la del protolito. Por otra parte, Castillo *et al.* (2017) se refieren a estos valores como edades modelos mixtas y de relativa confianza, ya que solo se deberían considerar las $T_{\text{DM}}(\text{Hf})$ para circones con valores de ^{18}O indicativos de magmas manto-derivados. Entonces, los valores “anómalos” recientemente descritos son descartados en las interpretaciones ya que muy posiblemente reflejen las relaciones isotópicas del protolito o una mezcla intermedia entre este y la edad de metamorfismo, muy posiblemente en 261 Ma (Chernicoff *et al.*, 2013). Por lo tanto, las rocas de edad pérmica equivalentes con el ciclo C1 muestran valores de ϵ_{Hf} más restringidos, mientras que las rocas de edad triásica, correspondientes con el ciclo C2, muestran valores de ϵ_{Hf} más variados.

Por otra parte, y coincidentemente con Pankhurst *et al.* (2006, 2014), Fanning *et al.* (2011), Chernicoff *et al.* (2013), Castillo *et al.* (2017) y Martínez Dopico *et al.* (2017) se puede entender el origen del magmatismo triásico temprano en el MNP como un proceso de fusión de una corteza continental con edades paleo- a mesoproterozoicas; sin embargo, no se observan cristales de circón con edades más antiguas que 560 Ma. Para la misma área estudiada en esta tesis, Luppo *et al.* (2017) obtuvo solo dos núcleos con edades de 530 y 560 Ma en casi 100 cristales analizados; por su parte, Chernicoff *et al.* (2013) para el área de Nahuel Niyeu obtuvo un número significativamente mayor de núcleos heredados los que alcanzan edades de 1862 a 2670 Ma, siendo éste el único relicto de un basamento antiguo para el MNP. Estas edades heredadas de 1.8 a 2.6 Ga son coincidentes con buena parte de las edades modelo obtenidas en esta tesis y en los trabajos anteriormente mencionados. Según Pankhurst *et al.* (2014) esta corteza antigua habría sido prácticamente consumida en su totalidad dado que el número de circones con núcleos heredados es prácticamente nulo.

Como se mencionara anteriormente, Pankhurst *et al.* (2014) y Castillo *et al.* (2017) presentan datos isotópicos de ^{18}O para rocas equivalentes al Grupo Los Menucos pero en la zona de Yaminué – Valcheta. Estos valores isotópicos indican la participación de un magma derivado del manto recién hacia los ca. 249 – 250 Ma; esta incidencia mantélica se reconoce inclusive hasta el Triásico Medio (243 Ma), en los análisis isotópicos de los diques riolíticos que cortan a toda las secuencias, coincidentemente con la geoquímica alcalina de diques coetáneos en la zona de Arroyo Ventana (González *et al.*, 2014, 2016). Finalmente, Castillo *et al.* (2017) sostiene que alrededor del límite P-T las condiciones geodinámicas habrían cambiado ya que para rocas de edad pérmica sugieren una fuente altamente evolucionada con diferentes grados de asimilación cortical, mientras que para las rocas triásicas indican una participación de un magma juvenil que re trabaja una corteza paleo- a mesoproterozoica.

4.6.2.2. Evento Magmático II

El segundo evento magmático, E2, está vinculado estratigráficamente con el Complejo de Caldera (Muestra CAL1) datado en ~211 Ma. Esta muestra se caracteriza por tener valores de ϵ_{Hf} que varían de -8.7 a -6.2 y T_{DM} entre 1.5 y 1.4 Ga (Figs. 72 y 73), los valores negativos de ϵ_{Hf} implican una fuente cortical con edad mesoproterozoica. Estas observaciones soportan la idea de separar a este vulcanismo del Triásico Tardío de toda la sucesión anterior, tal como se mencionó previamente.

4.6.2.3. Evento Magmático III

El último evento EIII está representado por cristales de circón obtenidos de los depósitos de Graben del Co. Piche (Fig. 72-74), en el área de Puesto Mussi – Puesto Velo. Los resultados isotópicos muestran que existe una herencia en términos de circón con los eventos magmáticos I y II discutidos previamente. Los valores isotópicos de los circones de edad jurásica temprana, la que fue interpretada como la edad máxima de sedimentación del relleno del Graben del Co. Piche, exhiben valores de ϵ_{Hf} moderadamente negativos de -5 hasta 0 y T_{DM} de 1.33 Ga, y un resultado positivo de +1.6 y T_{DM} de 0.96 Ga. Este es el primer momento en el cual se registran valores positivos de ϵ_{Hf} . El Graben del Co. Piche fue interpretado como un *rift* desarrollado por transcurrancia dextral (Giacosa *et al.*, 2007). En vistas de este encuadre tectónico es posible suponer que la fuerte variación de ϵ_{Hf} derive del progresivo *input* de magmas mantélicos contaminados con una corteza antigua, probablemente coincidente con la re TRABAJADA en el evento magmático I. Otra posibilidad es que estos cristales deriven de la fusión parcial de la corteza inferior antigua o del manto litosférico subcontinental fosilizado (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 2000; Hauser *et al.*,

2017). En este sentido, las T_{DM} obtenidas podrían representar la mezcla de dos fuentes y no una corteza de edad mesoproterozoica (*sensu stricto*).

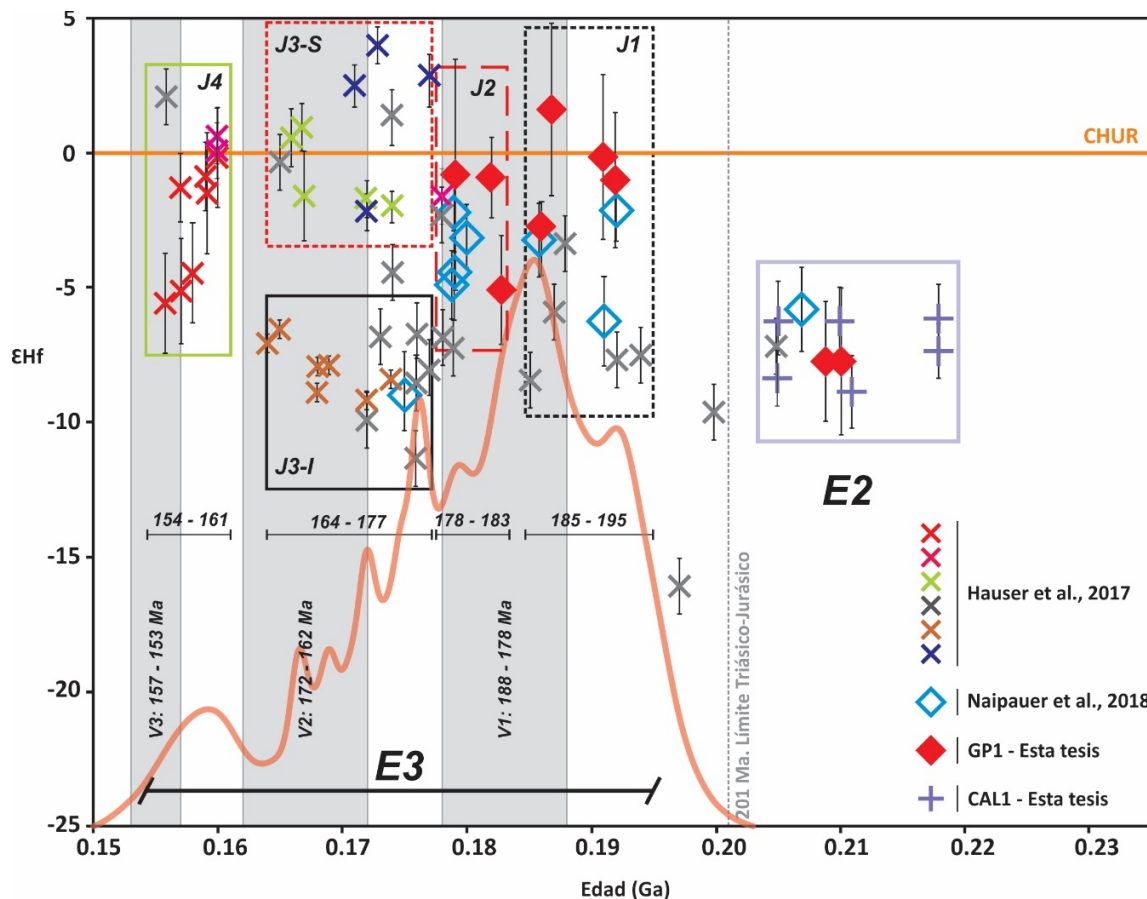


Figura 73. Gráfico ϵ_{Hf} vs Edad (Ga), mostrando los ciclos reconocidos para el Jurásico en la Patagonia. Se exhiben los resultados obtenidos para las muestras CAL1 y PV1 y también se grafican los resultados isotopicos de Lu-Hf de las cuencas de Cañadon Asfalto (Hauser *et al.*, 2017) y Neuquina (Naipauer *et al.*, 2018). En sombreado gris se indican los tres ciclos volcánicos V1, V2 y V3 de Pankhurst *et al.* (2000), en trazos negros se muestran los ciclos identificados en esta tesis y en línea roja sombreada se muestra el diagrama de frecuencia acumulada para todos los datos analizados.

Los valores presentados para este EIII son correlacionables con el ciclo magmatico C1 “Lonco Trapial” de la cuenca de Cañadon Asfalto (Hauser *et al.*, 2017). Este ciclo es caracterizado por valores de ϵ_{Hf} de -2.2 a + 4.0 y T_{DM} meso a neoproterozoicas entre 1.2 y 0.8 Ga. Los resultados obtenidos también muestran correlación con aquellos obtenidos en la Cuenca Neuquina (Naipauer *et al.*, 2018), aunque estos últimos se concentran en un rango de ϵ_{Hf} reducido y de valores moderadamente negativos (Fig. 73). De estas comparaciones es

posible asumir que los depósitos de ceniza retrabajados del Graben del Co. Piche estén relacionados con el vulcanismo de la Formación Lonco Trapial (Hauser *et al.*, 2017).

4.6.2.3.1. Los Ciclos Magmáticos del Jurásico en la Patagonia

La comparación de los datos isotópicos de Lu-Hf de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Hauser *et al.*, 2017), del Grupo Cuyo de la Cuenca Neuquina (Naipauer *et al.*, 2018) y los presentados en esta tesis permite profundizar en las interpretaciones existentes con respecto a los ciclos V1-V3 de Pankhurst *et al.* (2000) y los estadios magmáticos del Jurásico en la Patagonia, inicialmente realizadas por Hauser *et al.* (2017) en base a datos combinados de U-Pb y Lu-Hf en circón. Tomando como base las interpretaciones basadas en los datos isotópicos de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Hauser *et al.*, 2017), pueden identificarse cinco ciclos magmáticos – J1, J2, J3-I, J3-S, J4 – distinguidos por sus características isotópicas (Fig. 73 y 74).

Ciclo J1: Temporalmente desarrollado entre los 195 y 185 Ma, muestra valores de ϵ_{Hf} que varían desde -8 hasta +2 con T_{DM} meso- a neoproterozoica (1.2 a 0.9 Ga). Representado por datos obtenidos del Graben del Piche, Grupo Cuyo de la cuenca Nuequina y la Sierra de La Manea de la Cuenca de Cañadón Asfalto.

Ciclo J2 (ex C1 de Hauser *et al.*, 2017): Se desarrolla en un intervalo de 5 Ma, entre los 183 y 178 Ma, esá caracterizado por valores de ϵ_{Hf} negativos (-5 a -1) y edades modelo meso- a neoproterozoicas (1.3 a 0.9 Ga). Está representado por datos obtenidos del Graben del Piche, Grupo Cuyo de la cuenca Nuequina y Sierra de La Manea de la cuenca de Cañadón Asfalto.

Ciclo J3 (ex C1 y C2 de Hauser *et al.*, 2017): se desarrolla entre los 177 y 164 Ma, siendo posible distinguir dos subciclos. El subciclo J3-I (ex C2 de Hauser *et al.*, 2017) se caracteriza por valores de ϵ_{Hf} exclusivamente negativos entre -12 y -4 y T_{DM} exclusivamente

mesoproterozoica (1.6 – 1.3 Ga); en cambio, el subciclo J3-S (Ex C1 de Hauser *et al.*, 2017) se caracteriza por valores de ϵ_{Hf} negativos y positivos entre -3 y +4, con T_{DM} meso- a neoproterozoica (1.2 a 0.8 Ga).

Ciclo J4 (ex. C3 de Hauser *et al.*, 2017): se desarrolla entre los 161 y 154 Ma, con valores de ϵ_{Hf} mayormente negativos de -6 hasta positivos de +2, y T_{DM} mesoproterozoica (1.3 a 1.1 Ga), representado por el vulcanismo ácido del Miembro Puesto Almada (Formación Cañadón Asfalto).

Estos ciclos reconocidos (J1 – J4) muestran cierto desfasaje con respecto a los ciclos V1-V3 de Pankhurst *et al.* (2000). En términos regionales, estos nuevos límites establecidos muestran correlatividad directa con las discordancias jurásicas reconocidas en la Cuenca Neuquina (Leanza, 2009 y referencias allí citadas), poniendo de manifiesto la regionalidad de los procesos y la posible utilización en términos de correlación dentro del ámbito de la Patagonia. El J1 es coincidente con el Grupo Precuyo (o Precuyano *sensu lato*) que finaliza en el Pliensbachiano Temprano y que al techo se limita por la discordancia Rioatuélica. Los ciclos J2 y J3 son coincidente con el desarrollo del Grupo Cuyo (*sensu lato*) que finaliza en el Caloviano y marcado por la discordancia Loténica. Por último, J4 es correlativo con el Grupo Lotena que al techo se limita por la discordancia Araucánica, acontecida en el Kimeridgiano Temprano.

En términos de evolución y generación de corteza durante el Jurásico, J1 y J2 podrían vincularse con la generación de un magma juvenil con una progresiva contaminación cortical a medida que asciende. El J3, dividido en J3-I y J3-S derivarían de dos fuentes con historias isotópicas diferentes. Coincidentemente con Hauser *et al.* (2017), el J3-I representa el retrabajo de una corteza mesoproterozoica equivalente, en términos isotópicos de Hf, al

magmatismo de Mamil Choique, indicando que la misma corteza fue retrabajada tanto en el Pérmico como en el Jurásico. El J3-S, coetáneo con J3-I, muestra valores de ϵ_{Hf} apenas negativos pudiendo suponerse que ese mismo magma juvenil fue apenas contaminado por una corteza continental. Por último, J4, puede interpretarse como un magma juvenil con características isotópicas análogas al ciclo J1 y que fue contaminado por una corteza antigua (Hauser *et al.*, 2017).

4.6.2.4. Evolución Cortical de la Patagonia Norte

La comparación de todos los datos isotópicos resulta de interés en términos de evolución cortical (Fig. 74). La información disponible permite visualizar la evolución de la corteza del Norte de la Patagonia, desde el Carbonífero Medio (Moscoviano: 307 - 315 Ma) hasta el Jurásico Superior (Kimeridgiano: 152 – 157 Ma). Desde los 300 Ma hasta los 252 Ma la tendencia isotópica indica la generación de cortezas con valores de ϵ_{Hf} progresivamente más negativos, posiblemente vinculado al retrabajo de una corteza antigua que deriva en un engrosamiento cortical. Entre los 252 Ma y los 243 Ma los datos isotópicos muestran similitud con los anteriores, aunque posiblemente vinculados con los estadios iniciales de un paulatino adelgazamiento de la corteza. Para los siguientes 100 Ma los valores isotópicos cambian mostrando un ϵ_{Hf} que se vuelve más positivo, compatible con una componente mantélica en la génesis magmática. Esta etapa de adición de material juvenil puede vincularse con un acentuado adelgazamiento cortical.

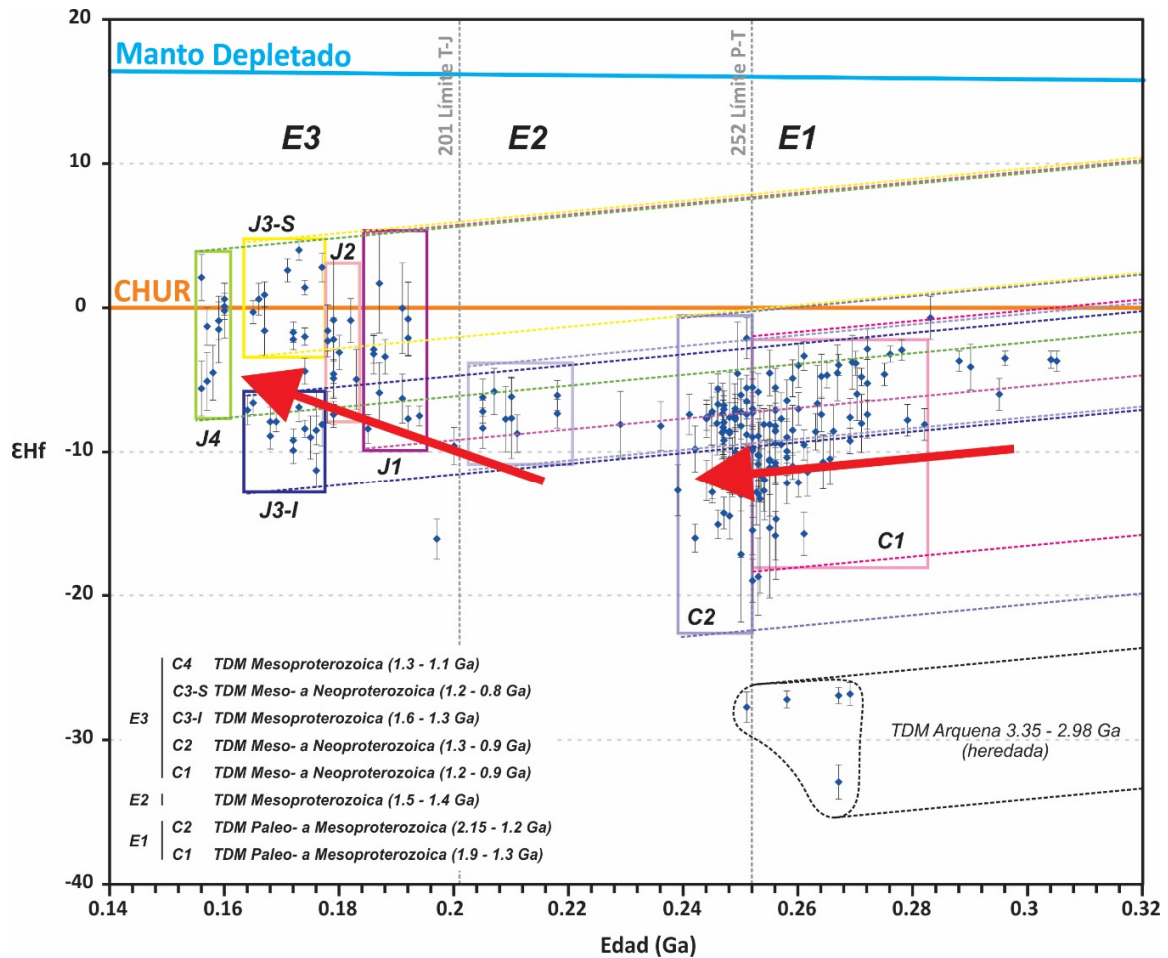


Figura 74. Gráfico Edad (Ga) vs ϵHf de todas las muestras analizadas en esta tesis y los datos recopilados de Chernicoff *et al.* (2013), Pankhurst *et al.* (2014), Castillo *et al.* (2017), Hauser *et al.* (2017) y Naipauer *et al.* (2018). Se muestran los eventos E1, E2 y E3 y sus respectivas subdivisiones. La evolución cortical está representada por la evolución de una corteza juvenil mesoproterozoica, calculada a partir de una relación $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0.0113 (Taylor y McLennan, 1985; Wedepohl, 1995).

4.6.3. Esquema Tectónico del Macizo Nordpatagónico durante el Triásico Inferior y Medio

En relación al contexto geotectónico para el Triásico Temprano, no queda claro que proceso se vincularía con la generación de grandes volúmenes de magma a tanta distancia de la trinchera. Sí queda claro que este magmatismo ampliamente desarrollado desde el centro del MNP hacia el E implicó un importante proceso de fusión cortical involucrando participación

del manto (Dalziel *et al.*, 2000; Pankhurst *et al.*, 2006, 2014; Fanning *et al.*, 2011; González *et al.*, 2014, 2016, 2017; esta tesis) además de un período contemporáneo amagmático hacia el Oeste (Dalziel *et al.*, 2000).

Por otra parte, la ocurrencia de este magmatismo ampliamente desarrollado en el MNP fue inicialmente explicada por Dalziel *et al.* (2000) como originado por una pluma de manto que yace por debajo de la losa subductada, el empuje vertical ascendente de esta pluma habría somerizado la placa (aunque también pudo influenciar la densidad de la losa subductada) y por consiguiente trasladado el vulcanismo hacia el interior del continente. Por el contrario, Pankhurst *et al.* (2006, 2014) y Fanning *et al.* (2011) explican que el magmatismo habría sido originado por la ruptura de la losa subductada (*slab break-off*).

El escenario resultante de todo lo discutido a lo largo de este capítulo lleva a relacionar al magmatismo del Triásico Temprano con un estadio post-orogénico. El colapso de este orógeno Gondwánico habría iniciado alrededor de los 252 Ma con un proceso regional de fusión cortical, posiblemente ligado a remoción convectiva y/o delaminación en la base de la corteza. Posteriormente, hacia los 249 Ma se reconoce la participación mantélica en algunos plutones de la zona de Yaminué y La Esperanza, indicando un ascenso incipiente de magma juvenil por descompresión. Este magmatismo del Triásico Temprano está representado por plutonismo de tipo S, I y A (Pankhurst *et al.*, 2014; Castillo *et al.*, 2017) y vulcanismo calcoalcalino dacítico a riolítico (González *et al.*, 2017, esta tesis). Durante este período de tiempo las condiciones tectónicas habrían sido de extensión por inicio del colapso y posiblemente con un retroceso y empinamiento incipiente de la losa subductada. De esta forma, podría explicarse el bajo espesor medido en Los Menucos, el escaso control estructural del magmatismo, y la ausencia de *rifting* (*sensu stricto*).

Para el Triásico Medio (246 – 243 Ma), el magmatismo esta solamente representado por diques intermedios a ácidos con isotopía y geoquímica correspondientes con un magmatismo transicional a anorogénico (Castillo *et al.*, 2017; González *et al.*, 2017); en el que la fusión por descompresión estaría mas acentuada. Este evento, con tendencia alcalina y signatura de intraplaca representado solo por diques y circones discordantes en rocas más antiguas, muestra un fuerte condicionamiento estructural, vinculable con un mayor empinamiento y retroceso de la losa. Estas características podrían vincularse a un cambio en el ángulo de subducción tal como lo explican Kleiman y Japas (2009) para el Bloque de San Rafael, y coincidente con González *et al.* (2016).

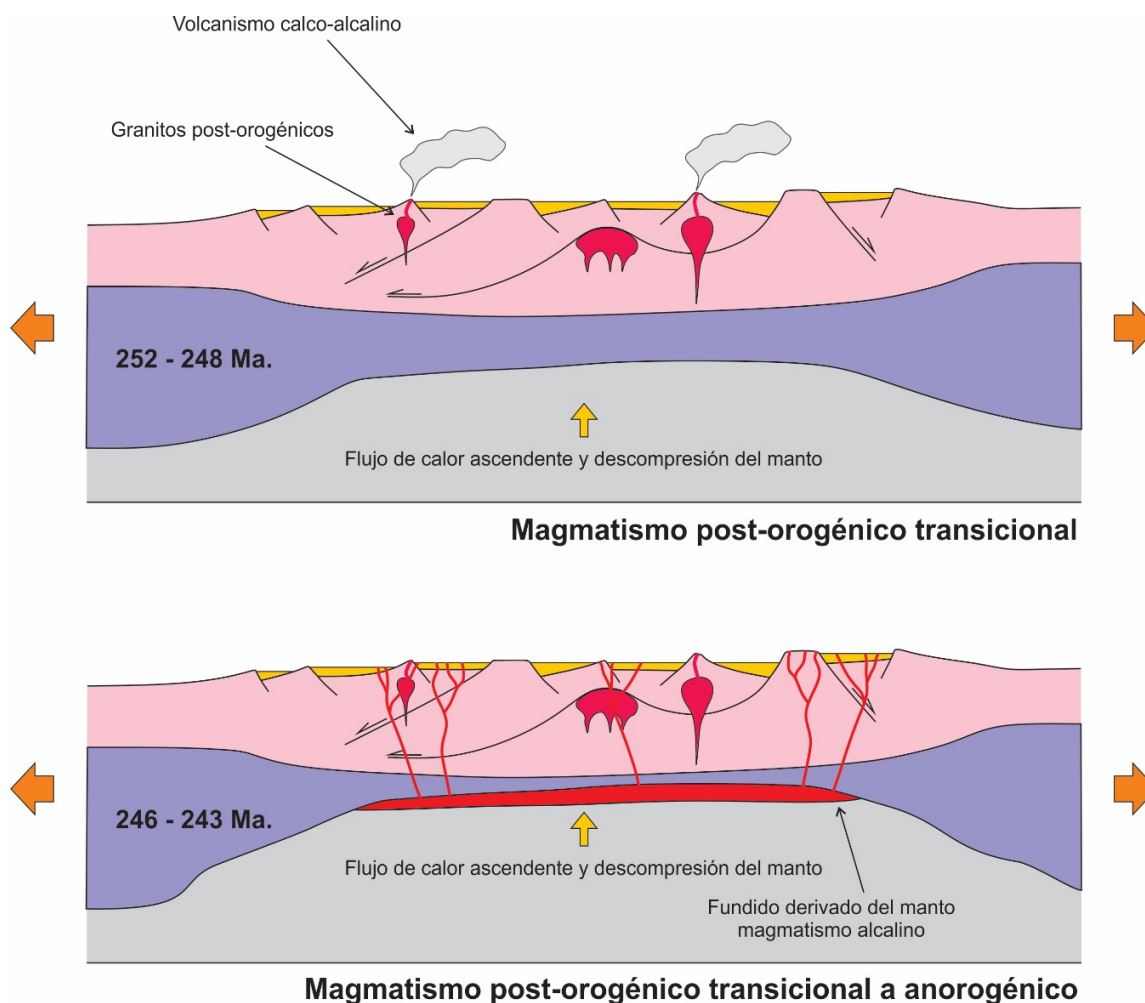


Figura 75. Esquema interpretativo del origen del magmatismo para el Triásico Temprano en el Macizo Nordpatagónico. Gráfico no a escala.

Por último, hacia los ~240 Ma., el magmatismo se habría desplazado hacia el Oeste, siendo el único registro de magmatismo Ladiniano (Triásico Medio Alto) el presentado por Franzese *et al.* (2002) en la Sierra de Lonco Trapial, aunque la falta de datos geoquímicos y estratigráficos no permite hacer mayores interpretaciones. Estas ideas resumidas previamente permiten inferir que la progresiva horizontalización de la placa es responsable de la migración de magmatismo del Triásico Temprano hacia el Este, la ruptura de esta losa subductada habría iniciado un proceso de fusión cortical conjuntamente con una pausa relativa en la subducción. Hacia el Triásico Medio la subducción habría reiniciado desencadenando una fuerte estructuración y progresivo desplazamiento del vulcanismo hacia el Oeste de Los Menucos.

Para los tiempos Pérmico Tardío y Triásico Temprano se registran complejos ofiolíticos y rocas de arco entre la costa del Pacífico y la cordillera chilena, prácticamente a lo largo de todo el territorio trasandino (Mpodozis y Kay, 1992; Hervé *et al.*, 2003; Hervé *et al.*, 2014; Calderón *et al.*, 2016; del Rey *et al.*, 2016; González *et al.*, 2017; entre otros). Entre las latitudes 28° y 40° S, en Chile, las condiciones tectónicas fueron recientemente postuladas por del Rey *et al.* (2016). Estos autores, basándose en estudios isotópicos de Hf, O y U-Pb en granos de circón, sostienen que el cambio de régimen tectónico compresional a extensional a finales del Pérmico estaría vinculado a una disminución en la velocidad de subducción, aumento en el ángulo de empinamiento y un progresivo retroceso de la placa subductada (*low velocity subduction - slab rollback*). La migración hacia el E del magmatismo lo vinculan con una progresiva somerización de la placa aun con retroceso (*slab shallowing rollback*). Este progresivo retroceso de la placa subductada es responsable de la

extensión y consecuente generación de cuencas de retroarco, aún a distancias considerables dentro del continente (del Rey *et al.*, 2016).

CAPITULO V – PROPUESTA ESTATIGRÁFICA

En términos estratigráficos, la secuencia motivo de esta tesis, que fue estudiada entre el graben del Co. Piche y la localidad de Los Menucos, desde la Sierra de Queupuniyeu hasta el área próxima al Puesto H. Álvarez es continua, concordante y correlacionable. En consecuencia, se propone la utilización del orden de Grupo Los Menucos tal como lo exponen Labudía y Bjerg (*emend.* 2001, 2005), y en vistas de los perfiles presentados se propone dividirlo en Formación Puesto Tscherig, Formación Puesto Vera y Formación Sierra Colorada. De esta nueva propuesta estratigráfica y de todo lo expuesto a lo largo de la presente tesis resulta el mapa geológico de la figura 77. El esquema estratigráfico propuesto para el Grupo Los Menucos se muestra por áreas en la figura 78.

La Formación Puesto Tscherig (*nom. nov.*) tiene su localidad tipo en el puesto homónimo y comprende los afloramientos que van desde el Co. La Laja hasta el Puesto Tscherig y que hacia el norte se extiende hasta el Puesto Tripailao. A su vez, a esta Formación se propone dividirla en dos miembros, Miembro Cerro La Laja y Miembro Barrancas Grandes.

El miembro Cerro La Laja se compone de la sección inferior reconocida en los perfiles Tscherig Sur, Este, Oeste y Perfil Meliñanco, su localidad tipo comprende los afloramientos sedimentarios que van desde el Cerro La Laja hasta el Puesto Tscherig. La base se reconoce cubierta y comprende una sucesión sedimentaria con brechas volcánicas intercaladas de hasta 80 m de espesor. Comprende depósitos de flujos de detritos e hiperconcentrados hasta flujos de corrientes derivados de la remoción de material piroclástico. Las condiciones de sedimentación varían de sineruptivas a intereruptivas conforme se asciende en la secuencia. El registro fósil identificado para esta unidad comprende improntas vegetales de la flora de *Dicroidium* (ver Puesto Tscherig y Cantera Petroff en Artabe, 1985a y b) y trazas fósiles de

tetrápodos (ver Casamiquela 1964, 1975; Domnanovich, 2003; Domnanovich y Mariscano, 2006; Domnanovich *et al.*, 2008; Diaz Martinez y De Valais, 2014).

El Miembro Barrancas Grandes se compone de la sección superior del perfil Puesto Tscherig Oeste, también reconocida en los perfiles Meliñanco, Paranao y en menor medida en Vera. Comprende un único depósito ignimbrítico de hasta 55 m de espesor máximo y composición dacítica, y se dispone sobre el Miembro El Molinero en forma neta. La sección superior de este depósito fue datada en el Área de Puesto Tscherig – Co. La Laja y en el Área de Puesto Vera obteniendo edades de 252.9 ± 2 Ma y 252.4 ± 2 Ma, respectivamente.

Por sobre la Formación Puesto Tscherig y en contacto erosivo a neto se deposita la Formación Puesto Vera (*nom. transl. emend.* Labudía y Bjerg, 2001). Esta formación tiene su localidad tipo en el Área Puesto Vera y se propone la división en los miembros Aguada de La Mula y El Pilquín.

El Miembro Aguada de La Mula recibe su nombre por el cerro homónimo inmediatamente al E del perfil tipo, que además da nombre al Establecimiento Aguada de La Mula, perteneciente al Sr. Manuel Vera. Los depósitos incluidos en este miembro solo fueron reconocidos en el perfil Puesto Vera, donde se ubica su estrato tipo. Se disponen con base erosiva sobre el Miembro Barrancas Grandes de la Formación Puesto Tscherig y comprende depósitos fluviales canalizados dominados por areniscas, con menores depósitos limoarciliticos (Labudía y Bjerg, 2001), y alcanzan un espesor máximo de 15 m. El registro fósil identificado para esta unidad comprende improntas vegetales de la flora de *Dicroidium* (ver Puesto Vera en Artabe, 1985a y b).

El Miembro El Pilquín tiene su estrato tipo también en el Perfil Vera, aunque está bien representado en los perfiles H. Álvarez, Meliñanco, Paranao y Navarro; también fue

reconocido en proximidades del Puesto Visanelli. En su localidad tipo se dispone en forma neta sobre el Miembro Aguada de La Mula, en el Puesto H. Álvarez se dispone en angularidad sobre ignimbritas pérmicas del Complejo La Esperanza, para el resto de las localidades estudiadas se dispone en forma neta sobre el Miembro Barrancas Grandes de la Formación Puesto Tscherig. Comprende depósitos de lluvia de cenizas que pueden reconocerse como tobas masivas o con gradación normal. También se incluyen en este miembro aquellos depósitos lateralmente relacionados, interpretados como depósitos lagunares, observados en en Perfil H. Álvarez y en el Puesto Visanelli. El espesor máximo medido alcanza los 2 m en su localidad tipo. El registro fósil identificado para esta unidad comprende improntas vegetales de la flora de *Dicroidium* (ver Cantera Visanelli, Puesto Molina, Puesto Nahuelhual en Artabe 1985a y b; Quebrada del Compañero en Pesce 1976), conchostracos y restos de escamas de peces actinopterigios (ver Gallego, 2010).

Por sobre la Formación Vera se dispone la Formación Sierra Colorada (*nom. transl.* Labudia y Bjerg, 2001, 2005). Comprende una sucesión de hasta 110 m de espesor compuesta exclusivamente por depósitos ignimbríticos. Su localidad tipo se ubica en el Puesto Vera, aunque los afloramientos al oeste del Puesto Paranao también representan buenas exposiciones de las variedades cuspidales de esta unidad. Se compone de al menos tres depósitos ignimbríticos diferentes observables en el Perfil Puesto Vera. El primero comprende depósitos de hasta 15 m de potencia, bien estratificados y con abundante contenido de fragmentos líticos de rocas limoarciliticas del Miembro Aguada de La Mula de la Formación Puesto Vera; esta representado únicamente en el Perfil Vera. El segundo comprende un depósito ignimbrítico de característico color rojo y representado en todos los perfiles. Se compone de variedades ignimbríticas fuertemente soldadas, con texturas eutaxíticas hasta parataxíticas, en el Perfil Vera desarrolla disyunción columnar y en el Perfil

Meliñanco presenta su mayor espesor, alcanzando los 25 m. El tercer depósito solo se reconoce en los perfiles Paranao y Vera, y comprende una sucesión ignimbrítica homogénea de hasta 70 m de espesor. En ambos perfiles se reconoce como una ignimbrita soldada, con texturas eutaxíticas y abundante contenido de cristales. La geoquímica indica que todas las rocas de la Formación Sierra Colorada son de composición dacíticas a riolíticas. La sección basal de esta formación fue data en 251.5 ± 2 Ma en Perfil H. Álvarez, el depósito intermedio fuertemente soldado fue datada en el Perfil Tscherig Este en 249.6 ± 1 Ma y la ignimbrita superior en 248.8 ± 1 Ma en el Perfil Vera y en 248 ± 2 Ma en el Perfil Paranao (Luppo *et al.*, 2017).

El espesor medido para la el Grupo Los Menucos alcanza los 250 m y un desarrollo areal que supera los 1000 km². Los estudios geoquímicos e isotópicos indican que estas rocas están asociadas a una cuenca desarrollada en el retroarco y genéticamente vinculada al colapso del orógeno Gondwanico hace 252 Ma.

Por otra parte, no existen elementos para incorporar en el Grupo Los Menucos a las rocas aflorantes al S y SE del Cerro La Laja, que fueran agrupadas por Ducart (2007) como elementos de una caldera y datadas en 211 ± 2 Ma. Al menos no por ahora, sin un estudio de campo de mayor detalle.

El estudio geocronológico llevado a cabo en la secuencia del Graben del Co. Piche conlleva a la definición de una nueva unidad estratigráfica, siendo que estos depósitos fueron fechados en cercanías del Puesto Mussi en 185.5 Ma. Se propone agrupar estos depósitos en Formación Cerro Piche, con su localidad tipo en el bajo topográfico inmediatamente al norte del Puesto L. Álvarez (Tono Álvarez), también se incluyen en esta unidad a las rocas volcánicas al Sur del Puesto Velo. Los estudios llevados a cabo por Labudia *et al.* (1992) y Falco *et al.* (2017)

indican que los depósitos clásticos corresponden a una sucesión cíclica integrada por facies conglomerádicas, arenosas y limoarciliticas representando las porciones proximales, medias y distales de abanicos aluviales. Esta ciclicidad da como resultado una sucesión de 560 m de espesor y está asociada a períodos de reactivación de las fallas que limitan la estructura (Falco *et al.*, 2017), el registro fósil hasta el momento conocido esta representado por restos permineralizados de *Cupressinoxylon sp* (Bodnar y Falco, 2017). Los depósitos de la Formación Cerro El Piche se disponen en angularidad sobre granitos e ignimbritas del Complejo La Esperanza en la zona del Puesto L. Álvarez, y también sobre rocas del Grupo los Menucos en el Área Puesto Mussi – Puesto Velo.

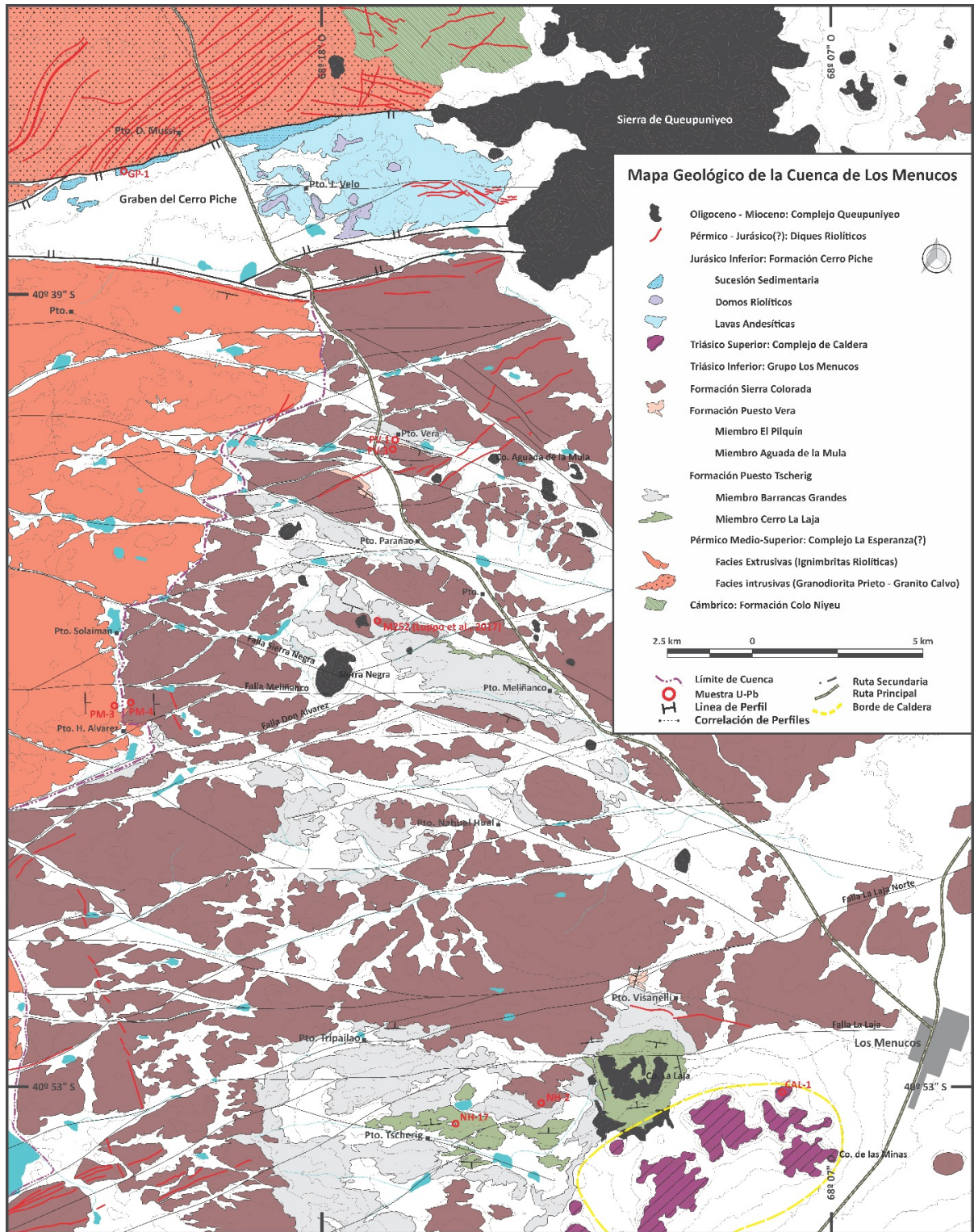


Figura 77. Mapa geológico detallado del área de estudio de la presente tesis.

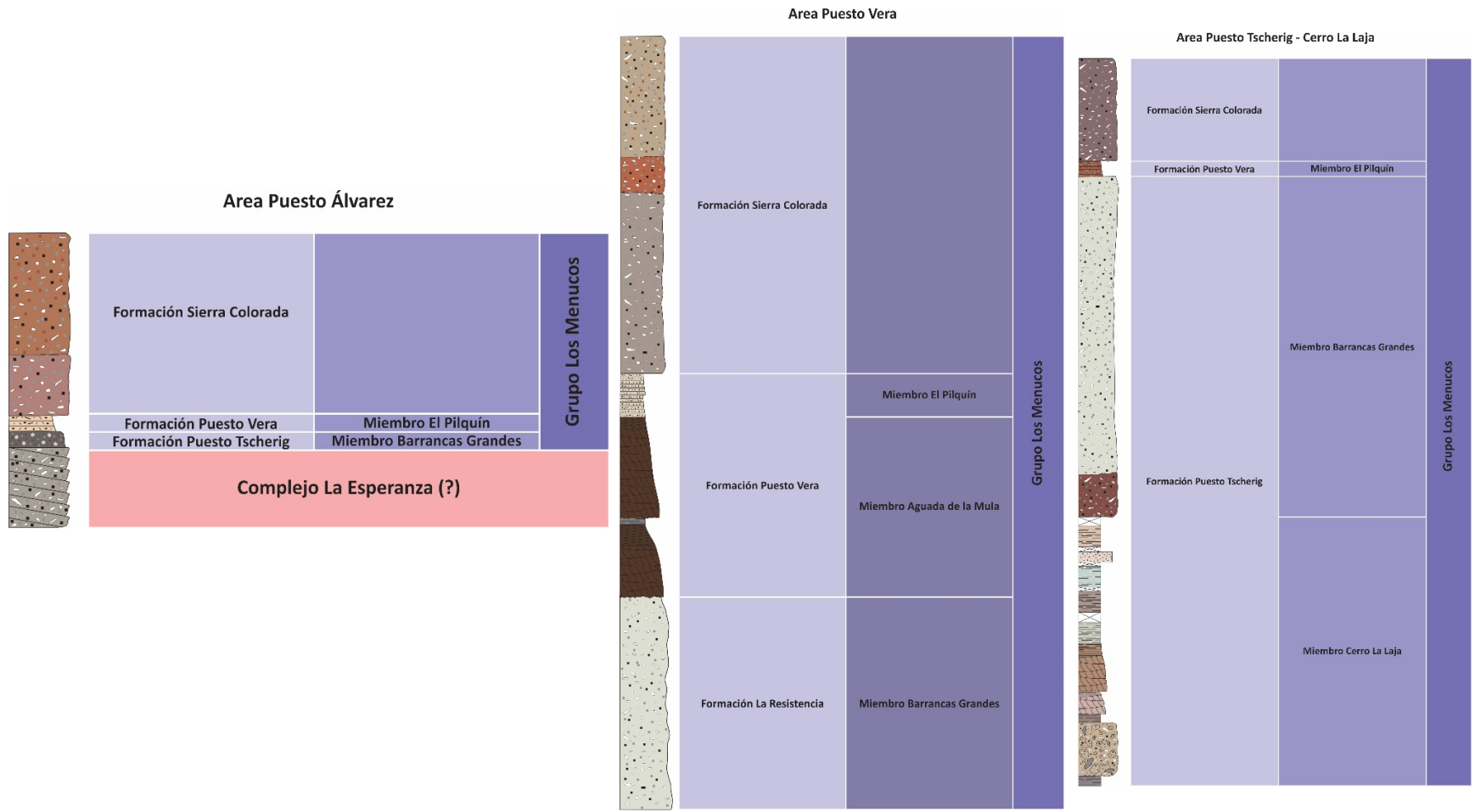


Figura 78. Esquema estratigráfico propuesto para el Grupo Los Menucos en las tres áreas principales identificadas para la cuenca homónima. El perfil mostrado para el Área Puesto Tschurig - Cerro La Laja es un esquema generalizado de los perfiles Tschurig Este, Oeste y Navarro.

CAPITULO VI – CONCLUSIONES

6.1. Correlación Regional

El estudio geocronológico llevado a cabo en esta tesis permite vincular temporalmente al Grupo Los Menucos, dentro del ámbito del Macizo Nordpatagónico, con el Complejo Yaminué y Ramos Mexia en el área de Valcheta y con la Formación Monasa en el área de Sierra Grande. En el área de Los Menucos el Grupo Los Menucos es contemporáneo con el Granito Calvo. Estas comparaciones llevadas al resto de la República Argentina permiten vincular temporalmente al Grupo Los Menucos con los primeros estadios en la evolución de las cuencas Cuyana (Grupo Uspallata – Formación Río Mendoza) e Ischigualasto (formaciones Tarjados y Talampaya). Todas estas acumulaciones pertenecientes al Triásico Inferior se disponen sobre rocas Pérmicas asignadas al Grupo Choiyoi, la discordancia que separa a estas acumulaciones es la Discordancia Huárpica.

Las rocas del complejo de caldera datadas para el Triásico Tardío son contemporáneas con la Superunidad Lipetrén en cercanías de Gastre, al pórfido cuarcífero Puesto Cuya próximo a Aguada de Guerra y al Granito Caita-Co en el área de El Cuy.

La Formación Cerro Piche, datada en 185 Ma, es contemporánea con la Formación Garamilla en el área de la Sierra de Lonco Trapial y a la Formación Chachil en el ámbito de la Cuenca Neuquina. En el ámbito de la provincia de Río Negro, este registro del Jurásico Temprano es hasta ahora el depósito más joven conocido.

6.2. Isotopía U-Pb y Lu-Hf

En términos isotópicos se reconocen tres eventos, EI vinculado al Pérmico Tardío y Triásico Medio, EII vinculado al Triásico Tardío y EIII ligado al Jurásico.

El EI comprende dos ciclos. El C1, desarrollado entre los 280 y 252 Ma, con valores de ϵ_{Hf} exclusivamente negativos entre -12 y -2, con T_{DM} paleo- a mesoproterozoica, indicativo de un magma derivado de una fuente crustal. El C2, desarrollado entre los 252 y 243 Ma, muestra valores de ϵ_{Hf} exclusivamente negativos entre -20 y -2, con T_{DM} paleo- a mesoproterozoica, indicativo de un magma derivado también de una fuente crustal. El C1 está genéticamente vinculado con la generación de una corteza continental engorsada, mientras que el C2 implica la progresiva fusión y adelgazamiento cortical.

El EII, está desarrollado entre los 220 y 200 Ma, con valores de ϵ_{Hf} exclusivamente negativos entre -5 y -10, con T_{DM} mesoproterozoica, indicativo de un magma derivado de una fuente crustal.

El EIII esta desarrollado durante todo el Jurásico y comprende cinco ciclos magmáticos distinguidos por sus características isotópicas: J1, J2, J3-I, J3-S, J4.

El ciclo J1 está temporalmente desarrollado entre los 195 y 185 Ma, muestra valores de ϵ_{Hf} que varían desde -8 hasta +2 con T_{DM} meso- a neoproterozoica (1.2 a 0.9 Ga). El ciclo J2 se desarrolla en un intervalo de 5 Ma, entre los 183 y 178 Ma, esá caracterizado por valores de ϵ_{Hf} negativos (-5 a -1) y T_{DM} meso- a neoproterozoicas (1.3 a 0.9 Ga). Tanto J1 como J2 implican un magma juvenil ascendente progresivamente contaminado por la corteza continental. El ciclo J3 se desarrolla entre los 177 y 164 Ma, y a su vez fue posible distinguir dos subciclos. El subciclo J3-I se caracteriza por valores de ϵ_{Hf} exclusivamente negativos entre -12 y -4 y T_{DM} exclusivamente mesoproterozoica (1.6 – 1.3 Ga); en cambio, el subciclo J3-S se caracteriza por valores de ϵ_{Hf} negativos y positivos entre -3 y +4, con T_{DM} meso- a neoproterozoica (1.2 a 0.8 Ga). El J3-I representa el retrabajo de una corteza mesoproterozoica equivalente al magmatismo de Mamil Choique. El J3-S, al igual que J1 y J2, es indicativo de un magma juvenil contaminado por una corteza continental. El ciclo J4 se desarrolla entre los 154 y 161 Ma, con valores de ϵ_{Hf}

mayormente negativos de -6 hasta positivos de +2, y TDM mesoproterozoica (1.3 a 1.1 Ga). Este último ciclo implica la participación de un magma juvenil con características isotópicas análogas al ciclo J1 y que fuera contaminado por una corteza antigua.

La evolución cortical de la Patagonia norte, en términos de isotopos de Hf, muestra que a finales del Paleozoico la generación de magma estuvo vinculada con una fuente cortical, asociada con un proceso de engrosamiento de la corteza. Desde el inicio del Triásico hasta el Triásico medio los magmas muestran una derivación también cortical pero en progresivo adelgazamiento de la corteza. Para el Triásico Medio hasta el Jurásico Tardío los datos isotópicos indican la progresiva participación de un magma juvenil mantélico, implicando un acentuado adelgazamiento cortical.

6.3. Futuras Investigaciones.

En el ámbito local, la comparación con sectores al Sur y Este permitirá a futuro delimitar la extensión de la Cuenca de Los Menucos. Esta extensión en los estudios permitirá corroborar espesores y revisar el esquema estratigráfico presentado en esta tesis, como así también su vinculación espacial con los plutones de edad correlativa en el Complejo La Esperanza, Complejo Yaminué y Complejo Ramos Mexía.

Un estudio tectónico-estructural, involucrando el estudio en la cinemática y edad de emplazamiento de los diques que cortan tanto al basamento metamórfico de la Formación Colo Niyeu como al Grupo Los Menucos, permitirá hacer correlaciones a escala regional con respecto a la dirección de los esfuerzos que dieron origen a estos depósitos Triásicos hasta Jurásicos. De este modo se podrán complementar los trabajos regionales y extender las comparaciones fuera del ámbito patagónico.

Una revisión paleontológica llevará a revisar las edades establecidas por correlación paleontológica ya que no concuerdan con las edades de cristalización establecidas para esta secuencia triásica.

En términos volcanológicos y estratigráficos resta entender los depósitos del Complejo de Caldera datados en 211 Ma. Esto requiere un trabajo detallado de la estratigrafía volcánica, extensión, quimismo y una posterior correlación con unidades contemporáneas, dentro y fuera de la Patagonia.

ANEXO

Anexo I: Isotopía U-Pb en circón

MUESTRA CAL1																			
Identifíer	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	%Conc.
003-ZR1N	6861	0.0031	0.744	11467	31.00	-0.06299	73.45	0.089	163.95	-0.0103	146.57	0.89	#¡NUM!	n.a.	-67	-198	87	256	-76.7
004-ZR1B	9	0.0033	0.573	146458	14.29	0.05173	0.74	0.271	1.334	0.038	1.047	0.785	274	34	241	5	244	6	98.7
005-ZR2	77	0.0004	1.466	671	25.83	0.04826	24.24	0.213	24.55	0.0320	3.87	0.16	112	980	203	15	196	86	103.6
006-ZR3	19	0.0004	0.778	10264	22.86	0.04426	7.45	0.209	8.13	0.0343	3.22	0.40	-96	347	217	14	193	28	112.6
007-ZR4	16	0.0003	1.052	9190	34.69	0.05018	4.97	0.224	6.64	0.0324	4.38	0.66	203	223	206	18	206	25	100.1
008-ZR5N	411	0.0045	0.525	1448	14.27	0.09059	2.20	0.443	2.38	0.0354	0.85	0.36	1438	83	225	4	372	15	60.3
009-ZR5B	653	0.0036	0.715	390	4.31	0.10715	1.48	0.454	2.01	0.0307	1.30	0.65	1751	54	195	5	380	13	51.3
010-ZR6	16	0.0013	0.717	27195	19.78	0.05058	1.36	0.272	1.942	0.039	1.331	0.686	222	63	247	6	244	8	101.0
013-ZR7	6	0.0009	0.715	371952	88.34	0.05192	1.41	0.274	2.185	0.038	1.627	0.744	282	64	242	8	246	10	98.5
014-ZR8N	7	0.0022	0.745	95965	16.95	0.05115	0.81	0.268	1.409	0.038	1.090	0.773	248	37	241	5	241	6	99.7
015-ZR8B	7	0.0005	0.737	21893	11.34	0.05039	3.76	0.221	5.47	0.0318	3.96	0.72	213	170	202	16	202	20	99.5
016-ZR9	8	0.0006	0.609	20871	15.58	0.05050	2.77	0.240	4.40	0.0344	3.39	0.77	218	126	218	15	218	17	100.0
017-ZR10	10	0.0012	0.617	58072	28.34	0.05063	1.25	0.232	1.87	0.0332	1.34	0.72	224	57	211	6	212	7	99.5
018-ZR11	5	0.0004	1.215	17724	9.93	0.05351	4.21	0.234	6.81	0.0317	5.35	0.78	350	185	201	21	214	26	94.3
019-ZR12	275	0.0004	1.330	4859	37.55	0.04984	102.25	0.243	103.03	0.0354	12.71	0.12	187	2903	224	56	221	373	101.4
020-ZR13	18	0.0004	0.849	28558	64.31	0.04042	11.26	0.200	12.19	0.0358	4.65	0.38	-324	534	227	21	185	41	122.8
023-ZR14	31	0.0004	0.826	10014	41.99	0.02169	59.90	0.112	60.07	0.0376	4.51	0.08	#¡NUM!	n.a.	238	21	108	120	219.9
024-ZR15	46	0.0004	0.935	900	28.37	0.06945	11.17	0.304	12.89	0.0317	6.42	0.50	912	429	201	25	270	60	74.7
025-ZR16	40	0.0006	0.680	30478	68.24	0.05025	13.22	0.306	14.37	0.0441	5.61	0.39	207	562	278	30	271	67	102.7
026-ZR17	36	0.0002	1.186	4488	28.38	0.03292	37.01	0.159	37.41	0.0351	5.48	0.15	-882	1664	222	24	150	102	148.1
027-ZR18N	18	0.0006	0.559	13092	22.96	0.05041	2.63	0.239	4.02	0.0344	3.02	0.75	214	120	218	13	218	16	100.2

028-ZR18	187	0.0010	0.968	1177	43.78	0.03942	55.82	0.177	57.02	0.0325	11.60	0.20	-389	2086	206	47	165	167	124.8
029-ZR19	12	0.0004	1.164	11108	16.83	0.05156	4.16	0.231	6.60	0.0325	5.12	0.77	266	185	206	21	211	25	97.7
030-ZR20	9	0.0007	1.336	62763	64.24	0.04990	2.38	0.229	3.46	0.0333	2.49	0.72	190	109	211	10	210	13	100.8
033-ZR21	13	0.0004	0.702	13880	32.50	0.04862	3.94	0.213	4.98	0.0317	3.02	0.61	130	180	201	12	196	18	102.8
034-ZR22	15	0.0007	0.898	18049	22.35	0.05093	2.71	0.233	3.91	0.0332	2.79	0.71	238	123	210	12	213	15	98.9
035-ZR23	17	0.0005	1.177	14940	26.84	0.04148	9.11	0.204	9.83	0.0356	3.67	0.37	-258	433	225	16	188	33	119.8
036-ZR24	13	0.0003	0.885	10356	25.05	0.05186	5.68	0.244	8.03	0.0341	5.66	0.71	279	250	216	24	222	32	97.6
037-ZR25	27	0.0003	0.917	6730	24.73	-18.52178	96.37	-97.575	96.80	0.0382	9.19	0.09	#iNUM!	n.a.	242	44	n.a.	n.a.	#iVALOR!
038-ZR26	18	0.0009	0.857	19024	19.28	0.04999	2.13	0.268	3.043	0.039	2.146	0.705	194	97	246	10	241	13	102.0
039-ZR27	78	0.0024	0.676	15011	41.79	0.06248	2.65	0.318	3.18	0.0369	1.73	0.54	690	111	234	8	280	16	83.3
040-ZR28	12	0.0011	0.753	34458	15.54	0.05265	1.78	0.281	2.476	0.039	1.680	0.679	314	80	244	8	251	11	97.3
043-ZR29	7	0.0010	0.473	41707	10.86	0.05195	1.74	0.274	2.651	0.038	1.963	0.740	283	79	242	9	246	12	98.4
044-ZR30	7	0.0004	0.702	18631	28.45	0.05152	3.21	0.225	4.62	0.0317	3.30	0.71	264	144	201	13	206	17	97.5
045-ZR31	14	0.0003	0.994	10770	15.52	0.04112	9.65	0.205	10.81	0.0361	4.84	0.45	-280	459	229	22	189	37	120.9
046-ZR32	11	0.0006	1.228	17811	16.01	0.05071	2.93	0.225	4.22	0.0322	3.01	0.71	228	133	205	12	206	16	99.1
047-ZR33N	201	0.0031	0.637	16228	26.42	0.08222	2.09	0.566	4.53	0.0499	4.00	0.88	1251	81	314	25	455	33	69.0
048-ZR33B	17	0.0012	0.946	34619	19.37	0.04675	2.76	0.226	3.57	0.0351	2.23	0.63	37	129	222	10	207	13	107.4
049-ZR34	23	0.0004	1.088	8103	22.07	0.05053	5.99	0.234	7.30	0.0336	4.16	0.57	220	266	213	17	214	28	99.7
050-ZR35	809	0.0005	1.351	2023	49.49	0.14525	63.58	0.903	64.91	0.0451	13.06	0.20	2291	1626	284	72	653	545	43.5
051-ZR36	30	0.0004	0.919	4683	39.83	0.05954	16.60	0.329	18.58	0.0401	8.33	0.45	587	649	253	41	289	91	87.7
052-ZR37	40	0.0003	1.112	6310	24.86	-25.02901	164.93	-120.832	165.42	0.0350	12.65	0.08	#iNUM!	n.a.	222	55	n.a.	n.a.	#iVALOR!
053-ZR38	19	0.0003	0.776	8425	27.74	-15.65599	82.21	-81.363	82.79	0.0377	9.77	0.12	#iNUM!	n.a.	238	46	n.a.	n.a.	#iVALOR!
054-ZR39	9	0.0007	1.745	24005	13.56	0.04995	2.77	0.223	4.01	0.0324	2.88	0.72	192	126	205	12	204	15	100.5

MUESTRA GP1(A)																			
Identifer	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	%Conc.
004-ZR1	96	0.0027	0.521	35642	30.65	0.07244	0.74	0.41	1.91	0.04	1.72	0.90	998	30	259	9	349	11	74
005-ZR2	61	0.0028	0.431	6221	36.57	0.06372	1.09	0.78	2.25	0.09	1.94	0.86	732	46	546	20	584	20	94
006-ZR3	300	0.0015	0.470	357	6.09	0.11220	4.26	0.65	5.30	0.04	3.13	0.59	1835	150	264	16	506	42	52

007-ZR4	2	0.0008	0.562	48114	6.97	0.05591	0.80	0.45	2.14	0.06	1.95	0.91	449	35	367	14	378	13	97
008-ZR5B	1	0.0007	0.206	41435	5.91	0.05100	1.08	0.21	2.47	0.03	2.20	0.89	241	49	186	8	190	9	98
009-ZR5N	2	0.0007	0.200	37875	8.42	0.05141	1.05	0.21	2.55	0.03	2.30	0.90	259	48	187	8	193	9	97
012-ZR6	2	0.0022	0.332	120918	7.90	0.05304	0.60	0.32	2.40	0.04	2.30	0.96	331	27	272	12	279	12	98
013-ZR7	4	0.0013	0.265	66352	10.65	0.05193	2.17	0.30	3.35	0.04	2.52	0.75	282	98	267	13	269	16	99
014-ZR8	2	0.0009	0.700	61119	13.15	0.05162	0.86	0.21	2.40	0.03	2.21	0.92	269	39	189	8	195	8	97
015-ZR9	210	0.0021	1.234	640	8.41	0.06990	2.37	0.38	3.26	0.04	2.21	0.68	925	96	247	11	324	18	76
016-ZR10	2	0.0007	0.294	39674	4.21	0.05163	1.16	0.20	2.17	0.03	1.80	0.83	269	53	182	6	188	7	97
017-ZR11	3	0.0004	0.646	21994	7.49	0.05350	1.13	0.21	2.21	0.03	1.86	0.84	350	51	181	7	194	8	93
018-ZR12	2	0.0007	0.443	42130	7.38	0.05586	1.01	0.32	2.40	0.04	2.15	0.89	447	44	265	11	284	12	93
019-ZR13	2	0.0012	0.386	66441	6.28	0.05126	1.21	0.21	2.18	0.03	1.77	0.81	252	55	192	7	197	8	98
023-ZR14	365	0.0025	0.298	487	4.90	0.10643	2.28	0.47	3.24	0.03	2.27	0.70	1739	82	202	9	389	21	52
024-ZR15	9	0.0002	0.688	9388	10.17	0.07750	6.67	0.30	6.99	0.03	2.08	0.30	1134	255	181	7	270	33	67
025-ZR16	3	0.0005	0.258	31815	6.51	0.05043	1.33	0.21	2.10	0.03	1.58	0.75	215	61	187	6	189	7	99
026-ZR17	2	0.0002	0.897	10655	7.23	0.05817	2.34	0.23	2.84	0.03	1.57	0.55	536	101	184	6	212	11	87
027-ZR18	25	0.0017	0.393	34796	22.29	0.06390	0.98	0.39	2.06	0.04	1.78	0.86	738	41	277	10	332	12	83
028-ZR19B	2	0.0007	0.419	38343	6.14	0.05167	0.85	0.21	1.86	0.03	1.62	0.87	271	39	191	6	197	7	97
029-ZR19N	1	0.0005	0.529	31026	5.49	0.05243	1.08	0.21	2.06	0.03	1.72	0.83	304	49	189	6	198	7	96
032-ZR20	2	0.0003	1.209	14578	7.70	0.05404	1.51	0.22	2.26	0.03	1.64	0.73	373	67	186	6	200	8	93
033-ZR21	185	0.0008	0.654	7247	25.02	0.16600	1.80	0.68	2.56	0.03	1.79	0.70	2518	60	189	7	527	21	36
034-ZR22	1	0.0005	0.802	27440	9.66	0.05206	1.85	0.21	2.40	0.03	1.47	0.62	288	84	187	5	194	8	96
035-ZR23	3	0.0011	0.464	59764	8.69	0.04810	1.87	0.20	2.30	0.03	1.28	0.56	104	87	187	5	181	8	103
036-ZR24	1	0.0005	0.296	31437	8.65	0.05222	1.02	0.21	1.62	0.03	1.20	0.74	295	46	184	4	192	6	96
037-ZR25	95	0.0017	0.347	1266	9.38	0.07070	1.05	0.39	1.66	0.04	1.24	0.74	949	43	252	6	334	9	76
038-ZR26	3	0.0003	0.394	16399	6.17	0.05886	2.99	0.24	3.26	0.03	1.24	0.38	562	128	187	5	217	13	86
039-ZR27	9	0.0013	0.331	53739	11.20	0.05726	1.09	0.34	1.59	0.04	1.09	0.69	502	48	271	6	296	8	91
043-ZR28	2	0.0009	0.478	56091	5.39	0.05408	0.98	0.30	1.55	0.04	1.14	0.73	374	44	253	6	265	7	95
044-ZR29	1	0.0004	0.480	27047	4.30	0.05377	1.38	0.22	1.81	0.03	1.11	0.61	362	62	186	4	199	7	93
045-ZR30	2	0.0007	0.374	42330	7.64	0.05358	1.11	0.34	1.77	0.05	1.33	0.75	353	50	293	8	300	9	98

046-ZR31	1	0.0006	0.281	40166	8.44	0.05413	1.20	0.30	1.59	0.04	0.97	0.61	376	54	253	5	266	7	95
047-ZR32	5	0.0031	0.061	157448	21.92	0.12001	1.24	3.05	2.98	0.18	2.68	0.90	1956	44	1092	54	1421	45	77
048-ZR33	521	0.0023	0.687	376	12.54	0.05888	3.29	0.24	3.52	0.03	1.21	0.34	563	140	190	5	220	14	86
049-ZR34	1	0.0006	0.236	35568	6.86	0.05120	1.53	0.21	1.91	0.03	1.07	0.56	250	70	189	4	193	7	98
050-ZR35	1	0.0011	0.374	67942	5.35	0.05383	1.60	0.32	1.91	0.04	0.97	0.51	364	71	269	5	279	9	96
053-ZR36	2	0.0038	0.376	228040	9.01	0.08530	0.53	2.60	1.55	0.22	1.40	0.91	1322	21	1288	33	1301	23	99
054-ZR37	1	0.0015	0.392	89845	5.72	0.05171	0.65	0.31	1.48	0.04	1.28	0.86	273	30	273	7	273	7	100
055-ZR38	1	0.0003	0.505	16764	2.92	0.06511	1.87	0.25	2.26	0.03	1.21	0.54	778	78	177	4	227	9	78
056-ZR39	1	0.0007	0.358	41331	4.99	0.05368	0.96	0.29	1.60	0.04	1.22	0.76	358	43	245	6	256	7	96
057-ZR40	3	0.0003	0.341	16124	9.77	0.05469	1.48	0.21	2.09	0.03	1.42	0.68	400	66	181	5	197	7	92
058-ZR41	1777	0.0011	1.286	41	5.18	0.47400	5.62	4.79	9.52	0.07	7.68	0.81	4162	162	456	67	1783	154	26
059-ZR42N	2	0.0002	1.161	10942	7.23	0.04066	12.82	0.16	12.97	0.03	1.94	0.15	-309	600	186	7	154	37	121
060-ZR42B	2	0.0004	1.041	24865	6.88	0.05472	1.31	0.23	2.23	0.03	1.76	0.79	401	58	190	7	207	8	92
064-ZR43	1	0.0027	0.020	158413	7.60	0.06253	0.76	0.91	1.99	0.11	1.80	0.91	692	32	645	22	655	19	98
065-ZR44	220	0.0014	0.254	472	4.56	0.11037	2.00	0.49	2.62	0.03	1.65	0.63	1805	72	206	7	407	17	51
066-ZR45	1	0.0006	1.088	39801	6.29	0.05164	1.00	0.21	1.79	0.03	1.44	0.81	269	45	184	5	190	6	97
067-ZR46	1	0.0009	0.413	53442	7.56	0.05451	1.16	0.34	1.94	0.04	1.51	0.78	392	52	283	8	295	10	96
068-ZR47	57	0.0008	0.363	7041	23.90	0.09566	2.27	0.32	3.00	0.02	1.93	0.64	1541	84	154	6	281	15	55
MUESTRA GP1(B)																			
004-ZR1	3	0.0022	0.560	121063	6.73	0.05281	0.64	0.30	1.09	0.04	0.80	0.73	321	29	262	4	268	5	98
005-ZR2	706	0.0016	0.291	351	22.36	0.19832	10.22	1.04	10.52	0.04	2.48	0.24	2812	316	240	12	722	106	33
006-ZR3	1	0.0005	0.462	27375	3.91	0.05229	0.99	0.21	1.21	0.03	0.59	0.49	298	45	186	2	194	4	96
007-ZR4	3	0.0018	0.924	98267	11.31	0.05213	0.51	0.29	0.90	0.04	0.64	0.71	291	23	258	3	261	4	99
008-ZR5	1	0.0004	1.046	21178	5.53	0.05401	1.46	0.25	1.68	0.03	0.73	0.43	371	65	209	3	223	7	94
009-ZR6	4	0.0019	0.317	105334	9.51	0.05213	0.92	0.31	1.33	0.04	0.88	0.67	291	42	272	5	274	6	99
010-ZR7	2	0.0006	1.224	38245	6.84	0.05085	1.02	0.20	1.23	0.03	0.58	0.47	234	47	183	2	186	4	98
013-ZR8	2	0.0008	0.969	49830	5.83	0.05133	0.73	0.21	1.02	0.03	0.60	0.59	256	33	186	2	191	4	97
014-ZR9	1	0.0015	0.381	93754	4.74	0.05759	0.57	0.60	0.88	0.08	0.56	0.64	514	25	470	5	477	7	98
015-ZR10	266	0.0031	0.380	62250	28.63	0.04978	12.27	0.31	12.37	0.04	1.50	0.12	185	526	282	8	272	58	104

016-ZR11	1	0.0005	0.677	31657	8.17	0.05195	1.16	0.20	1.42	0.03	0.73	0.51	283	53	179	3	187	5	96
017-ZR12	3	0.0015	0.471	102289	22.83	0.05052	0.68	0.21	1.07	0.03	0.74	0.69	219	31	193	3	195	4	99
018-ZR13	2	0.0010	0.607	59900	9.30	0.05130	0.66	0.21	1.01	0.03	0.67	0.66	254	30	193	3	197	4	98
019-ZR14	1	0.0008	0.516	47547	6.16	0.05104	0.73	0.21	1.06	0.03	0.68	0.64	243	33	192	3	196	4	98
020-ZR15	36	0.0022	0.602	47004	16.06	0.06355	1.11	0.25	1.40	0.03	0.77	0.55	727	47	184	3	229	6	80
024-ZR16	151	0.0028	0.257	1331	9.52	0.07023	1.60	0.62	2.28	0.06	1.57	0.69	935	65	401	12	491	18	82
025-ZR17	14	0.0008	0.513	39263	42.70	0.04959	4.14	0.21	4.34	0.03	1.27	0.29	176	188	191	5	190	15	101
026-ZR18	226	0.0007	0.297	1704	53.15	0.19034	2.47	0.82	2.65	0.03	0.89	0.33	2745	80	199	3	611	24	33
027-ZR19	1	0.0002	0.481	11219	4.03	0.05542	1.75	0.22	1.94	0.03	0.76	0.39	429	77	186	3	205	7	91
028-ZR20	2	0.0020	0.435	115983	8.21	0.05155	0.64	0.31	1.63	0.04	1.45	0.89	266	29	278	8	276	8	100
029-ZR21	12096	0.0052	1.011	28	1.77	0.69038	3.26	18.35	13.27	0.19	12.86	0.97	4711	92	1136	265	3008	241	38
030-ZR22	3	0.0016	0.386	99343	8.69	0.05222	0.67	0.31	1.01	0.04	0.66	0.66	295	30	274	4	276	5	99
031-ZR23	1	0.0008	0.286	51165	6.92	0.05101	0.71	0.20	1.06	0.03	0.70	0.66	241	33	183	3	187	4	98
032-ZR24	171	0.0007	0.484	314	6.73	0.11007	4.91	0.41	5.12	0.03	1.41	0.28	1801	174	172	5	350	30	49
035-ZR25	52	0.0023	0.683	20022	44.16	0.05739	2.62	0.33	2.86	0.04	1.08	0.38	507	113	264	6	290	14	91
036-ZR26	1	0.0004	0.412	24166	2.90	0.05244	1.30	0.20	1.57	0.03	0.79	0.50	305	59	178	3	187	5	95
037-ZR27	1	0.0007	0.718	101054	54.86	0.05127	0.86	0.20	1.56	0.03	1.25	0.80	253	39	183	5	188	5	97
038-ZR28	2	0.0012	0.391	66664	7.29	0.05096	1.14	0.30	1.88	0.04	1.45	0.77	239	52	271	8	268	9	101
039-ZR29	1	0.0007	1.318	41909	7.04	0.05065	0.88	0.21	1.59	0.03	1.28	0.80	225	40	190	5	192	6	99
040-ZR30	2	0.0005	2.651	26912	6.87	0.05123	1.05	0.20	1.69	0.03	1.28	0.75	251	48	179	5	184	6	97
041-ZR31	310	0.0043	0.348	1150	6.53	0.08427	1.55	0.46	2.58	0.04	2.02	0.78	1299	60	249	10	382	16	65
042-ZR32	3	0.0005	1.060	29967	10.73	0.04580	6.03	0.18	6.30	0.03	1.77	0.28	-13	279	179	6	166	19	108
048-ZR33	7	0.0006	0.496	34218	12.26	0.04925	1.75	0.19	2.01	0.03	0.90	0.45	160	81	182	3	180	7	101
049-ZR34	1	0.0004	0.393	27992	3.71	0.05249	1.22	0.20	1.42	0.03	0.63	0.45	307	55	176	2	186	5	95
050-ZR35	3	0.0005	0.985	26949	8.89	0.05369	1.49	0.25	1.70	0.03	0.74	0.43	358	67	211	3	224	7	94
051-ZR36	1	0.0008	0.369	52856	8.60	0.05341	0.75	0.31	1.01	0.04	0.56	0.55	346	34	264	3	273	5	97
052-ZR37	300	0.0019	0.674	2288	75.54	0.11843	2.31	0.56	2.90	0.03	1.71	0.59	1933	82	218	7	452	21	48
053-ZR38	2	0.0021	0.086	109436	8.32	0.05588	0.66	0.39	1.32	0.05	1.08	0.82	447	29	320	7	336	8	95
054-ZR39	2	0.0006	0.721	34469	7.65	0.05337	2.51	0.24	2.67	0.03	0.84	0.31	345	111	210	3	221	11	95
057-ZR40	3	0.0004	0.423	21370	8.74	0.05982	1.21	0.33	1.81	0.04	1.29	0.71	597	52	255	6	291	9	87

058-ZR41	117	0.0020	0.236	1325	11.77	0.07217	2.72	0.42	2.99	0.04	1.19	0.40	991	109	265	6	355	18	75
059-ZR42	45	0.0019	0.447	50711	15.99	0.07141	2.28	0.42	2.40	0.04	0.63	0.26	969	92	271	3	358	14	76
060-ZR43	6	0.0040	0.015	185287	13.46	0.05741	0.68	0.71	0.98	0.09	0.60	0.62	507	30	553	6	544	8	102
061-ZR44	2	0.0004	0.685	21986	4.06	0.05231	1.33	0.22	1.56	0.03	0.72	0.46	299	60	190	3	199	6	96
062-ZR45	2	0.0005	0.705	28396	5.37	0.05433	1.13	0.22	1.41	0.03	0.76	0.54	385	50	184	3	199	5	92
063-ZR46	3	0.0009	0.592	47212	8.48	0.05513	1.30	0.21	1.51	0.03	0.68	0.45	418	57	173	2	191	5	91
064-ZR47	3	0.0022	0.318	119932	6.82	0.05499	0.65	0.33	1.05	0.04	0.74	0.70	412	29	271	4	286	5	95
068-ZR48	5014	0.0039	0.297	50	1.85	0.49379	0.75	0.60	1.86	0.01	1.66	0.89	4223	22	56	2	474	14	12
069-ZR49	4	0.0011	0.384	57404	8.32	0.05158	0.94	0.20	1.20	0.03	0.65	0.54	267	43	180	2	187	4	97
070-ZR50	1	0.0009	0.602	55994	5.57	0.05241	0.95	0.24	1.19	0.03	0.62	0.52	304	43	210	3	218	5	96
071-ZR51	3	0.0020	0.284	265035	60.76	0.05968	0.55	0.71	1.02	0.09	0.78	0.76	592	24	532	8	544	9	98

MUESTRA NH2																			
Identif	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
004-ZR1	4	0.0039	0.871	212963	7.44	0.05121	0.48	0.289	0.97	0.0410	0.75	0.78	250	22	259	4	258	4	100.32
005-ZR2	3	0.0026	0.692	154083	6.80	0.05139	0.59	0.288	1.21	0.0406	0.99	0.82	258	27	257	5	257	5	99.93
006-ZR3	1	0.0019	0.529	111187	8.27	0.05172	0.47	0.292	1.13	0.0410	0.96	0.85	273	22	259	5	260	5	99.46
007-ZR4	2	0.0024	0.782	136907	8.76	0.05154	0.46	0.298	1.78	0.0419	1.69	0.94	265	21	264	9	265	8	99.97
008-ZR5	2	0.0027	0.517	152006	7.58	0.05116	0.58	0.301	1.58	0.0427	1.42	0.90	248	27	269	7	267	7	100.81
009-ZR6	3	0.0023	0.443	132148	10.29	0.05110	0.60	0.291	1.95	0.0413	1.82	0.93	245	27	261	9	260	9	100.59
010-ZR7	3	0.0026	0.658	146089	8.10	0.05139	0.55	0.292	2.01	0.0412	1.90	0.94	258	25	261	10	260	9	100.08
013-ZR8	2	0.0024	0.593	139997	6.93	0.05113	0.54	0.289	2.31	0.0410	2.22	0.96	246	25	259	11	258	11	100.46
014-ZR9	3	0.0015	0.493	88702	7.76	0.05147	0.64	0.287	2.24	0.0404	2.12	0.94	262	29	255	11	256	10	99.74
015-ZR10	1	0.0017	0.524	105121	6.49	0.05162	0.66	0.293	2.09	0.0412	1.95	0.93	269	30	260	10	261	10	99.66
016-ZR11	1	0.0024	0.545	155675	10.55	0.05148	0.55	0.292	2.37	0.0412	2.27	0.96	263	25	260	12	260	11	99.90
017-ZR12	2	0.0024	0.522	142150	8.58	0.05161	0.57	0.297	2.34	0.0417	2.24	0.96	268	26	264	12	264	11	99.81
018-ZR13	2	0.0018	0.501	94738	7.79	0.05268	0.74	0.295	2.69	0.0407	2.56	0.95	315	33	257	13	263	12	97.78
019-ZR14N	1	0.0027	1.180	176137	6.35	0.05124	0.77	0.294	2.88	0.0416	2.75	0.96	252	35	263	14	261	13	100.40
020-ZR14B	3	0.0018	0.508	105427	7.64	0.05146	0.82	0.293	2.68	0.0412	2.52	0.94	262	37	261	13	261	12	99.95

024-ZR15	1	0.0019	0.442	115232	6.86	0.05100	0.76	0.290	2.87	0.0413	2.74	0.96	241	35	261	14	259	13	100.76
025-ZR16	3	0.0008	0.552	43395	8.31	0.05286	0.87	0.286	2.53	0.0393	2.35	0.93	323	39	248	11	256	11	97.15
026-ZR17	3	0.0031	0.826	177845	7.02	0.05140	0.64	0.282	2.27	0.0397	2.15	0.95	259	29	251	11	252	10	99.70
027-ZR18	1	0.0015	0.370	90082	6.09	0.05164	0.72	0.283	1.93	0.0397	1.75	0.91	269	33	251	9	253	9	99.30
028-ZR19B	1	0.0009	0.474	53711	9.48	0.05136	1.17	0.277	1.95	0.0392	1.52	0.78	257	53	248	7	249	9	99.64
029-ZR19N	1	0.0006	0.452	38214	10.25	0.05225	1.24	0.284	1.91	0.0394	1.40	0.74	297	56	249	7	254	9	98.17
030-ZR20	1	0.0011	0.519	65155	6.20	0.05184	1.12	0.287	1.72	0.0401	1.26	0.73	278	51	253	6	256	8	99.04
033-ZR21	1	0.0018	0.714	109912	4.77	0.05183	0.81	0.283	1.53	0.0395	1.24	0.81	278	37	250	6	253	7	98.93
034-ZR22	1	0.0020	0.447	121158	8.14	0.05140	0.80	0.286	1.44	0.0404	1.14	0.79	259	37	255	6	256	7	99.85
035-ZR23	7	0.0024	0.740	81074	12.68	0.05550	0.86	0.308	1.36	0.0402	0.99	0.73	432	38	254	5	273	7	93.30
036-ZR24	7	0.0014	0.362	80079	8.56	0.05167	1.15	0.287	1.59	0.0403	1.03	0.65	271	52	255	5	256	7	99.37
038-ZR26	3	0.0010	0.488	57642	10.88	0.05179	0.78	0.280	1.46	0.0393	1.17	0.80	276	36	248	6	251	6	98.91
037-ZR25	7	0.0010	0.369	52007	10.01	0.04316	5.79	0.242	5.93	0.0407	1.20	0.20	-158	276	257	6	220	23	116.78

MUESTRA NH17																			
Identif	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
004-ZR1	2	0.0013	0.565	71144	6.27	0.05202	0.82	0.290	1.12	0.0405	0.66	0.59	286	37	256	3	259	5	98.84
005-ZR2	4	0.0010	1.067	53881	7.04	0.05758	1.40	0.317	1.70	0.0399	0.90	0.53	514	61	252	4	279	8	90.26
006-ZR3	50	0.0019	0.490	20812	26.27	0.06750	1.18	0.370	1.45	0.0397	0.75	0.52	853	49	251	4	319	8	78.61
009-ZR4	998	0.0019	0.830	130	3.68	0.22333	4.09	1.567	4.36	0.0509	1.49	0.34	3005	128	320	9	957	53	33.42
010-ZR5	2	0.0016	0.382	98155	5.78	0.05115	0.66	0.293	1.02	0.0416	0.68	0.67	248	30	263	4	261	5	100.57
011-ZR6	3	0.0016	0.470	96765	10.21	0.05080	1.29	0.286	1.51	0.0409	0.68	0.45	232	59	258	3	256	7	101.01
012-ZR7	8	0.0007	0.700	32281	10.41	0.05786	2.24	0.317	2.36	0.0397	0.66	0.28	524	97	251	3	279	12	89.84
015-ZR8B	3	0.0003	0.349	19251	7.23	0.05180	1.26	0.273	1.65	0.0383	1.00	0.61	277	57	242	5	245	7	98.66
016-ZR8N	1	0.0012	0.797	75432	2.73	0.05130	0.62	0.280	1.09	0.0396	0.81	0.75	254	28	251	4	251	5	99.86
017-ZR9N	5	0.0007	0.390	35081	9.07	0.05625	1.75	0.300	2.13	0.0387	1.17	0.55	462	77	245	6	267	10	91.84
018-ZR9B	25	0.0017	0.441	38904	20.12	0.05812	1.37	0.322	1.86	0.0402	1.21	0.65	534	59	254	6	284	9	89.61
021-ZR10	72	0.0005	0.653	1324	57.30	0.09342	3.33	0.537	3.41	0.0417	0.60	0.18	1496	124	263	3	436	24	60.32

022-ZR11N	1	0.0016	0.393	96556	7.43	0.05145	0.55	0.281	0.89	0.0396	0.59	0.67	261	25	250	3	251	4	99.57
023-ZR11B	14	0.0018	0.368	57528	18.30	0.05398	0.91	0.307	1.17	0.0412	0.64	0.55	370	41	260	3	272	6	95.82
024-ZR12	5	0.0015	0.427	69186	9.06	0.05448	0.91	0.291	1.65	0.0388	1.32	0.80	391	41	245	6	260	8	94.49
028-ZR12	5	0.0014	0.731	60689	11.64	0.05338	0.71	0.291	1.30	0.0395	1.03	0.79	345	32	250	5	259	6	96.36
029-ZR14	4	0.0009	0.624	42547	9.73	0.05184	1.05	0.277	1.30	0.0388	0.67	0.52	278	48	245	3	249	6	98.74
030-ZR14	30	0.0010	1.262	16196	31.05	0.06574	3.71	0.343	3.99	0.0378	1.41	0.35	798	152	239	7	299	21	79.94
033-ZR16	2	0.0010	0.689	55831	6.79	0.05202	0.71	0.289	1.00	0.0403	0.60	0.60	286	32	255	3	258	5	98.80
034-ZR17N	3	0.0008	1.265	42209	8.78	0.05258	1.03	0.291	1.27	0.0401	0.65	0.51	311	47	254	3	259	6	97.81
035-ZR17B	3	0.0014	0.692	76601	8.31	0.05315	0.65	0.294	0.97	0.0401	0.62	0.64	335	29	253	3	261	4	96.87
036-ZR18	1	0.0010	0.485	59750	6.23	0.05309	0.78	0.296	1.06	0.0404	0.62	0.58	333	35	255	3	263	5	97.05
039-ZR19	8	0.0007	0.456	29203	20.14	0.05655	1.61	0.307	1.87	0.0393	0.88	0.47	474	70	249	4	272	9	91.56
040-ZR20N	3	0.0010	0.682	51966	10.11	0.05234	0.84	0.295	1.21	0.0409	0.79	0.65	300	38	258	4	262	6	98.39
041-ZR20B	11	0.0010	0.589	42991	11.83	0.04385	3.55	0.257	4.13	0.0425	2.07	0.50	-119	171	268	11	232	17	115.55
042-ZR21	43	0.0013	0.472	16898	29.58	0.05812	1.63	0.311	1.82	0.0388	0.71	0.39	534	71	245	3	275	9	89.26
045-ZR22N	15	0.0006	0.833	26894	11.71	0.03571	9.44	0.191	9.51	0.0389	1.08	0.11	-653	483	246	5	178	31	138.23
046-ZR22B	2	0.0008	0.764	50601	6.98	0.05191	0.69	0.293	1.57	0.0410	1.36	0.87	281	31	259	7	261	7	99.14

MUESTRA PM3																			
Identif	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
004-ZR1	208	0.0032	0.582	11891	68.50	0.07317	3.83	0.430	4.81	0.0426	2.89	0.60	1019	151	269	15	363	29	74.08
005-ZR2	4	0.0021	0.542	132935	13.00	0.05125	0.64	0.291	2.31	0.0412	2.19	0.95	252	29	260	11	260	11	100.32
006-ZR3	2	0.0012	0.448	72538	8.45	0.05136	0.78	0.287	1.89	0.0406	1.69	0.89	257	35	256	8	257	9	99.96
009-ZR4	3	0.0015	0.423	85159	7.51	0.05157	0.67	0.292	1.37	0.0410	1.13	0.83	266	30	259	6	260	6	99.71
010-ZR5	2	0.0010	0.520	61070	6.94	0.05172	0.64	0.294	1.28	0.0412	1.04	0.82	273	29	260	5	261	6	99.50
011-ZR6B	2	0.0006	0.782	36649	6.65	0.05214	0.89	0.282	1.27	0.0392	0.82	0.65	291	40	248	4	252	6	98.34
012-ZR6N	25	0.0003	0.763	10170	17.38	0.04046	11.61	0.219	11.67	0.0392	1.13	0.10	-321	549	248	5	201	42	123.42
015-ZR7	365	0.0027	0.507	2134	77.49	0.09483	2.71	0.549	3.02	0.0420	1.27	0.42	1525	100	265	7	444	22	59.67

016-ZR8	1	0.0014	0.667	79949	7.86	0.05111	0.64	0.284	1.12	0.0403	0.85	0.75	246	29	255	4	254	5	100.34
017-ZR9	10	0.0010	0.581	41477	10.77	0.06251	1.70	0.353	2.15	0.0410	1.27	0.59	692	72	259	6	307	11	84.30
018-ZR10	60	0.0015	0.653	28088	30.98	0.06073	5.16	0.342	5.37	0.0408	1.44	0.27	630	215	258	7	299	28	86.40
021-ZR11	39	0.0019	0.501	13509	31.49	0.05818	0.60	0.326	1.70	0.0406	1.55	0.91	536	26	256	8	286	8	89.61
022-ZR12	1	0.0019	0.502	148720	23.24	0.05153	0.58	0.289	1.62	0.0406	1.47	0.91	265	26	257	7	258	7	99.70
023-ZR13	2	0.0015	0.361	90040	7.25	0.05153	0.91	0.295	1.98	0.0415	1.72	0.87	265	41	262	9	263	9	99.90
024-ZR14	2	0.0011	0.547	62416	9.42	0.05212	1.07	0.294	2.48	0.0409	2.21	0.89	291	49	259	11	262	11	98.76
028-ZR15	1	0.0004	0.614	26145	4.44	0.05228	0.99	0.283	2.10	0.0393	1.81	0.86	298	45	248	9	253	9	98.10
029-ZR16	2	0.0014	0.458	84574	6.14	0.05152	0.72	0.287	1.67	0.0404	1.46	0.87	264	33	256	7	256	8	99.67
030-ZR17	2	0.0006	0.666	33942	4.77	0.05209	0.90	0.286	1.65	0.0398	1.33	0.81	289	41	252	7	255	7	98.55
032-ZR18	915	0.0028	0.651	195	1.43	0.14102	1.64	0.807	2.26	0.0415	1.52	0.67	2240	56	262	8	601	20	43.63
033-ZR19	358	0.0023	0.517	508	5.66	0.11868	2.47	0.685	2.67	0.0418	0.95	0.36	1936	87	264	5	530	22	49.89
034-ZR20	3	0.0009	0.721	52343	6.61	0.05268	2.11	0.281	2.29	0.0387	0.82	0.36	315	94	245	4	252	10	97.32
035-ZR21	2	0.0003	0.498	16446	8.09	0.05304	1.38	0.282	1.69	0.0386	0.91	0.53	330	62	244	4	252	8	96.69
038-ZR22B	1	0.0015	0.508	86462	8.55	0.05124	0.85	0.291	1.27	0.0411	0.86	0.68	252	39	260	4	259	6	100.30
039-ZR22N	1	0.0009	0.518	57735	6.84	0.05166	0.63	0.285	1.03	0.0400	0.73	0.71	270	29	253	4	255	5	99.33
040-ZR23B	3	0.0013	0.499	75144	6.83	0.05172	0.65	0.293	1.27	0.0410	1.03	0.81	273	30	259	5	261	6	99.46
041-ZR23N	2	0.0011	0.576	70113	11.06	0.05162	0.72	0.287	1.10	0.0403	0.74	0.67	269	33	254	4	256	5	99.45
044-ZR24	1	0.0013	0.529	79629	5.10	0.05194	0.63	0.287	1.27	0.0401	1.04	0.82	283	29	253	5	256	6	98.86
045-ZR25	2	0.0009	0.977	53571	8.92	0.05120	0.84	0.285	1.26	0.0404	0.87	0.69	250	38	255	4	255	6	100.19
046-ZR26	2	0.0018	0.400	100534	6.11	0.05170	0.49	0.288	0.97	0.0404	0.75	0.77	272	22	256	4	257	4	99.36
047-ZR27	11	0.0016	0.578	72622	11.81	0.05029	2.33	0.285	2.48	0.0411	0.78	0.31	208	106	260	4	255	11	101.99

MUESTRA PM4																			
Identifer	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ⁴
004-ZR1	267	0.0019	0.494	61182	17.56	0.00363	316.89	0.020	316.89	0.0396	1.19	0.00	#iNUM!	n.a.	251	6	20	122	1255.41
005-ZR2	2	0.0024	0.387	141441	7.10	0.05100	0.60	0.287	1.08	0.0409	0.82	0.76	241	28	258	4	256	5	100.66
006-ZR3	318	0.0021	0.556	464	4.55	0.10315	1.59	0.568	2.09	0.0399	1.30	0.62	1681	58	252	6	457	15	55.27

009-ZR4	83	0.0025	0.732	2076	7.45	0.06071	1.17	0.337	1.65	0.0402	1.10	0.67	629	50	254	5	295	8	86.26
010-ZR5	588	0.0027	0.761	320	5.60	0.13221	1.59	0.749	1.96	0.0411	1.09	0.56	2128	55	260	6	568	17	45.73
011-ZR6	5	0.0018	0.554	80030	10.05	0.05310	0.73	0.291	1.48	0.0398	1.24	0.83	333	33	251	6	259	7	96.88
012-ZR7	2	0.0013	0.549	76080	10.00	0.05242	0.67	0.296	1.88	0.0409	1.72	0.91	304	30	259	9	263	9	98.27
017-ZR8	1	0.0024	0.376	138230	6.06	0.05151	0.59	0.285	1.31	0.0401	1.11	0.85	264	27	254	6	255	6	99.59
018-ZR9	575	0.0027	0.558	509	24.83	0.07632	5.58	0.430	5.71	0.0408	1.15	0.20	1104	215	258	6	363	35	71.07
019-ZR10	935	0.0027	0.477	258	8.26	0.20061	0.77	1.027	1.68	0.0371	1.45	0.86	2831	25	235	7	717	17	32.75
020-ZR11	16	0.0011	0.582	59811	6.69	0.04897	2.02	0.270	2.72	0.0400	1.78	0.65	147	94	253	9	243	12	104.14
023-ZR12	491	0.0022	0.464	282	2.34	0.10567	1.69	0.584	2.54	0.0401	1.86	0.73	1726	61	253	9	467	19	54.25
024-ZR13	1	0.0014	0.452	83443	8.89	0.05081	0.76	0.280	2.16	0.0400	1.99	0.92	232	35	253	10	251	10	100.79
025-ZR14	2	0.0011	0.528	63379	10.21	0.04869	1.84	0.270	3.13	0.0403	2.50	0.80	133	85	255	12	243	13	104.74
026-ZR15	4	0.0016	0.376	85988	8.97	0.05611	0.84	0.308	3.33	0.0398	3.20	0.96	457	37	252	16	273	16	92.30
030-ZR16	1972	0.0023	0.976	73	1.22	0.29049	2.12	1.475	3.58	0.0368	2.86	0.80	3420	65	233	13	920	43	25.33
031-ZR17	8	0.0013	0.908	66395	10.70	0.04690	2.73	0.258	3.51	0.0398	2.17	0.62	44	128	252	11	233	15	108.18
032-ZR18	66	0.0017	0.474	21419	26.23	0.07194	1.66	0.404	2.67	0.0407	2.05	0.77	984	67	257	10	344	16	74.68
035-ZR19	5	0.0013	0.557	66064	8.04	0.05536	0.98	0.312	1.99	0.0409	1.69	0.85	427	44	258	9	276	10	93.66
036-ZR20	138	0.0019	0.666	10603	45.08	0.08750	1.03	0.450	1.74	0.0373	1.36	0.78	1372	39	236	6	377	11	62.55
037-ZR21B	229	0.0027	0.723	11816	61.07	0.06226	5.05	0.344	5.17	0.0401	1.08	0.21	683	208	253	5	300	27	84.37
038-ZR21N	129	0.0019	0.457	1021	6.31	0.07052	1.61	0.384	1.90	0.0395	0.94	0.49	943	65	250	5	330	11	75.66
041-ZR22	2665	0.0034	1.177	81	1.15	0.27231	1.60	1.316	1.91	0.0350	0.98	0.51	3319	50	222	4	853	22	26.04
042-ZR23	243	0.0018	0.659	927	29.57	0.11081	2.91	0.619	3.06	0.0405	0.86	0.28	1813	104	256	4	489	24	52.33
043-ZR24	178	0.0020	0.632	784	5.90	0.08064	1.03	0.405	1.68	0.0365	1.28	0.76	1213	40	231	6	346	10	66.80
044-ZR25	1	0.0012	0.470	75240	4.14	0.05314	0.61	0.292	1.78	0.0399	1.63	0.92	335	28	252	8	260	8	96.84
047-ZR26	1	0.0004	0.472	23372	6.48	0.05336	1.02	0.287	2.05	0.0390	1.74	0.85	344	46	247	8	256	9	96.29
048-ZR27	2	0.0013	0.531	74102	6.02	0.05062	1.19	0.273	1.94	0.0391	1.48	0.77	224	55	247	7	245	8	100.91
049-ZR28	203	0.0022	0.462	22592	44.25	0.07146	6.91	0.366	7.27	0.0371	2.24	0.31	971	270	235	10	317	39	74.24
050-ZR29	4	0.0014	0.537	68132	8.76	0.05316	0.78	0.291	1.54	0.0397	1.27	0.83	336	35	251	6	259	7	96.76

MUESTRA PV3																			
Identifier	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
004-ZR1	6	0.0007	0.381	34194	14.55	0.05600	3.14	0.327	4.58	0.0423	3.32	0.72	453	136	267	17	287	23	93.06
005-ZR2	2	0.0009	0.896	50929	7.89	0.05318	0.80	0.306	2.65	0.0417	2.50	0.94	336	36	263	13	271	13	97.22
006-ZR3	1	0.0008	0.868	47978	5.94	0.05312	1.07	0.302	2.17	0.0412	1.85	0.85	334	48	260	9	268	10	97.19
009-ZR4	2	0.0018	0.391	104447	6.92	0.05126	0.69	0.286	1.38	0.0404	1.14	0.82	252	32	256	6	255	6	100.11
010-ZR5	1	0.0021	0.629	128432	5.54	0.05157	0.56	0.292	1.23	0.0410	1.04	0.84	266	25	259	5	260	6	99.72
011-ZR6	62	0.0022	1.119	27280	43.77	0.06128	3.76	0.337	3.93	0.0399	1.07	0.27	649	158	252	5	295	20	85.49
012-ZR7	1	0.0021	0.705	128560	6.20	0.05137	0.67	0.282	1.36	0.0398	1.12	0.83	257	31	252	6	252	6	99.77
015-ZR8	161	0.0026	0.638	1066	4.41	0.06887	1.48	0.353	1.90	0.0372	1.14	0.60	895	60	235	5	307	10	76.65
016-ZR9	3	0.0014	0.629	69496	8.18	0.05290	0.58	0.289	1.16	0.0396	0.94	0.81	324	26	250	5	257	5	97.16
017-ZR10	3	0.0018	0.768	94948	8.64	0.05182	0.64	0.293	1.55	0.0411	1.36	0.88	278	29	259	7	261	7	99.30
018-ZR11	1	0.0011	0.354	70933	8.85	0.05100	1.08	0.281	1.93	0.0400	1.56	0.81	241	50	253	8	252	9	100.45
021-ZR12	1	0.0010	0.688	60839	6.49	0.05252	0.82	0.292	1.70	0.0404	1.44	0.85	308	37	255	7	261	8	97.98
022-ZR13	10	0.0021	0.766	65163	16.67	0.05479	0.82	0.300	1.70	0.0397	1.44	0.85	404	36	251	7	267	8	94.23
023-ZR14	2	0.0015	0.400	88195	6.29	0.05238	0.66	0.291	1.71	0.0403	1.54	0.90	302	30	255	8	259	8	98.18
024-ZR15	3	0.0010	0.454	57354	8.30	0.05183	0.88	0.285	1.94	0.0398	1.69	0.87	278	40	252	8	254	9	98.99
028-ZR16	2	0.0015	0.481	92548	7.70	0.05144	0.75	0.291	1.77	0.0410	1.55	0.88	261	34	259	8	259	8	99.93
029-ZR17	3	0.0018	0.619	101485	9.18	0.05224	0.52	0.297	1.50	0.0413	1.36	0.90	296	24	261	7	264	7	98.65
030-ZR18	3	0.0015	0.430	79516	7.80	0.05353	0.79	0.295	1.67	0.0400	1.42	0.85	351	35	253	7	263	8	96.24
031-ZR19	3	0.0007	0.957	39298	6.54	0.05450	1.04	0.308	1.59	0.0410	1.15	0.72	392	46	259	6	273	8	94.98
034-ZR20	2	0.0008	0.874	47171	9.37	0.05258	0.90	0.303	1.57	0.0418	1.23	0.79	311	40	264	6	269	7	98.20
035-ZR21	2	0.0002	0.370	20623	35.72	0.05530	1.43	0.305	2.07	0.0400	1.45	0.70	424	63	253	7	271	10	93.55
036-ZR22	8	0.0016	0.523	58988	13.52	0.05736	1.14	0.322	2.18	0.0407	1.82	0.84	505	50	257	9	283	11	90.76
037-ZR23	2	0.0013	0.451	73757	8.82	0.05210	0.84	0.296	2.83	0.0412	2.67	0.95	290	38	260	14	263	13	98.86
042-ZR24	2	0.0012	0.684	77232	12.39	0.05221	0.77	0.290	2.36	0.0402	2.20	0.93	294	35	254	11	258	11	98.46
043-ZR25	60	0.0017	0.396	10492	34.94	0.06640	1.02	0.337	2.37	0.0368	2.11	0.89	819	42	233	10	295	12	79.01
044-ZR26	1	0.0010	0.860	61282	8.49	0.05189	0.74	0.286	2.26	0.0399	2.10	0.93	281	34	252	10	255	10	98.90
045-ZR27	19	0.0020	0.398	40306	24.87	0.05572	0.70	0.310	2.53	0.0403	2.40	0.95	441	31	255	12	274	12	93.00

Complemento																			
005-ZR2	11	0.0005	0.645	17213	16.19	0.05126	0.81	0.275	1.00	0.0389	0.47	0.47	253	37	246	2	246	4	99.73
006-ZR3	14	0.0003	0.339	11674	23.53	0.05170	1.10	0.279	1.29	0.0391	0.57	0.44	272	50	248	3	250	6	99.05
008-ZR5	13	0.0007	0.483	21762	20.40	0.05064	0.81	0.275	1.04	0.0394	0.54	0.51	224	37	249	3	247	5	100.96
011-ZR8	12	0.0004	0.448	16395	16.58	0.05130	0.88	0.278	1.12	0.0392	0.59	0.53	254	40	248	3	249	5	99.76
015-ZR10	10	0.0004	0.644	14287	15.21	0.05127	0.99	0.279	1.21	0.0395	0.58	0.48	253	45	250	3	250	5	99.86
024-ZR17	19	0.0013	0.411	35487	24.00	0.05084	1.41	0.274	1.52	0.0390	0.45	0.30	233	64	247	2	246	7	100.51
040-ZR25	17	0.0013	0.356	33948	26.46	0.05046	1.57	0.273	1.69	0.0393	0.49	0.29	216	72	248	2	245	7	101.24
044-ZR29	12	0.0005	1.825	21531	26.90	0.05181	1.07	0.278	1.24	0.0389	0.49	0.39	277	49	246	2	249	5	98.80
007-ZR4	10	0.0007	0.925	23961	16.47	0.05088	0.65	0.281	0.90	0.0401	0.50	0.56	236	30	253	2	252	4	100.68
017-ZR12N	11	0.0009	1.985	30072	15.88	0.05229	0.90	0.278	1.13	0.0385	0.57	0.50	298	41	244	3	249	5	97.91
027-ZR18N	12	0.0003	0.769	10114	17.97	0.04975	1.94	0.269	2.09	0.0393	0.67	0.32	183	89	248	3	242	9	102.52
032-ZR21	9	0.0005	0.984	15148	17.43	0.05173	0.66	0.273	0.90	0.0382	0.49	0.54	273	30	242	2	245	4	98.78
035-ZR23	106	0.0028	0.116	2331	15.61	0.05146	1.81	0.287	1.92	0.0404	0.51	0.27	262	82	255	3	256	9	99.75
046-ZR31	8	0.0011	0.824	47973	13.26	0.05234	0.69	0.289	0.93	0.0400	0.50	0.54	300	31	253	2	258	4	98.18
048-ZR33	9	0.0012	0.498	46363	15.67	0.05171	0.85	0.284	1.04	0.0398	0.48	0.47	273	39	252	2	254	5	99.19
018-ZR12B	32	0.0016	0.393	22452	26.03	0.06071	0.98	0.339	1.16	0.0405	0.50	0.43	629	42	256	3	296	6	86.33
021-ZR14B	22	0.0013	0.445	22696	23.41	0.05736	1.33	0.307	1.51	0.0388	0.62	0.41	506	58	245	3	272	7	90.29
023-ZR16	174	0.0008	0.863	2054	71.26	0.14548	2.64	0.787	2.81	0.0393	0.89	0.32	2293	89	248	4	590	25	42.09
028-ZR18B	31	0.0012	0.271	13528	33.06	0.05604	1.41	0.296	1.54	0.0383	0.51	0.33	454	62	242	2	263	7	92.04
034-ZR22B	311	0.0017	0.478	6168	49.27	0.14393	3.29	0.745	3.35	0.0375	0.54	0.16	2275	111	238	3	565	29	42.02
036-ZR24N	48	0.0009	0.906	6357	38.39	0.06793	1.78	0.381	1.89	0.0407	0.53	0.28	866	73	257	3	328	11	78.42
043-ZR28	226	0.0012	0.648	3412	69.02	0.12570	1.39	0.505	1.72	0.0291	0.93	0.54	2039	49	185	3	415	12	44.60
047-ZR32	12	0.0004	0.829	10369	20.91	0.06262	1.72	0.345	1.88	0.0399	0.65	0.35	695	73	252	3	301	10	83.91
009-ZR6	163	0.0008	0.668	3629	45.67	0.04143	3.94	0.231	4.48	0.0404	2.10	0.47	-261	194	255	10	211	17	121.09
019-ZR13	28	0.0006	0.853	13194	26.02	0.04254	6.25	0.228	6.29	0.0388	0.60	0.10	-194	299	246	3	208	24	117.87
029-ZR19N	729	0.0020	0.674	5352	67.63	0.02660	24.39	0.155	24.43	0.0423	1.30	0.05	-1546	1355	267	7	147	66	182.40

031-ZR20	15	0.0010	0.477	33712	20.78	0.04812	3.63	0.255	3.75	0.0385	0.88	0.23	105	167	243	4	231	15	105.41
033-ZR22N	32	0.0007	0.489	20192	25.52	0.04149	15.89	0.222	15.92	0.0387	0.89	0.06	-257	721	245	4	203	58	120.53
045-ZR30	31	0.0006	0.738	32925	68.56	0.05087	6.08	0.278	6.12	0.0396	0.56	0.09	235	269	251	3	249	27	100.60
003-ZR1N	188	0.0011	0.702	371	4.29	0.09119	1.90	0.502	2.02	0.0399	0.55	0.27	1451	72	252	3	413	14	61.10
004-ZR1B	800	0.0015	0.523	118	1.95	0.17749	1.73	0.929	1.84	0.0380	0.51	0.28	2630	57	240	2	667	18	36.00
010-ZR7	551	0.0016	0.407	180	2.75	0.11758	0.90	0.477	1.12	0.0294	0.56	0.50	1920	32	187	2	396	7	47.20
012-ZR9	151	0.0006	0.991	286	5.01	0.10798	5.10	0.665	5.15	0.0447	0.60	0.12	1766	181	282	3	518	41	54.41
016-ZR11	1227	0.0019	0.664	101	2.51	0.21188	3.49	0.696	3.79	0.0238	1.44	0.38	2920	111	152	4	536	31	28.29
020-ZR14N	107	0.0010	0.689	1145	20.70	0.11151	2.04	0.561	2.21	0.0365	0.74	0.34	1824	73	231	3	452	16	51.10
022-ZR15	824	0.0017	0.691	604	23.49	0.21742	3.61	1.047	3.77	0.0349	1.01	0.27	2962	114	221	4	727	39	30.42
030-ZR19B	1886	0.0013	0.703	44	1.78	0.32574	2.50	1.064	7.13	0.0237	6.66	0.93	3597	76	151	20	736	73	20.51
039-ZR24B	549	0.0017	0.761	300	12.43	0.22451	2.53	1.007	2.98	0.0325	1.53	0.51	3013	80	206	6	707	30	29.17
041-ZR26	134	0.0012	0.226	664	8.73	0.06648	3.29	0.349	3.35	0.0381	0.54	0.16	821	134	241	3	304	18	79.25
042-ZR27	932	0.0012	0.795	162	21.36	0.48514	3.67	5.007	4.18	0.0748	1.98	0.47	4197	106	465	18	1820	70	25.56

MUESTRA PV1																			
Identif	²⁰⁴ Pb cps	²⁰⁶ Pb mV ¹	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs	% U-Pb disc ^d
004-ZR1	1	0.0006	0.513	35042	6.02	0.05140	1.12	0.279	1.51	0.0394	0.95	0.63	259	51	249	5	250	7	99.61
005-ZR2	2	0.0021	0.842	113077	7.73	0.05241	0.51	0.303	1.19	0.0420	1.01	0.85	303	23	265	5	269	6	98.53
006-ZR3	85	0.0012	0.706	26358	21.94	0.07510	8.30	0.414	8.37	0.0399	1.03	0.12	1071	317	252	5	351	49	71.83
007-ZR4	26	0.0013	0.443	21836	24.76	0.06334	0.95	0.353	1.53	0.0404	1.14	0.75	720	40	255	6	307	8	83.20
008-ZR5	95	0.0011	0.520	7300	36.66	0.07840	5.12	0.424	5.34	0.0392	1.47	0.28	1157	197	248	7	359	32	69.10
009-ZR6N	1	0.0004	0.686	26017	7.40	0.05093	1.06	0.275	1.93	0.0392	1.57	0.81	238	49	248	8	247	8	100.38
010-ZR6B	605	0.0022	0.510	295	9.00	0.05849	7.37	0.330	7.55	0.0410	1.58	0.21	548	307	259	8	290	38	89.29
013-ZR7	15	0.0013	0.424	50988	14.33	0.05270	3.29	0.294	3.72	0.0405	1.70	0.46	316	146	256	9	262	17	97.71
014-ZR8	2	0.0005	0.309	35428	18.59	0.05281	0.93	0.283	1.84	0.0388	1.54	0.84	321	42	246	7	253	8	97.13
015-ZR9	3	0.0008	0.541	44178	8.24	0.05139	1.08	0.280	1.94	0.0395	1.57	0.81	259	49	250	8	251	9	99.66
016-ZR10	2	0.0008	0.320	44234	7.80	0.05197	0.80	0.280	1.67	0.0390	1.41	0.85	284	37	247	7	250	7	98.57

017-ZR11N	2	0.0008	0.361	44998	5.38	0.05133	0.78	0.274	1.73	0.0387	1.50	0.87	256	36	245	7	246	8	99.59
018-ZR11B	1	0.0008	0.328	45569	3.37	0.05185	0.85	0.278	1.79	0.0390	1.53	0.85	279	39	246	7	249	8	98.74
019-ZR12	1	0.0017	0.408	104721	7.01	0.05142	0.74	0.288	1.78	0.0406	1.58	0.89	259	34	257	8	257	8	99.88
020-ZR13	2	0.0003	0.615	20879	15.01	0.05185	1.41	0.275	2.13	0.0384	1.55	0.73	279	64	243	7	246	9	98.62
024-ZR14	2	0.0003	1.691	16229	5.72	0.05270	1.69	0.276	2.52	0.0380	1.83	0.73	316	76	240	9	248	11	97.10
025-ZR15	1	0.0018	0.489	105966	6.45	0.05127	0.66	0.276	1.98	0.0391	1.83	0.92	253	30	247	9	248	9	99.77
026-ZR16	1	0.0005	0.436	27721	6.77	0.05429	1.39	0.290	2.57	0.0388	2.13	0.83	383	62	245	10	259	12	94.77
027-ZR17	405	0.0015	0.839	235	2.83	0.11718	2.88	0.630	3.79	0.0390	2.44	0.64	1914	102	246	12	496	30	49.70
028-ZR18	4	0.0005	0.841	27235	8.18	0.05716	1.12	0.301	3.13	0.0381	2.90	0.93	498	49	241	14	267	15	90.42
029-ZR19	3185	0.0029	0.487	58	0.80	0.36692	1.27	0.959	3.68	0.0189	3.43	0.93	3779	38	121	8	683	36	17.73
030-ZR20	434	0.0012	0.774	1143	79.48	0.19421	1.14	0.804	4.00	0.0300	3.81	0.95	2778	37	191	14	599	36	31.83
031-ZR21	2	0.0016	0.761	92164	6.76	0.05138	0.76	0.293	3.58	0.0413	3.48	0.97	258	35	261	18	261	16	100.11
034-ZR22	2	0.0011	0.452	80216	23.38	0.05178	0.83	0.287	4.19	0.0402	4.09	0.98	276	38	254	20	256	19	99.16
035-ZR23	167	0.0019	0.518	6446	78.57	0.05753	2.67	0.327	4.65	0.0412	3.79	0.82	512	115	260	19	287	23	90.65
036-ZR24	441	0.0022	0.808	302	2.46	0.10476	1.41	0.566	3.78	0.0392	3.49	0.92	1710	51	248	17	456	28	54.41
037-ZR25	1240	0.0026	0.487	133	1.38	0.19397	2.10	0.871	4.17	0.0326	3.59	0.86	2776	68	207	15	636	39	32.48
038-ZR26	256	0.0017	0.461	5133	40.73	0.12088	2.79	0.674	4.65	0.0405	3.69	0.80	1969	98	256	19	523	38	48.85
039-ZR27	77	0.0011	0.609	9571	25.81	0.08581	2.12	0.474	4.70	0.0401	4.18	0.89	1334	81	253	21	394	30	64.28
040-ZR28	3	0.0011	0.720	57712	9.02	0.05283	1.62	0.305	4.97	0.0419	4.68	0.94	321	73	264	24	270	23	97.83
Complemento																			
008-ZR4	12	0.0007	0.727	33244	20.42	0.05102	0.55	0.279	0.83	0.0396	0.49	0.59	242	25	250	2	250	4	100.32
009-ZR5	8	0.0008	0.793	31511	13.87	0.05149	0.70	0.277	0.94	0.0390	0.52	0.55	263	32	247	3	248	4	99.37
010-ZR6	15	0.0009	0.621	27744	32.62	0.05117	0.73	0.280	1.00	0.0397	0.57	0.57	249	34	251	3	251	4	100.08
011-ZR7N	7	0.0014	0.897	56635	12.33	0.05124	0.60	0.278	0.88	0.0393	0.53	0.60	252	27	249	3	249	4	99.87
020-ZR12	13	0.0006	0.870	16185	19.19	0.05148	0.62	0.281	0.89	0.0395	0.51	0.58	262	29	250	3	251	4	99.51
033-ZR21N	9	0.0010	0.620	35893	14.19	0.05119	0.76	0.275	1.09	0.0390	0.68	0.63	249	35	246	3	247	5	99.88
045-ZR27	10	0.0005	0.773	19875	13.54	0.05142	1.05	0.278	1.23	0.0392	0.54	0.44	260	48	248	3	249	5	99.54
046-ZR28	7	0.0009	0.618	34351	12.30	0.05129	0.69	0.279	0.96	0.0394	0.56	0.58	254	32	249	3	249	4	99.80
048-ZR30	17	0.0008	0.873	28799	27.41	0.05141	1.17	0.278	1.36	0.0392	0.60	0.44	259	53	248	3	249	6	99.55

050-ZR31B	13	0.0012	0.799	28155	18.94	0.05098	0.69	0.274	0.93	0.0390	0.50	0.54	240	32	247	2	246	4	100.27
003-ZR1N	15	0.0010	0.897	38329	39.50	0.05146	0.68	0.285	0.90	0.0402	0.46	0.51	262	31	254	2	255	4	99.70
018-ZR10B	7	0.0015	0.528	69375	13.63	0.05152	0.60	0.282	0.86	0.0397	0.48	0.56	264	28	251	2	252	4	99.49
021-ZR13N	10	0.0007	0.863	44897	40.88	0.05164	0.97	0.288	1.21	0.0405	0.63	0.52	269	44	256	3	257	6	99.48
022-ZR13B	8	0.0020	0.458	96275	10.78	0.05148	0.45	0.291	0.80	0.0410	0.55	0.69	263	21	259	3	259	4	99.85
029-ZR17	8	0.0014	0.762	55776	14.47	0.05145	0.56	0.296	0.94	0.0417	0.66	0.70	261	26	263	3	263	4	100.07
031-ZR19	8	0.0015	0.566	53704	14.21	0.05146	0.70	0.284	0.97	0.0400	0.56	0.58	262	32	253	3	254	4	99.66
004-ZR1B	40	0.0014	0.465	3503	23.51	0.05647	0.73	0.228	0.96	0.0293	0.49	0.52	471	32	186	2	209	4	89.23
005-ZR2	35	0.0024	0.547	18872	36.77	0.05586	0.72	0.304	0.92	0.0394	0.43	0.47	447	32	249	2	269	4	92.57
019-ZR11	17	0.0018	0.771	45286	20.06	0.05600	0.79	0.293	1.06	0.0380	0.60	0.57	453	35	240	3	261	5	92.01
023-ZR14N	25	0.0012	1.030	16468	27.60	0.06183	1.00	0.345	1.24	0.0405	0.63	0.51	668	43	256	3	301	6	84.97
024-ZR14B	103	0.0026	0.788	2543	35.15	0.06065	0.92	0.334	1.20	0.0399	0.67	0.56	627	40	253	3	293	6	86.27
030-ZR18	76	0.0025	0.561	12328	44.69	0.06317	0.42	0.345	0.78	0.0396	0.54	0.70	714	18	250	3	301	4	83.20
032-ZR20	33	0.0021	0.457	38394	26.11	0.05567	0.57	0.297	0.87	0.0386	0.54	0.62	439	25	244	3	264	4	92.65
034-ZR21B	33	0.0022	0.675	28988	30.09	0.05684	0.73	0.284	0.98	0.0362	0.54	0.55	485	32	230	2	254	4	90.40
036-ZR22B	71	0.0030	0.540	33298	34.62	0.04921	0.87	0.281	1.08	0.0414	0.52	0.48	158	40	262	3	252	5	104.03
039-ZR23N	10	0.0011	1.135	28235	29.88	0.05229	1.11	0.285	1.36	0.0395	0.70	0.52	298	50	250	3	254	6	98.13
040-ZR23B	45	0.0011	0.554	6771	44.93	0.06426	1.23	0.329	1.45	0.0371	0.66	0.46	750	52	235	3	289	7	81.38
042-ZR25	39	0.0011	0.710	8285	64.16	0.05938	1.14	0.304	1.35	0.0372	0.61	0.45	581	49	235	3	270	6	87.20
044-ZR26B	30	0.0014	0.516	10282	40.27	0.05235	1.28	0.280	1.47	0.0387	0.63	0.43	301	58	245	3	250	7	97.86
006-ZR3N	11	0.0009	1.696	34919	21.28	0.04977	5.14	0.272	5.18	0.0396	0.54	0.10	184	231	250	3	244	22	102.56
015-ZR8	85	0.0019	0.782	21395	48.83	0.04697	2.28	0.265	2.39	0.0409	0.64	0.27	48	107	258	3	238	10	108.29
016-ZR9	19	0.0011	0.513	37745	20.08	0.04938	1.86	0.265	1.99	0.0390	0.62	0.31	166	86	246	3	239	8	103.12
017-ZR10N	201	0.0013	0.604	2500	48.22	0.13473	1.67	0.828	1.79	0.0446	0.55	0.31	2160	58	281	3	613	16	45.89
027-ZR15	30	0.0004	0.914	15604	57.61	0.08023	2.45	0.470	2.59	0.0425	0.78	0.30	1203	95	268	4	391	17	68.57
028-ZR16	26	0.0004	1.486	5866	36.58	0.05643	3.36	0.308	3.48	0.0396	0.80	0.23	469	146	250	4	273	17	91.79

041-ZR24	134	0.0014	1.057	12625	50.61	0.10826	1.82	0.581	2.00	0.0389	0.73	0.37	1770	66	246	4	465	15	52.92
047-ZR29	23	0.0009	0.794	27349	19.39	0.04506	3.90	0.248	3.96	0.0398	0.54	0.14	-52	185	252	3	225	16	112.14
049-ZR31N	14	0.0004	1.668	13875	24.33	0.07693	3.21	0.419	3.31	0.0395	0.71	0.21	1119	125	250	3	355	20	70.28
007-ZR3B	627	0.0027	0.956	269	2.52	0.09710	2.51	0.382	2.74	0.0285	1.02	0.37	1569	93	181	4	328	15	55.19
012-ZR7B	151	0.0018	0.785	787	3.83	0.07238	0.61	0.312	0.92	0.0313	0.59	0.64	997	25	199	2	276	4	71.98
035-ZR22N	3970	0.0028	1.163	45	5.42	0.25870	2.59	1.632	2.89	0.0458	1.24	0.43	3239	80	288	7	983	36	29.35
043-ZR26N	782	0.0010	0.417	173	21.04	0.39048	1.74	3.393	2.00	0.0630	0.91	0.46	3873	52	394	7	1503	31	26.21

Anexo II: Isotopía Lu-Hf en circón

Area Puesto H. Álvarez

MUESTRA PM3											
Crystal	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr12	0.002275	0.000104	0.282368	0.000052	0.257	257	0.282357	0.000052	-9.49	1.850603	1.63
zr16	0.001410	0.000044	0.282367	0.000078	0.256	256	0.282360	0.000078	-9.39	2.769155	1.63
zr26	0.002610	0.000050	0.282437	0.000037	0.256	256	0.282424	0.000037	-7.12	1.318253	1.50
zr5	0.001471	0.000063	0.282432	0.000032	0.260	260	0.282425	0.000032	-7.01	1.134316	1.50
zr22N	0.001936	0.000091	0.282472	0.000036	0.253	253	0.282462	0.000036	-5.84	1.283224	1.43
zr3	0.001867	0.000013	0.282478	0.000038	0.256	256	0.282469	0.000038	-5.54	1.336905	1.42
zr8	0.002147	0.000029	0.282509	0.000045	0.255	255	0.282498	0.000045	-4.53	1.585253	1.36
zr2	0.002161	0.000024	0.282521	0.000044	0.260	260	0.282510	0.000044	-3.99	1.545946	1.33

MUESTRA PM4											
Crystal	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr15	0.001574	0.000022	0.282099	0.000042	0.252	252	0.282092	0.000042	-18.98	1.491647	2.15
zr8	0.001447	0.000019	0.282274	0.000040	0.254	254	0.282267	0.000040	-12.74	1.431503	1.81
zr19	0.001874	0.000031	0.282289	0.000041	0.258	258	0.282280	0.000041	-12.20	1.435827	1.78

zr6	0.001250	0.00003 7	0.282312	0.00004 3	0.251	251	0.282306	0.000043	-11.41	1.511028	1.73
zr11	0.001776	0.00004 5	0.282329	0.00003 3	0.253	253	0.282321	0.000033	-10.86	1.153598	1.71
zr2	0.001557	0.00008 4	0.282338	0.00003 5	0.258	258	0.282331	0.000035	-10.39	1.248879	1.68
zr7	0.002517	0.00011 4	0.282396	0.00004 9	0.259	259	0.282384	0.000049	-8.49	1.724114	1.58
zr14	0.001274	0.00006 9	0.282404	0.00002 9	0.255	255	0.282398	0.000029	-8.09	1.010127	1.56

Area Puesto Vera

MUESTA PV1											
Crystall	176Lu/177Hf	$\pm 2\theta$	176Hf/177Hf	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	(176Hf/177Hf) t	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr5	0.002112	0.00005 2	0.282323	0.00002 6	0.259	259	0.282313	0.000026	-11.00	0.915647	1.72
zr14	0.001685	0.00002 5	0.282337	0.00003 1	0.255	255	0.282329	0.000031	-10.53	1.097558	1.69
zr11	0.001925	0.00009 9	0.282349	0.00003 5	0.253	253	0.282340	0.000035	-10.19	1.250946	1.67
zr4	0.001081	0.00006 4	0.282389	0.00002 1	0.256	256	0.282384	0.000021	-8.56	0.757162	1.58
zr15	0.001963	0.00005 7	0.282432	0.00003 2	0.252	252	0.282422	0.000032	-7.29	1.143511	1.51
zr9	0.002197	0.00003 2	0.282469	0.00003 2	0.250	250	0.282458	0.000032	-6.05	1.121670	1.44
zr7	0.001967	0.00001 9	0.282482	0.00003 0	0.252	252	0.282472	0.000030	-5.52	1.078952	1.41
zr13	0.003576	0.00010 0	0.282587	0.00004 0	0.251	251	0.282569	0.000040	-2.11	1.430847	1.22

MUESTRA PV3											
Crystall	176Lu/177Hf	$\pm 2\theta$	176Hf/177Hf	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	(176Hf/177Hf) t	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr9	0.002153	0.000088	0.282155	0.000132	0.250	250	0.282145	0.000132	-17.16	4.685136	2.05
zr21	0.002192	0.000021	0.282189	0.000042	0.261	261	0.282178	0.000042	-15.74	1.495424	1.98
zr8	0.000739	0.000017	0.282209	0.000028	0.246	246	0.282206	0.000028	-15.08	0.982759	1.93
zr10	0.002010	0.000048	0.282321	0.000038	0.247	247	0.282311	0.000038	-11.32	1.348490	1.73
zr7	0.001662	0.000031	0.282329	0.000038	0.256	256	0.282321	0.000038	-10.77	1.330485	1.70
zr1	0.000787	0.000005	0.282338	0.000021	0.249	249	0.282334	0.000021	-10.48	0.747810	1.68
zr28	0.003107	0.000203	0.282502	0.000044	0.264	264	0.282486	0.000044	-4.76	1.540735	1.38
zr2	0.001887	0.000053	0.282497	0.000025	0.265	265	0.282488	0.000025	-4.68	0.877288	1.38

Area Puesto Tscherig - Cerro La Laja

MUESTRA NH17											
Crystall	176Lu/177Hf	$\pm 2\theta$	176Hf/177Hf	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	(176Hf/177Hf) t	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr1	0.001593	0.000050	0.282185	0.000048	0.256	256	0.282177	0.000048	-15.87	1.687729	1.98
zr18	0.002083	0.000071	0.282203	0.000137	0.255	255	0.282193	0.000137	-15.32	4.851196	1.95
zr12	0.001111	0.000028	0.282266	0.000032	0.250	250	0.282261	0.000032	-13.04	1.116254	1.82
zr11B	0.001360	0.000031	0.282286	0.000029	0.260	260	0.282279	0.000029	-12.16	1.023563	1.78

zr14	0.001350	0.00003 1	0.282313	0.00005 8	0.245	245	0.282306	0.000058	-11.55	2.036450	1.74
zr16	0.001331	0.00003 7	0.282332	0.00010 9	0.255	255	0.282325	0.000109	-10.64	3.868961	1.70
zr6	0.002834	0.00011 3	0.282385	0.00003 5	0.258	258	0.282371	0.000035	-8.98	1.250780	1.61
zr5	0.001439	0.00002 3	0.282386	0.00003 6	0.263	263	0.282378	0.000036	-8.60	1.265871	1.59

MUESTRA NH2											
Crystall	176Lu/177Hf	$\pm 2\theta$	176Hf/177Hf	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	(176Hf/177Hf) t	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr21	0.002559	0.00007 7	0.282297	0.00014 6	0.250	250	0.282285	0.000146	-12.19	5.176884	1.78
zr19B	0.001365	0.00004 1	0.282340	0.00004 1	0.248	248	0.282334	0.000041	-10.51	1.449923	1.68
zr19N	0.001309	0.00002 4	0.282354	0.00004 8	0.249	249	0.282347	0.000048	-10.00	1.691036	1.66
zr6	0.001150	0.00003 6	0.282359	0.00003 0	0.261	261	0.282354	0.000030	-9.51	1.056352	1.64
zr5	0.001771	0.00000 9	0.282366	0.00002 5	0.269	269	0.282356	0.000025	-9.24	0.878986	1.63
zr26	0.002831	0.00007 4	0.282402	0.00011 6	0.248	248	0.282389	0.000116	-8.56	4.098946	1.58
zr1	0.002997	0.00002 6	0.282501	0.00003 6	0.259	259	0.282486	0.000036	-4.89	1.281518	1.38
zr7	0.002792	0.00003 1	0.282542	0.00003 5	0.261	261	0.282528	0.282521	-3.34	0.999641	1.30

MUESTRA CAL1											
Crystall	176Lu/177Hf	$\pm 2\theta$	176Hf/177Hf	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	(176Hf/177Hf) t	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr7	0.001753	0.00003 2	0.282189	0.00002 7	0.242	242	0.282181	0.000027	-16.03	0.968815	1.98
zr28	0.001587	0.00003 2	0.282301	0.00004 0	0.244	244	0.282294	0.000040	-12.02	1.411673	1.76

zr10	0.001090	0.000013	0.282412	0.000037	0.211	211	0.282407	0.000037	-8.73	1.300927	1.56
zr32	0.001446	0.000048	0.282427	0.000040	0.205	205	0.282422	0.000040	-8.35	1.400015	1.53
zr6	0.001437	0.000025	0.282413	0.000029	0.247	247	0.282407	0.000029	-7.95	1.031719	1.54
zr18N	0.001168	0.000050	0.282447	0.000028	0.218	218	0.282442	0.000028	-7.34	1.001251	1.49
zr26	0.001492	0.000048	0.282450	0.000035	0.246	246	0.282443	0.000035	-6.70	1.244252	1.47
zr39	0.001521	0.000012	0.282488	0.000036	0.205	205	0.282482	0.000036	-6.22	1.287095	1.41
zr22	0.001429	0.000005	0.282486	0.000039	0.210	210	0.282480	0.000039	-6.18	1.379294	1.42
zr9	0.001046	0.000027	0.282482	0.000029	0.218	218	0.282478	0.000029	-6.08	1.036882	1.42

Area Puesto Mussi - Puesto Velo

MUESTRA GP1A											
Crystal	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr31	0.02747	0.00057	0.28164	0.00017	0.25	253	0.281636	0.000174	-35.09	6.17	3.01
zr7	0.09740	0.00015	0.28192	0.00062	0.27	267	0.281907	0.000620	-25.20	21.94	2.49
zr28	0.06399	0.00082	0.28211	0.00008	0.25	253	0.282099	0.000076	-18.71	2.67	2.13
zr5b	0.03119	0.00049	0.28259	0.00003	0.19	186	0.282588	0.000027	-2.89	0.96	1.22
zr10	0.08088	0.00142	0.28265	0.00004	0.18	182	0.282647	0.000043	-0.88	1.53	1.10
zr19B	0.07060	0.00246	0.28267	0.00009	0.19	191	0.282666	0.000089	-0.02	3.13	1.06
zr23	0.08300	0.00183	0.28272	0.00010	0.19	187	0.282717	0.000097	1.69	3.45	0.96

MUESTRA GP1B											
Crystal	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\theta$	Age Ga	Age Ma	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_t$	$\pm 2\theta$	eHf(t)	$\pm 2\theta$	T(DM) Ga
zr22	0.04423	0.00151	0.28205	0.00011	0.27	274	0.282040	0.000109	-20.34	3.84	2.24
zr17	0.10839	0.00287	0.28211	0.00044	0.19	191	0.282097	0.000442	-20.13	15.63	2.16
zr35	0.06680	0.00233	0.28236	0.00033	0.21	211	0.282351	0.000332	-10.72	11.74	1.67
zr47	0.04215	0.00095	0.28240	0.00006	0.27	271	0.282390	0.000057	-8.02	2.01	1.56
zr5	0.03883	0.00048	0.28244	0.00006	0.21	209	0.282437	0.000064	-7.73	2.27	1.50
zr39	0.06933	0.00231	0.28245	0.00008	0.21	210	0.282438	0.000079	-7.66	2.79	1.50
zr4	0.08958	0.00149	0.28245	0.00004	0.26	258	0.282442	0.000040	-6.44	1.43	1.47
zr6	0.04058	0.00113	0.28247	0.00011	0.27	272	0.282467	0.000107	-5.24	3.80	1.41
zr23	0.03208	0.00069	0.28253	0.00006	0.18	183	0.282531	0.000058	-4.96	2.07	1.33
zr51	0.05026	0.00049	0.28240	0.00043	0.53	532	0.282385	0.000429	-2.38	15.19	1.46
zr11	0.10601	0.00302	0.28266	0.00012	0.18	179	0.282650	0.000124	-0.86	4.39	1.10
zr14	0.06148	0.00152	0.28265	0.00007	0.19	192	0.282644	0.000073	-0.78	2.57	1.11

Anexo III: Geoquímica de Roca Total

Análisis de geoquímica de roca total para los elementos mayoritarios

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	TOTAL
FJ-JFF 11	63.8	0.52	14.6	4.44	0.05	1.94	3.73	2.20	2.59	0.14	5.1	99.11
FJ-JFF 14	65.0	0.52	15.0	4.26	0.05	1.15	2.46	2.89	4.65	0.15	3.3	99.43
FJ-JFF 16	71.3	0.30	14.6	1.80	0.04	0.74	1.41	3.08	4.73	0.07	1.3	99.37
FJ-NH 2	69.5	0.27	13.9	2.06	0.05	0.59	2.70	2.51	4.03	0.06	3.7	99.37
FJ-NH 4	65.4	0.55	16.0	4.12	0.06	1.33	1.45	4.26	4.10	0.15	2.1	99.52
FJ-NH 7	71.1	0.28	14.0	2.08	0.04	0.69	1.71	2.66	4.72	0.06	2.0	99.34
FJ-NH 8	64.3	0.54	15.2	4.40	0.08	1.55	2.85	3.33	4.16	0.17	2.8	99.38
FJ-NH 10	67.5	0.47	15.1	4.06	0.07	1.33	1.99	4.76	2.88	0.12	2.2	100.48
FJ-NH 16	63.3	0.56	15.9	4.24	0.06	1.88	3.14	3.20	3.28	0.15	4.0	99.71
FJ-NH 17	62.2	0.57	16.5	4.92	0.10	1.79	3.25	4.03	3.59	0.17	2.4	99.52
FJ-T 14	72.7	0.29	14.5	2.07	0.04	0.74	1.06	2.88	4.52	0.07	1.3	100.17
FJ-PAR 1	64.4	0.45	14.5	3.63	0.05	1.08	1.58	3.75	3.70	0.13	7.4	100.67
FJ-PAR 2	65.2	0.49	15.1	3.25	0.05	1.17	4.73	1.60	1.34	0.12	6.4	99.45
FJ-M 252	68.1	0.48	15.3	3.75	0.05	1.13	1.70	3.92	3.94	0.14	1.2	99.71
FJ-LAVA	63.6	0.64	16.5	5.51	0.06	1.94	3.36	3.74	2.92	0.16	1.4	99.83
FJ-PM 4	73.6	0.22	12.8	1.84	0.03	0.31	1.32	3.68	4.24	0.04	1.6	99.68
FJ-PV 3	77.5	0.15	13.4	1.20	0.05	0.33	2.52	0.54	3.76	0.03	0.7	100.18
FJ-PV 8	75.4	0.22	15.2	1.73	0.01	0.25	0.37	0.09	1.01	0.03	5.3	99.61
FJ-PV 9	73.2	0.18	12.6	1.21	0.03	0.28	1.31	2.64	4.63	0.02	3.7	99.80
FJ-PV 11	66.2	0.48	15.2	4.28	0.05	1.28	2.77	3.38	3.95	0.12	1.8	99.51
FJ-PV 12	66.9	0.50	15.2	4.34	0.05	0.85	2.16	3.83	4.22	0.14	1.2	99.39

Análisis de geoquímica de roca total para los elementos mayoritarios

	FJ-LAVA	FJ-M 252	FJ-NH 2	FJ-NH 4	FJ-NH 10	FJ-NH 16	FJ-NH 17	FJ-PAR 1	FJ-PAR 2	FJ-PM 4	FJ-PV 3	FJ-PV 8	FJ-PV 9	FJ-PV 11	FJ-T 14
Ba	766	751	746	823	613	1024	702	717	784	667	763	89	488	840	814
Be	2	1	5	1	<1	2	3	3	<1	2	1	<1	2	<1	5
Co	14.3	8.4	3.8	9.7	9.6	11	12.3	9.3	3.5	3	9.3	1.3	1.8	10	4.3
Cs	5.5	8.1	7.4	4.2	4.9	13.7	4.1	20.5	32.9	7.4	6.7	6.3	46.8	8.1	8
Ga	16.9	16.3	14.1	16.5	16.3	15.6	18.9	14.7	14.5	12.6	16.6	13.9	12.6	16.4	14.6
Hf	3.9	4.1	3.9	4.8	4.5	4.8	5.3	4.2	4.1	3.2	4.3	4.3	3.6	4.4	4.3
Nb	9.2	10.2	10.2	11	10.6	10.1	10.2	10.7	10.1	9.5	10.7	14.6	13.1	11.8	10.6
Rb	102.8	170.4	157.5	156.1	135	119.6	138.8	176.1	63.7	176.2	167.3	82.8	219	170.8	177.5
Sn	2	2	2	2	2	2	2	2	3	2	3	2	2	2	3
Sr	453.7	330.3	465	291.9	228.7	2882.8	364.3	238.8	3876.1	154.3	359.3	79.2	243.3	329.6	205.3
Ta	0.8	1	1.1	1	0.9	0.8	1	1.2	1	1	1.1	1.5	1.3	1.2	1.2
Th	15.2	18.4	19.3	18.9	17.5	16.3	15.9	18.4	12.8	19.7	17.4	29.3	27.6	17.6	20.5
U	2.3	3.7	5.4	2.5	5.3	3.8	2.6	3.6	3.7	2.4	3.7	2.1	8.4	4.3	3.5
V	308	74	34	97	79	114	111	78	39	47	83	35	18	87	33
W	1	2	2.1	1.4	1.2	0.9	1.2	2	1.3	1.6	2.5	1.2	2.8	2.9	1.5
Zr	136.8	143.8	131.5	174.3	162	183.4	184.1	147.2	155.5	103.8	146.6	117.1	98	153	138.3
Y	17.8	17.5	13.9	15.4	17.9	18.4	19.7	19	14.8	11.4	17.8	15.9	15.4	16.6	13.7
La	33.7	37.3	36.9	35.1	40.9	37.1	37.8	39	34	32.8	36.4	42.8	37.3	39.1	40.4
Ce	65.8	68.7	68.1	74.9	76.3	68.8	71.3	69.4	62.1	59.9	67.2	78.3	68.5	75.7	77.6
Pr	7.51	7.68	6.94	7.96	8.41	7.91	8.59	7.93	6.87	6.11	7.67	7.97	7.07	8.23	7.58
Nd	27.8	27.3	22.5	28.4	29.8	28.2	30.9	28.5	24.6	18.9	27.1	25.3	23.4	30	25.3
Sm	4.87	4.56	3.57	4.78	4.99	5.25	5.33	4.96	3.99	2.82	4.71	3.89	3.46	4.91	3.87
Eu	1.11	0.98	0.7	0.87	0.98	1.1	1.13	0.96	1.01	0.54	0.97	0.59	0.49	0.94	0.76
Gd	4.02	3.59	2.67	3.72	3.97	4.29	4.5	3.96	3.19	2.11	3.82	3.09	2.69	4.11	2.91
Tb	0.57	0.54	0.4	0.54	0.57	0.59	0.62	0.59	0.46	0.3	0.55	0.46	0.41	0.58	0.43
Dy	3.39	3.03	2.37	2.93	3.16	3.31	3.59	3.24	2.72	1.84	3.12	2.67	2.39	3.12	2.49

Ho	0.66	0.57	0.45	0.58	0.6	0.59	0.68	0.65	0.51	0.4	0.64	0.53	0.48	0.6	0.47
Er	1.91	1.87	1.36	1.74	1.92	1.87	1.91	1.92	1.5	1.16	1.73	1.64	1.49	1.71	1.38
Tm	0.26	0.25	0.2	0.23	0.26	0.26	0.27	0.26	0.22	0.19	0.27	0.25	0.25	0.25	0.21
Yb	1.75	1.6	1.43	1.74	1.69	1.72	1.9	1.76	1.47	1.31	1.88	1.82	1.74	1.65	1.56
Lu	0.28	0.27	0.22	0.26	0.28	0.26	0.28	0.29	0.23	0.2	0.27	0.29	0.27	0.26	0.24

Muestra	Lat	Long	Facies	Perfil	Formación	Miembro	Area
FJ-JFF 11	40°52'0.35"S	68°13'36.06"O	sLT	Tscherig Este	PT	BG	PTLL
FJ-JFF 14	40°51'48.25"S	68°13'32.46"O	mLT(ip)	Tscherig Este	PT	BG	PTLL
FJ-JFF 16	40°51'43.78"S	68°13'32.70"O	mLT(e, cr, il)	Tscherig Este	SC		PTLL
FJ-NH 2	40°51'45.24"S	68°13'32.76"O	mLT(e, cr, il)	Tscherig Este	PT	BG	PTLL
FJ-NH 4	40°50'59.87"S	68°13'34.57"O	mLT(ip)	Navarro	PT	BG	PTLL
FJ-NH 7	40°50'54.59"S	68°13'32.20"O	mLT(e, cr, il)	Navarro	SC		PTLL
FJ-NH 8	40°51'1.54"S	68°14'45.31"O	mLT(ip)	Navarro	PT	BG	PTLL
FJ-NH 10	40°52'11.01"S	68°15'40.82"O	mIBr	Tscherig Oeste	PT	CLL	PTLL
FJ-NH 16	40°52'4.86"S	68°15'37.69"O	dsLT(cr, e)	Tscherig Oeste	PT	BG	PTLL
FJ-NH 17	40°52'0.52"S	68°15'39.18"O	mLT(ip)	Tscherig Oeste	PT	BG	PTLL
FJ-T 14	40°50'46.78"S	68°12'33.46"O	mLT(e, cr, il)	Navarro	SC		PTLL
FJ-PAR 1	40°43'46.09"S	68°17'17.52"O	mLT(cr, lenslBr)	Paranao	PT	BG	PPA
FJ-PAR 2	40°43'52.10"S	68°16'50.95"O	mLT(e, l)	Paranao	SC		PPA
FJ-M 252	40°43'54.30"S	68°17'15.55"O	mLT(e, cr)	Paranao	SC		PPA
FJ-LAVA	40°45'56.02"S	68°21'52.64"O	mpD	H. Álvarez	PT	BG	PHA

PT, Formación Puesto Tscherig

SC, Formación Sierra Colorada

BG, Miembro Barrancas Grandes

CLL, Miembro Cerro La Laja

PTLL, Area Puesto Tscherig - Cerro La Laja

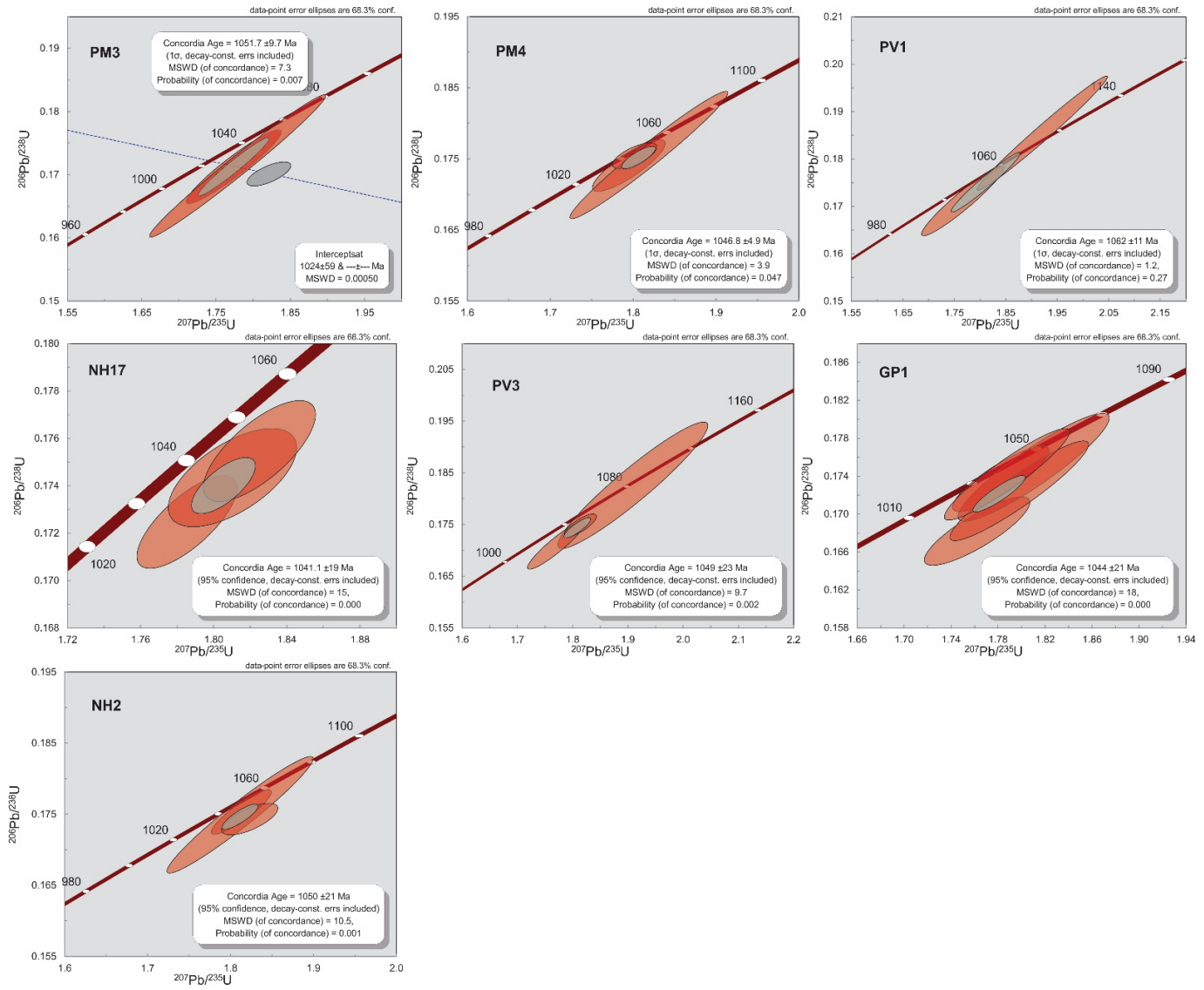
PPA, Area Puesto Paranao

PHA, Area Puesto Álvarez

PV, Area Puesto Vera

FJ-PM 1	40°46'9.09"S	68°23'26.78"O	mLT(e, cr)	H. Álvarez	CLE		PHA
FJ-PM 3	40°45'25.36"S	68°22'40.20"O	mLT(e, cr)	H. Álvarez	CLE		PHA
FJ-PM 4	40°45'8.23"S	68°22'34.60"O	mLT(e, l)	H. Álvarez	SC		PHA
FJ-PV 3	40°41'10.14"S	68°16'40.07"O	mLT(e, cr)	Vera	SC		PV
FJ-PV 8	40°41'7.07"S	68°16'33.43"O	bLT(l)	Vera	SC		PV
FJ-PV 9	40°41'8.07"S	68°16'33.05"O	mLT(e)	Vera	SC		PV
FJ-PV 11	40°40'48.19"S	68°16'28.82"O	mLT	Vera	PT	BG	PV
FJ-PV 12	40°40'25.21"S	68°15'56.75"O	mLT(e, cr)	Vera	SC		PV

Anexo IV: Diagrama U-Pb del patrón 91500



BIBLIOGRAFÍA

- Albarède, F., Telouk, S. Blichert-Toft, J., Boyet, M., Agraniér, A., Nelson, B., 2004. Precise and accurate isotopic measurements using multiple-collector ICPMS. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 2725–2744.
- Allen, R.L. 1988. False pyroclastic textures in altered silicic lavas, with implications for volcanic-associated mineralization. *Economic Geology* 83(7): 1424–1446.
- Allen, S.R.; Cas, R.A.F. 1998. Lateral variations within coarse coignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau Tuff, Greece. *Bulletin of Volcanology* 59: 356-377.
- Álvarez, P.P., S.V. Benoit & E.G. Ottone. 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la Alta Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 123-142.
- Artabe, A.E., 1984a. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana* 22:3-22.
- Artabe, A.E., 1984b. Estudio sistemático de la tafoflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana* 22:159-180.
- Artabe, A.E., Morel, E.M., Ganuza, D.G., 2007. Las floras triásicas de la Argentina. *Ameghiniana* 2 (10), 317-324.
- Azcuy, C.L., Caminos, R. 1987. Diastrofismo. Capítulo 11. En: S. Archangelsky (ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), pp. 239-252.
- Baak, J.A. 1949. A comparative study on recent ashes of the Java volcanoes, Smeru, Kelut, and Merapi: *Mededelingen van het Algem. Proefstation voor de Landbouw, Buitenzorg, Java*, no. 38, 60 p.

- Bahk, J.J. y S.K. Chough, 1996. An interplay of syn- and intereruption depositional processes: the lower part of the Jangki Group (Miocene), SE Korea. *Sedimentology* 43:421-438.
- Barrionuevo, M., Arnosio, M., Llambías, E.J., 2013. Nuevos datos geocronológicos en subsuelo y afloramientos del Grupo Choiyoi en el oeste de La Pampa: implicancias estratigráficas. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 70, 31-39.
- Bhattacharya, S., Janwari, S., 2015. A Short Review on Lu-Hf Isotope System in Circón: Implications for Crustal Evolution. *Journal of the Indian Institute of Science*, 95(2), 147-157.
- Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J.I., Dristas, J. A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 56, 1–19.
- Bertels, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24 (1):41-54. Buenos Aires.
- Blichert-Toft, J., Albarède, F., 1997. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 243–258.
- Bodnar, J, Falco, J.I. 2017. Fossil conifer woods from Cerro Piche graben (Triassic-Jurassic?) North Patagonian massif, Rio Negro Province, Argentina. *Ameghiniana* doi: 10.5710/AMGH.14.12.2017.3158.
- Bogan, S. Taverne, L., Agnolin, F. 2013. First triassic and oldest record of a South American amiiform fish: *Caturus* sp. from the Los Menucos Group (lower Upper Triassic), Rio Negro province, Argentina. *Geologica Belgica*, vol. 16, no. 3, 2013, p. 191-203.
- Borrero Peña, C., J. Rosero Céspedes, M.J. Valencia y A. Pardo Trujillo, 2008. La secuencia volcanoclástica de Aranzazu: registro del impacto del volcanismo en un sistema fluvial neógeno en la parte media de la Cordillera Central, Colombia. *Boletín de Geología* 30:61-77.

- Branney, M. J., Kokelaar, B. P., McConnell, B. J. 1992. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calcalkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bulletin of Volcanology* 54, 187–199.
- Branney, M. J., Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society, London, *Memoir* 27, 143 pp.
- Branney, M. J., Sparks, R. S. J. 1990. Fiamme formed by diagenesis and burial-compaction in soils and subaqueous sediments. *Journal of the Geological Society, London* 147, 919–922.
- Branney, M.J. 1991. Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, Lake District: an exceptionally large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geological Society of America Bulletin* 103: 886-897.
- Branney, M.J.; Kokelaar, B.P. 1994. Volcanotectonic faulting, soft-state deformation and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society of America Bulletin* 109: 507-530.
- Bryan, S.E., Cas, R.A.F., Martí, J. 1998. Lithic breccias in intermediate volume phonolitic ignimbrites, Tenerife (Canary Islands): constraints on pyroclastic flow depositional processes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81, 269-296.
- Buesch, D. C. 1992. Incorporation and redistribution of locally derived lithic fragments within a pyroclastic flow. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1193-1207.
- Busteros, A., Giacosa, R., Lema, H., Dalponte, M., Espejo, P., Zubia, M. 2006. Hojas Geológicas 4169-17 y 18; Hoja Colonia Ganzu-Lauquen, Provincia de Río Negro. IGRM SEGEMAR, Buenos Aires.
- Calderón, M., Hervé, F., Fuentes, F., Fosdick., J., Sepúlveda, F., Galaz., G. 2016. Tectonic Evolution of Paleozoic and Mesozoic Andean Metamorphic Complexes and the Rocas Verdes Ophiolites in Southern Patagonia. In: C. Ghiglione M. (eds) *Geodynamic Evolution*

- of the Southernmost Andes. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham. DOI: 10.1007/978-3-319-39727-6_2.
- Camino, R. 1983. Informe preliminar de las Hojas 39-g, Cerro Tapiluke y 39-h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, 41 p., (inédito). Buenos Aires.
- Cartigny, M.J.B, Postma, G., van den Berg, J.H., Mastbergen, D.R. 2011. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling. *Marine Geology* 280(1–4): 40-56.
- Cas, R. A. F., Wright, J. W. 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*. Chapman & Hall. Londres, 528 pp.
- Casamiquela, R.M., 1964. Estudios icnológicos. Problemas y métodos de la icnología con aplicación al estudio de pisadas mesozoicas (Reptilia, Mammalia) de la Patagonia. Talleres Gráficos Colegio Industrial Pío IX, Buenos Aires, 229 pp.
- Casamiquela, R.M., 1975. Nuevo material y reinterpretación de las icnitas mesozoicas (Neotriásicas) de Los Menucos, Provincia de Río Negro (Patagonia). 1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía Actas 1:555-580, Tucumán.
- Castillo, P., Fanning, C.M., Pankhurst, R., Hervé, F., Rapela, C.W. 2017. Circón O- and Hf-isotope constraints on the genesis and tectonic significance of Permian magmatism in Patagonia. *Journal of the Geological Society*. <https://doi.org/10.1144/jgs2016-152>.
- Cawood, P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Rev.* 69, 249–279. doi:10.1016/j.earscirev.2004.09.001
- Charrier, R. 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina. Una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, 26: 1-37, Santiago de Chile.

- Chauvel. C., Blichert-Toft, J.E., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 190, 137–151.
- Chen, W., Zhou, M., 2017. Hydrothermal alteration of magmatic circón related to NaCl-rich brines: Difusion-Reaction and Dissolution-Reprecipitation processes. *American Journal of Science*, 317, 177-215.
- Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Belousova, E. 2013. Combined U–Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Río Negro province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers*, 4, 37–56.
- Chu, N.C., Taylor, R.N., Chavagnac, V., Nesbitt, R.W., Boella, R.M., Milton, J.A., German, C.R., Bayon, G., Burton, K., 2002. Hf isotope ratio analysis using multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 17, 1567–1574.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2013, updated). The ICS: International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36, 199-204.
- Corbella, H. 1973. Basaltos nefelínicos asociados al graben del cerro Piche, Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (3): 209-218. Buenos Aires.
- Cox, K.G., 1992. Karoo igneous activity, and the early stages of the break-up of Gondwanaland. In: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society, London, Special Publication, vol. 68, pp. 137-148.
- Cucchi, R., Busteros A., Lema H. 1999. Hoja Geológica 4169 - II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. IGRM-SEGEMAR, Boletín 265, 1-105, Argentina, Buenos Aires.

- Dalziel, I., Lawver, L., Murphy, J. 2000. Plumes, orogénesis, and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letters*, 178: 1-11.
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C., Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: isotopic approach. *Gondwana Research* <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.008>.
- Diaz-Martínez, I., De Valais, S. 2014. Estudio de la variabilidad en la conservación de huellas de tetrápodos del Triásico Superior de Los Menucos, Río Negro, Argentina. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina. Actas I: 13-14. Plaza Huinul, Neuquen.
- Domnanovich, N.S., 2003. Análisis paleobiológico de una asociación de huellas de tetrápodos del Triásico Superior de Patagonia (Los Menucos, Provincia de Río Negro). Tesis de Grado (Inédita). Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, p. 134.
- Domnanovich, N.S., Marsicano, C.A., 2006. Tetrapod footprints from the triassic of Patagonia: reappraisal of the evidence. *Ameghiniana* 43 (1), 55-70.
- Domnanovich, N.S., Tomassini, R., Manera De Bianco, T., Dalponte, M. 2008. Nuevos aportes al conocimiento de la icnofauna de tetrápodos del Triásico Superior de Los Menucos (Complejo Los Menucos), provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 45:211-224.
- Druit, T. 1998. Pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications* 1: 145-182.
- Druitt, T., Sparks, R. 1981. On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature Publishing Group*. <http://dx.doi.org/10.1038/310679a0>.
- Ducart, D., 2007. Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagonia Argentina: Geología, sensoramiento remoto e isotopos estaveis. Tesis Doctoral, Universidad de Campinas, Saõ Paulo, 187 pp. (inédito).

- Ekren, E. B., McIntyre, D. H. and Bennett, E. H. 1984. High temperature, large-volume, lava like ash-flow tuffs without calderas in southwestern Idaho. U. S. Geo. Surv. Prof. Pap. 1272, 1-76.
- Enos, P., 1977, Flow regimes in debris flow: *Sedimentology*, v. 24, p. 13-142.
- Falco, J.I., Bodnar, J., Hauser, N. 2017. Reinterpretación geológica de los depósitos clásticos del Graben del Co. Piche en la Comarca Nordpatagónica, Prov. de Río Negro. XX Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Sección Técnica 1- Estratigrafía, Actas: 58–63.
- Falco, J.I., Hauser, N. 2018, Sedimentología y proveniencia de los depósitos de la Formación Vera (Grupo Los Menucos - Triásico) en el área del Puesto Tscherig, Provincia de Río Negro, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. *En Prensa*.
- Faure, G. 2001. *The origin of igneous rocks: the isotopic evidence*. Springer, 505 pp.
- Feruglio, E. 1941. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Tomos 1, 2 y 3. Buenos Aires.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72:1409–1414.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag: 472 p. Heidelberg, Berlin.
- Franzese, J. R., Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Spalletti, L. A., Fanning, M., Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo Gondwánico en el noroeste del Macizo Nordpatagónico. XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas en CD.
- Franzese, J.R. & L.A. Spalletti, 2001. Late Triassic – Early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier 14: 257-270.

- Freundt, A., H.U. Schmincke. (1995) Eruption and emplacement of a basaltic welded ignimbrite during caldera formation on Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology*, 56: 640-659.
- Gallego, O.F., 2010. A new crustacean clam shrimp (Spinicaudata: Eosestheriidae) from the Upper Triassic of Argentina and its importance for “conchostracan” taxonomy. *Alcheringa* 34:1-17.
- Gerdes A., Zeh, A., 2009. Circón formation versus circón alteration - New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean circón from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology* 261, 230-243.
- Giacosa, R.E., Lema, H., Busteros, A., Zubia, M., Cucchi, R., Tommaso, D.I. 2007. Estructura del Triásico de la región norte Macizo Nordpatagónico (40-41S, 67 30-69 45O) Río Negro. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 62 (3), 355-365.
- González Díaz, E.F. 1972. Descripción geológica de la Hoja 27d, San Rafael, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 132, 127 pp., Buenos Aires.
- González, J., Oliveros, V., Creixell, C., Velásquez, R., Vásquez, P., Lucassen, F. 2017. The Triassic magmatism and its relation with the Pre-Andean tectonic evolution: Geochemical and petrographic constrains from the High Andes of north central Chile (29°30' – 30°S). *Journal of South American Earth Science*. DOI: 10.1016/j.jsames.2017.12.009.
- González, S.N., G. Greco, P. González, A.M. Sato, E. Llambías y R. Varela, 2016. Geochemistry of a Triassic dyke swarm in the North Patagonian Massif, Argentina. Implications for a postorogenic event of the Permian Gondwanide orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 70:69-82.
- González, S.N., Grecco, G., Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M., González, P., Diaz, P. 2017. Middle Triassic trachytic lava flows associated with coeval dyke swarm in the North

- Patagonian Massif: A postorogenic magmatism related to extensional collapse of the Gondwanide orogen, *Journal of South American Earth Sciences* 75: 134-143.
- González, S.N., Greco, G.A., González, P.D., Sato, A.M., Llambías, E.J., Varela, R., Basei, M.A.S., 2014. Geología, petrografía y edad U-Pb de un enjambre longitudinal NO-SE de diques del Macizo Nordpatagónico oriental, Río Negro. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 71, 174-183.
- Gorton, M., Schandl, E., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38, 1065-1073.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L. & Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*, 14, 429–450.
- Gregori, D.A., Saini-Eidukat, B., Benedini, L., Strazzere, L., Barros, M., Kostadinoff, J. 2015. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidences from the Caita Có granite, La Seña and Pangaré mylonites, Argentina. *Geoscience Frontier*, 7(4), 621-638.
- Halpern, M., Linares, E., Latorre, C. O. 1971. Edad rubidio- estroncio de rocas volcánicas e hipabisales (?) del área norte de la Patagonia, República Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Buenos Aires 26, 169-174.
- Harrington, H. 1962. Paleogeographic Development of South America. *American Association of Petroleum Geologists. Bulletin* 46, 10, 1733–1814.
- Hauser, N., Cableri, N., Gallego, O., Monferran, M., Silva Nieto, D., Armella, C., Metteini, M., Aparicio González, P.A., Pimentel, M., Volkheimer, W., Reimold, W.U., 2016. U-Pb and Lu-Hf circón geochronology of the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina: Implications

- for the magmatic evolution in central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, <http://doi.10.1016/j.jsames.2017.05.001>.
- Herrera, J.S. y S. A. López, 2003. Estratigrafía de la Formación Manizales y propuesta de un modelo de depósito. Tesis de Grado, Universidad de Caldas, Manizales, 91 pp. (inédito).
- Hervé, F., Fanning, C.M., Calderón, M., Mpodozis, C., 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb circón ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184-187, 436–446.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Panlhurst, R. 2003. Detrital circón age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16:107–123.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523–548.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffina, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb circón geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69.
- Jo, H.R., 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology* 161:269-294.
- Johnson, A. M., 1970, *Physical processes in geology*: San Francisco, Freeman, Cooper and Co., 577 p.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 39-57.

- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17, 324–328.
- Kay, S.M., Ardolino, A., Franchi, M., Ramos, V., 1993. Origen de la Meseta de Somún Curá: distribución y geoquímica de sus rocas volcánicas máficas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 236-248.
- Kokogian, D., L. Spalletti, E. Morel, A. Artabe, R. Martinez, O. Alcober, J. Milana y A. Zavattieri, 2001. Estratigrafía del Triásico argentino. En A. Artabe, E. Morel y A. Zamuner (Eds.), *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata “Francisco Pascasio Moreno”, La Plata: 23-54.
- Labudía, C. H., Bjerg, E. A. 2001. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56:404-407.
- Labudía, C.H., Artabe, A.E., Morel, E., Bjerg, E.A., and Gregori, D.A. 1992. Presencia del género *Pleuromeia* Corda (Lycophyta, Pleuromeiaceae) en sedimentitas triásicas de Colo Niyeu, Provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 29: 195–199.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. 1994. Geología del Sector Oriental de la Hoja Bajo Hondo (39e), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49:284-296.
- Labudía, C.H., Bjerg, E.A. 2005. Geología del Grupo Los Menucos, Comarca Nordpatagónica, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino Actas 1:233-238, La Plata.
- Labudía, C.H., E. Llambías, C.W. Rapela y A. Artabe, 1995. El Triásico de Los Menucos: Procesos Volcánicos y Sedimentarios. II Reunión de Triásico del Cono Sur Actas: 17-21, Bahía Blanca.

- Le Maitre, R. W., 1976. Chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17, 589–637.
- Leanza HA, Mazzini A, Corfu F, Llambías EJ, Svensen H, Planke S, Galland O. 2013. The Chachil Limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *J South Am Earth Sci* 42:171–185
- Leanza Héctor A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Rev. Mus. Argent. Cienc. Nat.* 11(2): 145-184.
- Leanza, H.A., E.J. Llambías & O. Carbone. 2005. Unidades limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. VIº Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos. 11 pp. Versión CD. Mar del Plata.
- Legros, F., Martí, J., 2001. Formation of inversely graded basal layers in ignimbrites by progressive aggradation. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 111, 25–33.
- Lema, H., Busteros, B., Giacosa, R., Cucchi, R. 2008. Geología del Complejo Volcánico Los Menucos en el área tipo - Rio Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63:3-13.
- Lirer, L., A. Vinci, I. Alberico, T. Gifuni, F. Bellucci, P. Petrosino y R. Tinterri, 2001. Occurrence of inter-eruption debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits on Vesuvio volcano, Italy. *Sedimentary Geology* 139:151-167.
- Llambías, E.J. & A.M. Sato. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 111-131.
- Llambías, E.J. & P.N. Stipanovic. 2002. Grupo Choiyoi. En: P.N. Stipanovic & C. Marsicano (eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina. Volumen 8, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B*, 26: 89-91.

- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. El magmatismo Gondwánico durante el Paleozoico Superior - Triásico. En: R. Caminos (ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(14): 349-376, Buenos Aires.
- Llambías, E.J. 2001. Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40° S. En: Artabe A., Morel E.M. & Zamuner, A.B. (Eds.): El Sistema Triásico en la Argentina. Fundación Museo de La Plata.
- Llambías, E.J., A.M. Sato & M.A. Basei. 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido Malargüe: evolución magmática y tectónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(3): 567-578.
- Llambías, E.J., H.A. Leanza & O. Carbone. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en Cordillera del Viento (37° 05' S – 37° 15' S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62(2): 217-235. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Rapela, C.W. 1984. Geología de los complejos eruptivos del Paleozoico superior de La Esperanza, provincia de Río Negro. Rev. Asoc. Geol. Argent. 40, 4–25.
- López de Luchi, M., Rapalini, A.E. & Tomezzoli, R.N. 2010. Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana?. Tectonophysics, 494, 118–137.
- Luppo, T., Lopez de Luchi, M., Rapalini, A., Martínez Dopico, C., Fanning, C.M. 2017. Geochronologic evidence of a large magmatic province in northern Patagonia encompassing the Permian-Triassic boundary, Journal of South American Earth Sciences. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.01.003>

- Martínez Dopico, C., Lopez de Luchi, M., Rapalini, A.E. & Kleinhanns, I.C. 2011. Crustal segments in the North Patagonian Massif, Patagonia: An integrated perspective based on Sm/Nd isotope systematics. *Journal of South American Earth Sciences*, 31, 324–341.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Wemmer, K., Fanning, C.M., Basei, M.A.S., 2017. Emplacement and temporal constraints of the Gondwanan intrusive complexes of northern Patagonia: La Esperanza plutono-volcanic case. *Tectonophysics* 712-713, 249-269.
- Martínez Dopico, C.I., Tohver, E., López de Luchi, M.G., Wemmer, K., Rapalini, A.E., Cawood, P.A., 2016. Jurassic cooling ages in Paleozoic to early Mesozoic granitoids of northeastern Patagonia: ^{40}Ar - ^{39}Ar , ^{40}K - ^{40}Ar mica and U-Pb circón evidence. *Int. J. Earth Sci.* 1-15.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. 1993. *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Tasmanian Government Printing Office, Tasmania, 198 pp.
- Miall, A.D., 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, Berlin, 4^o edición, 582 p.
- Miranda, J., 1966. Reconocimiento geológico de la zona situada entre meseta de Rentería, Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Chasicó, provincia de Río Negro. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Informe Preliminar 1361, 40 pp, Buenos Aires (Inédito).
- Morel, M.L.A., Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y.L., Miller, J.S., Vroon, P.Z., 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 circón reference material by solution and laser ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology* 255, 231–235.
- Mpodozis, C., Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999–1014.

- Naipauer, M., Garcia Morabito, E., Manassero, M., Valencia, V., Ramos, V., 2018. A Provenance Analysis from the Lower Jurassic Units of the Neuquén Basin. Volcanic Arc or Intraplate Magmatic Input?. In: Folguera, A., Cotrneras-Reyes, E., Heredia, N., Encimas, A., Iannelli, S., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Giambiagi, L., Maksymowicz, A., Iglesia Llanos, M.P., Turienzo, M., Naipauer, M., Orts, D., Litvak, V., Álvarez, O., Arriagada, C. (Eds.) The Evolution of Chilean-Argentinian Andes. Springer Earth System Sciences, pp. 191-222.
- Nebel, O., Nebel-Jacobsen, Y., Mezger, K., Berndt, J., 2007. Initial Hf isotope compositions in magmatic circón from early Proterozoic rocks from the Gawler Craton, Australia: A test for circón model ages. *Chemical Geology* 241, 23–37.
- Palmer, B.A., Neall, V.E. 1991. Contrasting lithofacies architecture in ring-plain deposits related to edifice construction and destruction, the Quaternary Stratford and Opunake Formations, Egmont Volcano, New Zealand. *Sedimentary Geology* 74:71–88.
- Pankhurst, R., Rapela, C., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134, 23-36.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *J. Petrol.* 41, 605-625.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. & Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76, 235–257.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., De Luchi, M.L., Rapalini, A.E., Fanning, C.M., Galindo, C. 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *J. Geol. Soc.* 171 (3), 313-328.
- Patchett, P.J., 1983. Importance of the Lu–Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 47, doi.10.1016/0016-7037(83)90092-3.

- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. En: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, 230–249 pp
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Pearce, J.A. 1996. Source and settings of granitic rocks. *Episodes* 19(4):120-125.
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58, 63–81.
- Pesce, A. 1976. Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31 (2): 139-140. Buenos Aires.
- Pierson, T.C. y K.M. Scott, 1985. Downstream dilution of a lahar: Transition from debris flow to hyperconcentrated stream flow. *Water Resources Research* 21:1511-1524.
- Pierson, T.C., Scott, K.M. 1999. Superficial hydrologic hazards and volcanoes: Debris avalanches, lahars and floods: Processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation. U.S. Geological Survey Open-File Report. 137 pp.
- Ramos, V. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° a 33°S latitude. En: S. Clark & D. Burchfield (eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation*. Geological Society of America, Special Papers, 218: 31-54. Boulder.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? In: Nullo, F.E., Cingolani, C., *et al.* (eds) IX Congreso Geológico Argentino Actas 2. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, 311–325.
- Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (Ed.). *Geología Argentina*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, 3, 41–96, Buenos Aires.

- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: a paleozoic continent adrift?. *J. S. Am. Earth Sci.* 26 (3), 235-251.
- Ramos, V.A., Chemale, F., Naipauer, M., Pazos, P.J., 2013. In: *A Provenance Study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient Complex Sources from Western and Eastern Gondwana Research*, vol. 26. pp. 719–740.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In: Harmon, R.S., Rapela, C.W. (eds.). *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. Geological Society of America Special Paper, 265, 79-91.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R., Llambías, E.J., Labudía C.H., Artabe, A. 1996. “Gondwana” magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. III International Symposium on “Andean Geodynamics” Extended Abstracts: 791-794, Saint Malo.
- Rubatto, D., 2002. Circón trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M., da Rosa, O. de C.R., 2011. 30 million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U-Pb circón geochronology evidence. *Gondwana Res.* 19, 509-523.
- Rocher, S., Vallecillo, G. 2014. Mecanismos eruptivos y procesos depositacionales del Grupo Choiyoi en el área de Las Caletas, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina. *Andean Geology* 41(3): 589-625.
- Rollinson, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson Education Limited, 376 pp.
- Rolleri, E.O. & P. Criado Roque. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. IVº Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 1-60.

- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Castro, C.E., 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *J. S. Am. Earth Sci.* 63, 48-69.
- Sato, A.M., Llambías, E.J., Basei, M.A.S., Leanza, H.A., 2008. The Permian Choiyoi cycle in Cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): over 25 Ma of magmatic activity. In: 6th South American Symposium on Isotope Geology, Proceedings in CD-rom, p. 4 paper 42. Buenos Aires.
- Scherer, E., Münker, C., Mezger, K., 2006. Calibration of the lutetium-1086 hafnium clock. *Science* 293, 683–687.
- Sierra, S., C. Moreno y E. Pascual, 2009. Stratigraphy, petrography and dispersion of the lower Permian syn-eruptive deposits in the Viar Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 217:1-29.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Association of America Bulletin* 97:1-10.
- Smith, G.A., 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific Northwest, USA. En F.G Ethridge, R.M. Flores y M.A. Harvey (Eds.), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39:217–228.
- Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. En R.V. Fisher y G.A. Smith (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 45:10–25.
- Smith, G.A., D.R. Lowe, 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R.V y G.A. Smith (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 45:59–70.

- Sohn, Y.K, C.W. Rhee y B.C. Kim, 1999. Debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits in an alluvial fan, northwestern part of the Cretaceous Yongdong Basin, central Korea. *The Journal of Geology* 107:111-132.
- Spalletti, L.A. 2001. Evolución de las cuencas sedimentarias. En: Artabe A., Morel E.M. & Zamuner, A.B. (Eds.): *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Morel, E., D'Elia, L., Zúñiga, A., Fanning, C.M., 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66, 3, 305–313.
- Sparks, R.S.J., Self, S., Walker, G.P.L. 1973. Products of Ignimbrite Eruptions. *Geology* 1(3):115–118.
- Stipanovic, P. N., Methol, E.J. 1980. Comarca Norpatagónica. En: Turner, J.C.M. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio II, 1071–1097, Córdoba.
- Stipanovic, P. N., Methol, E.J. 1980. Macizo de Somun Curá. En: Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 581-600, Córdoba.
- Stipanovic, P.N. & F. Rodrigo. 1968. The Jurassic and Neocomian diastrophism in Argentina and Chile. XXII° International Geological Congress. Abstracts. Praga.
- Stipanovic, P.N. 1967. Consideraciones sobre la edad de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (2): 101-134. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L., Martinez, C.G.1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-98. Buenos Aires.

- Strazzere, L., Gregori, D., Benedini, L., Marcos, P., Barros, M. 2017. Edad y petrografía del Complejo Volcánico Marifil en la Sierra de Paileman, Comarca Nordpatagónica, Río Negro, Argentina. *Actas Digital, XX Congreso Geológico Argentino*. Tucumán.
- Strazzere, L., Gregori, D., Benedini, L., Marcos, P., Barros, M., Geraldés, M., Pavon Pivetta, C. 2018. The Puesto Piris Formation: Evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup. *Geoscience Frontiers*. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.12.019>.
- Sun, S. S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, 46, 179–192.
- Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313–345.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, U.K., 312pp.
- Thompson, R.N. 1982, Magmatism of the British Tertiary volcanic province: *Scottish Journal of Geology*, 18: 49–107.
- Tohver E, Cawood PA, Rossello E, López de Luchi MG, Rapalini A, Jourdan F (2008) New SHRIMP U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the crustal stabilization of southern South America, from the margin of the Rio de Plata (Sierra de Ventana) craton to northern Patagonia. EOS Abstracts, American Geophysical Union, Fall Meeting, T23C-2052.
- Uliana, M., K. Biddle & J. Cerdán. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentina sedimentary basins. En: A.J. Tankard, & H.R. Balkwill (eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margin*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-613. Tulsa.

- Umazano, A.M., R.N. Melchor, E. Bedatou, E.S Bellosi y J.M. Krause, 2014. Fluvial response to sudden input of pyroclastic sediments during the 2008-2009 eruption of the Chaitén Volcano (Chile): the role of logjams. *Journal of South American Earth Sciences* doi: 10.1016/j.jsames.2014.04.007.
- van der Meer, Q., Waight, T., Whitehouse, M., Andersen, T., 2017. Age and petrogenetic constraints on the lower glassy ignimbrite of the Mount Somers Volcanic Group, New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, DOI:10.1080/00288306.2017.1307232.
- van Lankvelt, A., Schneider, D., Biczok, J., McFarlane, C., Hattori, K., 2016. Decoding Circón Geochronology of Igneous and Alteration Events Based on Chemical and Microstructural Features: a Study from the Western Superior Province, Canada. *Journal of Petrology*, 57(7), 1309–1334.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del noroeste del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20, 3, 326–350.
- von Gossen, W. 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implications for a Patagonian plate. *Tectonics* 22, <http://dx.doi.org/10.1029/2001TC901039>.
- Walker, G. P. L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25, 157–171.
- Wedepohl, K.H., 1995. The compositions of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1217–1232.
- White, J.D.L., Houghton, B.F. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 34:677–680.
- Wichmann, R. 1918. Sobre la constitución geológica del territorio del Rio Negro y la región vecina, especialmente de la parte oriental entre el rio Negro y Valcheta. *Primera Reunión Nacional*

- de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales, Tucumán. Sec. I, Geol., Geog. y Geofísica. Buenos Aires; pág, 90-107.
- Wichmann, R. 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut, efectuados durante los meses de enero hasta junio del año 1923. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Publicación 33, Buenos Aires. Pág. 1-59.
- Wichmann, R. 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios de Río Negro y Neuquén. Dirección General de Minas, Boletín 39, 60 p., Buenos Aires.
- Wiedenbeck MP, Allé P, Corfu F, Griffin W, Meier M, Oberli F, Von Quadt A, Roddick J, Spiegel W. 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandard Newsletter* 19:1–23.
- Wiedenbeck MP, Hancher JM, Peck WH, Sylvester P, Valley J, Whitehouse M, Kronz A, Morishita Y, Nasdala L, Fiebig J, Franchi I, Girard J-P, Greenwood RC, Hinton R, Kita N, Mason PRD, Norman M, Ogasawara M, Piccoli PM, Rhede D, Satoh H, Schulz-Dobrick B, Skår O, Spicuzza MJ, Terada K, Tindle A, Togashi S, Vennemann T, Xie Q, Zheng Y-F. 2004. Further characterisation of the 91500 zircon crystal. *Geostandards and Geoanalytical Research* 28:9–39.
- Willcock, M.A.W., Cas, R., Giordano, G., Morelli, C. 2013. The eruption, pyroclastic flow behaviour, and caldera in-filling processes of the extremely large volume (N1290 km³), intra- to extra-caldera, Permian Ora (Ignimbrite) Formation, Southern Alps, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 265: 102–126.
- Wilson, M. 2007. *Igneous Petrogenesis*. Springer, 480 pp.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.

- Windhausen, A. 1931. Geología Argentina. Segunda Parte, Geología Histórica y Regional Del Territorio Argentino. Ediciones Peuser, 646 pp. Buenos Aires.
- Wright, J. V., S. Self and R. V. Fisher 1981. Towards a facies model for ignimbrite-forming eruptions. In Self & Sparks (1981), 433-9.
- Zaffarana, C.B., Somoza, R., López de Luchi, M. 2014. The Late Triassic Central Patagonian Batholith: Magma hybridization, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55:94-122.