



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

MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL MARGEN
ANDINO EN CHILE CENTRAL DURANTE EL CRETÁCICO MEDIO - TARDÍO: EL
REGISTRO ESTRUCTURAL Y SEDIMENTARIO EN LA FORMACIÓN LAS CHILCAS

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

DANIEL IGNACIO BOYCE MARTO

PROFESOR GUÍA:
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MARCELO FARÍAS THIERS
JACOBUS LE ROUX
LUISA PINTO LINCOÑIR

SANTIAGO DE CHILE
2015

**RESUMEN DE LA TESIS Y MEMORIA PARA
OPTAR AL GRADO DE:** Magister en Ciencias Mención
Geología, **Y TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Daniel Ignacio Boyce Marto
FECHA: 28/04/2015
PROFESOR GUÍA: Reynaldo Charrier González

**MODELO DE EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRÁFICA DEL MARGEN
ANDINO EN CHILE CENTRAL DURANTE EL CRETÁCICO MEDIO - TARDÍO: EL
REGISTRO ESTRUCTURAL Y SEDIMENTARIO EN LA FORMACIÓN LAS CHILCAS**

En los últimos años, diversos estudios han señalado la existencia de una primera fase orogénica en los Andes durante el Cretácico medio a Tardío. No obstante, las evidencias directas de este evento son escasas, lo que deja abierta la pregunta respecto al real impacto de esta fase en el margen andino. En este contexto, se estudiaron las estructuras, la cronología, estratigrafía, sedimentología y proveniencia sedimentaria de la Formación Las Chilcas.

Nuevas dataciones U-Pb en circones de niveles ígneos y sedimentarios de la Formación Las Chilcas permiten fijar su edad entre los 105 y 82 Ma, siendo esta dividida en cuatro miembros: Pitipeumo (105 – 100 Ma), Tabón (100 – 93 Ma), Ñilhue (92 – 90 Ma) y El Calvario (89 – 82 Ma). Conjuntamente se ha decidido separar de la base de la Formación Las Chilcas a la Formación Cerro Morado (116 – 106 Ma).

La estructura y la estratigrafía estudiada permiten concluir que, tras un largo período de extensión durante el Cretácico Temprano, se habría iniciado, en Chile central, a aproximadamente 105 Ma, la inversión de las cuencas que acomodaron los miles de metros de lavas de la Formación Veta Negra. Esta inversión habría permitido el desarrollo del Monoclinal El Melón, cuya carga litostática habría generado una fuerte subsidencia que desarrolló una incipiente cuenca de antepaís, depositándose en ésta el Miembro Pitipeumo. Posteriormente, durante el Cenomaniano, el proceso de inversión generó el Anticlinal Cerro Blanco, cuya erosión provocó la acumulación de cientos de metros de conglomerados sinorogénicos, correspondientes a abanicos aluviales y sistemas fluviales, asignados al Miembro Tabón. A continuación, durante el Turoniano, se instaura un sistema sedimentario de agua dulce de extensión regional (Miembro Ñilhue) mientras continúa la compresión registrada en la Falla Los Maquis. Finalmente, el establecimiento de un volcanismo importante, entre los 89 y 82 Ma (Miembro El Calvario), constata un corrimiento hacia el este del arco volcánico, a la vez que suaves pliegues y una suave discordancia con la sobreyacente Formación Lo Valle, ponen en evidencia que la compresión continuaba.

Los datos de proveniencia sedimentaria de la Formación Las Chilcas permiten observar una secuencia de destechamiento de las formaciones del Cretácico Temprano. Los mismos datos sugieren que producto de la inversión se habrían exhumado otra cuenca que habría acomodado los depósitos del arco jurásico, ubicada posiblemente más al oeste.

Así, la Formación Las Chilcas representa los depósitos sinorogénicos del antepaís más proximal, acumulados durante un evento de inversión que se extendió, en Chile central, desde los 105 a los cerca de 80 Ma.

“Poco a poco fui abandonando mi escopeta hasta dejarla por completo, (...) ya que la caza interfería con mi trabajo, sobre todo con descifrar la estructura geológica de cada región. Descubrí que el placer de observar y razonar era muy superior al de la habilidad y el deporte”

Charles Darwin

A mis padres,
Reginald y Margarita

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quiero agradecer a mis padres y hermanos por haber sido parte fundamental de mi desarrollo, además de como persona, como profesional, y por haberme apoyado en todo momento, y en todos los ámbitos, durante los dos años que tardé en realizar esta tesis.

También quiero expresar mi profundo agradecimiento a mi profesor guía, Reynaldo Charrier, quien desde un principio fue tan parte del desarrollo de esta tesis como yo y, haciendo suyos los problemas que iban apareciendo, se involucró en cada toma de decisiones y en cada detalle; siempre tuvo la mejor disposición de conversar y discutir sobre cualquier tema. Agradezco también a Marcelo Farías y a Felipe Tapia quienes fueron fundamentales a la hora de definir cómo continuar abordando esta tesis y los alcances de sus resultados. Agradezco también la siempre excelente disposición para conversar, apoyar y corregir, en más de una ocasión, a los profesores Jacobus Le Roux y Luisa Pinto. También saludo muy afectuosamente a Maritza y Blanca, quienes tuvieron siempre la mejor disposición para soluciones cualquier problema o para ayudar en diversos temas relacionados a la Universidad.

Agradezco los largos años de amistad con mis compañeros de plan común: Steven, Negro, Martín, Thomas, Andrés, Joaquim entre muchos otros. También agradezco a mis amigos de geología, con quienes los terrenos fueron mucha música, chistes e imitaciones: Pablo, Angellitus, Raúl, Pelao, Danilo, Shorty y Piero y a cada uno de ese curso de geología que apareció en las clases del Muni el primer semestre del 2010. Agradezco especialmente a todos los que durante el desarrollo de esta tesis me acompañaron a terreno: Angello Negri (¡23 días!, como no olvidar la hipotermia con los -5°C), Pablo Ortega (38°C a las 13 pm), Raul, Palape, Lara, Edwin, Pipe Ugalde, Danilo, Exequiel y al Flaco (único no geólogo, quedó como colador por los cactus). Agradezco también a todos los cabros de la sala de postgrado, con los que nos apoyamos mutuamente y reimos durante el largo y complejo proceso que significa llevar a cabo una tesis de postgrado en geología.

Agradezco al Proyecto FONDECYT 1120272 que financió cada terreno y análisis realizados en esta tesis; además de mi asistencia a dos congresos internacionales. Agradezco también al Departamento de Geología por financiar parcialmente mi arancel. Finalmente reconozco a la AGU (American Geophysics Union) por cubrir parcialmente, mediante una beca, mi asistencia en Diciembre del año 2014 a su encuentro anual en San Francisco, California, EE.UU.

TABLA DE CONTENIDO

1	INTRODUCCIÓN	1
1.1	Formulación del problema	1
1.2	Hipótesis de trabajo	4
1.3	Objetivos	4
1.3.1	Objetivos generales	4
1.3.2	Objetivos específicos	4
1.4	Ubicación y vías de acceso	5
1.5	Metodología y plan de trabajo	8
1.5.1	Trabajo en gabinete pre-campaña:	8
1.5.2	Trabajo en campaña	8
1.5.3	Trabajo en gabinete post-campaña	9
2	MARCO TECTÓNICO	10
2.1	Segmentación morfoestructural andina	10
2.2	Marco tectónico durante el Mesozoico	11
3	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	14
3.1	Antecedentes generales	14
3.2	Rocas metamórficas	14
3.2.1	Complejo Metamórfico Valparaíso (Gana et al., 1994)	14
3.3	Rocas Estratificadas	15
3.3.1	Formación La Ligua (Thomas, 1958)	15
3.3.2	Formación Los Molles (Cecioni, 1961)	15
3.3.3	Formación Quebrada del Pobre (Thomas, 1958)	17
3.3.4	Formación Ajial (Thomas, 1958; Piracés y Maksaev, 1976)	17
3.3.5	Formación Cerro Calera (Piracés, 1976)	18
3.3.6	Formación Horqueta (Piracés, 1976)	18
3.3.7	Formación Lo Prado (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962)	20
3.3.8	Formación Veta Negra (Thomas, 1958)	21
3.3.9	Formación Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)	21
3.3.10	Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962)	22
3.3.11	Formación Lo Valle (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962)	24
3.4	Rocas Intrusivas	25
3.4.1	Intrusivos paleozoicos	25
3.4.2	Intrusivos jurásicos	25
3.4.3	Intrusivos cretácicos	26
3.4.4	Intrusivos cenozoicos	29
3.5	Estructuras	29
3.6	Trabajos anteriores y discusión bibliográfica	31
3.6.1	Definición de la Formación Las Chilcas	31
3.6.2	La edad de la Formación Las Chilcas	33
3.6.3	Ambientes sedimentarios de la Formación Las Chilcas y sus implicancias tectónicas	34
4	ESTRATIGRAFÍA	37
4.1	Introducción	37

4.2	Estratigrafía local	37
4.2.1	Al norte del río Aconcagua: Cerrillos de Catemu	37
4.2.2	Al sur del río Aconcagua: cerro Garfio a cuesta Chacabuco	44
4.3	Nuevas edades U-Pb en circones para para el Plutón Caleu y las formaciones Lo Prado, Las Chilcas y Lo Valle.	65
4.3.1	Introducción	65
4.3.2	Formación Lo Prado	65
4.3.3	Formación Las Chilcas, areniscas y rocas volcánicas	66
4.3.4	Formación Lo Valle.....	72
4.3.5	Plutón Caleu	72
4.4	Sección estratigráfica general de la Formación Las Chilcas y correlaciones	73
4.4.1	Introducción	73
4.4.2	Correlaciones al norte del río Aconcagua	74
4.4.3	Correlación de la estratigrafía entre norte y sur del río Aconcagua, definición de nuevos miembros para la Fm. Las Chilcas y su cronología.....	75
4.5	Nuevo esquema para la Formación Las Chilcas	80
4.5.1	La ubicación estratigráfica de las Calizas de Polpaico en este nuevo esquema de la Formación Las Chilcas	80
5	SEDIMENTOLOGÍA	84
5.1	Introducción	84
5.2	Facies.....	86
5.2.1	Conglomerado clasto-soportado masivo, con selección regular a buena (G1).....	86
5.2.2	Conglomerado clasto-soportado con selección regular a buena y estratificación horizontal, cruzada en artesa y/o planar (G2)	89
5.2.3	Conglomerado clasto- a matriz-soportado mal seleccionado con clastos mal redondeados (G3).....	90
5.2.4	Conglomerado matriz-soportado, mal seleccionado (G4).....	92
5.2.5	Brechas masivas, matriz-soportadas (Bm).....	94
5.2.6	Arenisca media a gruesa sin estructuras sedimentarias ni gradaciones (Sm)	96
5.2.7	Arenisca media con laminación horizontal (Sh)	97
5.2.8	Areniscas medias con estratificación cruzada en artesa (St)	100
5.2.9	Fangolita masiva (Fm).....	101
5.3	Asociación de facies.....	102
5.3.1	Introducción	102
5.3.2	A - Areniscas con laminación horizontal y masivas, en sectores conglomerádicas, con intercalaciones de fangolita masiva (Sh, Sm, (Fm) y (Bm)): Inundaciones esporádicas y flujos por gravedad. Pie de abanico aluvial.	102
5.3.3	B - Conglomerados masivos mal seleccionados, clasto y matriz soportados (G3, G4 y Sm, (Fm)): Flujos de detritos en abanico aluvial	104
5.3.4	C - Conglomerados masivos o con laminación horizontal, bien seleccionados y areniscas con laminación horizontal (G1, G2, Sh, (G4), (Sm), (St)): Río trenzado somero con lecho de grava.....	106
5.3.5	D - Conglomerados clasto-soportados, bien seleccionados, con laminación horizontal o masivo, intercalado con fangolita masiva (G1, G2, Fm, (G4)): Río con lecho de grava trenzado a meándrico.	111
5.3.6	E - Brechas en capas masivas, matriz-soportadas (Bm, (Sm)): Lahar	112
5.4	Análisis arquitectónico de los sedimentos.....	113
5.4.1	Introducción	113

5.4.2	Elemento de canal (CH):.....	117
5.4.3	Elemento de banco de gravas (GB):.....	118
5.4.4	Elemento de acreción lateral (LA):	118
5.4.5	Elemento de canal abandonado (FF(CH)):	119
5.5	Análisis de sistemas sedimentarios:	124
5.5.1	Introducción	124
5.5.2	Sistema de abanico aluvial de alta energía (D1)	124
5.5.3	Sistema de río errante de alta sinuosidad con lecho de grava y depósitos de sedimentos de flujos de gravedad (D2)	128
5.5.4	Sistema de río trenzado somero con lecho de grava (D3)	130
5.6	Evolución tectónica, paleogeográfica, y sedimentaria	132
6	ESTRUCTURA	135
6.1	Introducción	135
6.1.1	Motivación	135
6.1.2	El concepto de inversión estructural.....	136
6.2	Estructura local	138
6.2.1	Sur del río Aconcagua	138
6.2.2	Norte del río Aconcagua: cerro Caqui a Cerrillos de Catemu	154
6.3	Interpretación y modelo estructural en profundidad	159
6.3.1	Introducción	159
6.3.2	Geometría en profundidad de las estructuras principales	159
6.3.3	El rol de la inversión tectónica.....	161
6.3.4	Secciones estructurales interpretadas	161
6.3.5	Cronología de la deformación.....	165
7	PROVENIENCIA SEDIMENTARIA	167
7.1	Introducción	167
7.2	Petrografía y conteo modal.....	167
7.2.1	Introducción	167
7.2.2	Petrografía.....	168
7.2.3	Conteo modal	172
7.3	Proveniencia de circones detríticos	176
7.3.1	Introducción	176
7.3.2	Formación Lo Prado (Berriasiano – Valanginiano)	176
7.3.3	Miembro Pitipeumo (Formación Las Chilcas), ~105 - ~100? Ma	177
7.3.4	Miembro Tabón (Formación Las Chilcas), ~100 - ~93 Ma	178
7.3.5	Miembro Ñilhue (Formación Las Chilcas), ~92? - ~90 Ma	180
7.3.6	Miembro El Calvario (Formación Las Chilcas), ~89? - ~82 Ma	180
7.4	Implicancias tectónicas de los análisis de proveniencia sedimentaria	184
7.4.1	De arco activo a arco disectado.....	184
7.4.2	¿Exhumación por fallamiento normal o por erosión de un orógeno?	184
7.4.3	Secuencia de destechamiento.....	185
8	MODELO TECTONOESTRATIGRÁFICO	188
8.1	Las cuencas del Jurásico – Cretácico Temprano	188
8.1.1	Rifting y subsidencia termal en Chile central durante el Jurásico – Cretácico Temprano	188
8.1.2	Arquitectura de las cuencas marginales de Chile central durante los períodos de <i>rifting</i> jurásico – cretácico	191

8.2	Inversión durante el Cretácico medio a Tardío	193
8.2.1	Cronología de la inversión y sus evidencias	193
8.2.2	La respuesta sedimentaria a la inversión	195
8.2.3	Desplazamiento del volcanismo y la deformación hacia el este	198
8.3	Paleogeografía y evolución tectono-estratigráfica de Chile central durante el Cretácico medio a Tardío	199
8.4	Correlación con la inversión Cretácica reconocida en otras zonas de Los Andes centrales....	202
8.4.1	El registro de alzamiento andino en la Cuenca de Neuquén.....	202
8.4.2	El registro de la Fase Peruana en la Cuenca del Salar de Atacama	203
9	CONCLUSIONES GENERALES	205
	BIBLIOGRAFÍA	207
	ANEXOS	216

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

Los estudios realizados en los últimos años en la cordillera de Chile central han permitido diferenciar los distintos eventos tectónicos que tuvieron lugar durante el Cenozoico y determinar las condiciones tectónicas que los controlaron (Nyström et al., 1993; Giambiagi et al., 2003; Charrier et al., 2009; Farías et al., 2010). A pesar de ello, para la evolución mesozoica queda pendiente, entre otros, un aspecto esencial cual es la cronología y contribución de los eventos orogénicos del Cretácico “medio” a Tardío en la evolución tectónica y paleogeográfica de este margen y en la formación de la Cordillera.

Desde el inicio de la subducción andina, en el Jurásico Temprano, hasta el Cretácico Temprano dominaron condiciones extensionales sin mayor deformación compresiva, ni generación de relieves importantes (Charrier et al., 2007; Ramos, 2010). Durante el Cretácico “medio”, entre 110 y 90 Ma, se generó en los Andes Centrales el primer evento compresivo, conocido como Fase Peruana, (Steinmann et al., 1929; Scheuber et al., 1994; Charrier et al., 2007). Este cambio en el régimen tectónico ha sido correlacionado con una aceleración hacia el oeste de la Placa Sudamericana y una reorganización de las placas ocurrida aproximadamente a los 95 Ma (Somoza y Zaffarana, 2008).

Esta fase invirtió la cuenca extensional de trasarco y marca la separación entre los depósitos de la Primera Etapa del Ciclo Andino y los de la Segunda Etapa de este ciclo con una discordancia bien reconocida regionalmente en el norte de Chile (Charrier et al., 2007). Sin embargo, en Chile central aún no se ha reconocido en detalle el tipo de deformación que esta generó, los cambios paleo-geográficos que produjo, así como su contribución en la construcción final de la Cordillera de Los Andes y, por lo tanto, también se desconoce el momento preciso en que se produjo este cambio en el régimen tectónico.

Tampoco es bien conocido el régimen tectónico imperante durante el Cretácico Tardío. Así algunos autores afirman que se inició un período de quietud tectónica (Uliana y Biddle, 1988). Otros autores opinan, que se habría reiniciado un episodio extensional en el arco magmático de ese momento (Charrier et al., 2007), hasta el inicio de una nueva fase orogénica que deformó los depósitos anteriores en el límite Cretácico-Terciario (Fase K-T) (Charrier et al., 2007).

Finalmente algunos argumentan, que desde el comienzo del Cretácico “medio” en adelante se genera un régimen tectónico compresivo, el que para el norte de Chile habría sido continuo hasta el presente (Arriagada et al., 2006; Ramos, 2010; Charrier et al., 2012), mientras que en la zona central la compresión sólo se vería interrumpida durante el Oligoceno durante la formación de la cuenca de Abanico (Ramos, 2010).

Estudios recientes en el antepaís andino, como los de Tunik et al. (2010) y Di Giulio et al. (2012), han puesto en evidencia, a partir de análisis de proveniencia sedimentaria con circones detríticos, que el momento en el que se comenzaría a alzar el arco andino estaría marcado por la discordancia Albiana - Cenomaniana que separa en el antepaís andino al Grupo Bajada del Agrio del Grupo Neuquén, pues en este último los aportes son mayormente de rocas precámbricas, ubicadas al este del antepaís, mientras que sobre la discordancia, predominan los circones con edades típicamente andinas, por lo que se infiere que la exhumación y el alzamiento de rocas cristalinas en Los Andes fue posterior al Cretácico “medio”. Esta discordancia ya había sido considerada por Mpodozis y Ramos (1990) como el registro del primer evento de alzamiento andino.

También en el antepaís, en la cuenca de Neuquén, se han encontrado evidencias estructurales de deformación compresiva en la faja plegada y corrida del Agrio desde el Cretácico “medio” y durante el Cretácico Tardío, con distintos pulsos entre los 100 y los 73 Ma (Zamora Valcarce et al., 2011). En esta misma faja plegada y corrida Cobbold y Rosello (2003) concluyeron la existencia, desde el Aptiano hasta el Cretácico Tardío, de un ambiente compresivo, formándose en esos momentos una cuenca de antepaís con más de 2500 m de depósitos continentales.

Si bien en Chile central no se han encontrado hasta ahora evidencias directas, como en el antepaís, que hablen del inicio de un evento de deformación compresiva durante el Cretácico “medio” ni durante el Cretácico Tardío, existen varios estudios recientes que insinúan un evento tectónico durante el Cretácico “medio”. Arancibia (2004), por ejemplo, plantea la existencia de un régimen tectónico compresivo después de los 109 ± 11 Ma y antes de los $97,8 \pm 1,5$ Ma, evidenciado en el Sistema de Falla Silla del Gobernador, en el sector comprendido entre Pichidangui y Los Vilos. Por otra parte, a 50 km al norte de Santiago, en el plutón Caleu, emplazado entre los 94 y 97 Ma, Parada et al. (2005) encontraron altas tasas de exhumación desde su emplazamiento hasta los 93 Ma. Asimismo, en el prisma de acreción paleozoico de Chile centro-sur, Willner et al. (2005) encontraron altas tasas de exhumación entre 113 Ma y 80 Ma. Igualmente Gana y Zentilli (2000) estudiaron la historia termal de algunos plutones de edad paleozoica a cretácica de Chile central, y concluyeron que todos estos habían traspasado la isógrada de los 125°C alrededor de los 106 - 98 Ma. De igual manera el metamorfismo de muy bajo grado característico, que afectó las cuencas subsidentes del Cretácico Temprano que afloran en la Cordillera de la Costa, tendría una edad mínima de metamorfismo progrado a los 93,1 Ma, lo que indicaría una inversión de las cuencas al menos a esa edad (Morata et al., 2005). Finalmente, existe el antecedente de que ya existía una barrera orográfica que habría separado las ingresiones del océano Pacífico y Atlántico al final del Cretácico Tardío, durante el Maastrichtiano (Tunik y Álvarez, 2008).

De manera que todo indica que en Chile central se generó un evento tectónico importante entre los 110 y los 95 Ma, y que probablemente continuó, quizá con menor intensidad, durante todo el Cretácico Tardío. Sin embargo, no se conoce el momento preciso en el que éste habría comenzado ni el tipo de deformación que generó (Tunik y Álvarez, 2008). Es en este contexto que los sedimentos, la arquitectura y las estructuras generadas en el margen andino durante el Cretácico “medio” se vuelven críticos para entender la cronología de la evolución de las primeras etapas en la formación de la Cordillera de los Andes.

En la Cordillera de la Costa y la Depresión Central de Chile central, entre los 32° y 34°S, afloran potentes depósitos detríticos del Cretácico Temprano - Cretácico Tardío? representados por la Formación Las Chilcas (Rivano et al., 1993; Thomas, 1958), conformada por una potente sucesión de sedimentos continentales, rocas volcanoclásticas, tobas, lavas y calizas, cuya edad aún no ha logrado ser bien constreñida (Tunik y Álvarez, 2008). Sin embargo existe una serie de antecedentes, que se exponen en el punto 3.5.2, que permiten inferir que lo más probable es que su edad sea albiana - cenomaniana. Por lo tanto, esta formación podría ser contemporánea al inicio de la compresión registrada en Chile central, por lo que su estructura y sus depósitos pudieran presentar información importante que ayude a acotar y comprender las consecuencias de la fase tectónica que ocurrió en ese momento.

Algunos autores han concluido que la Formación Las Chilcas (Charrier et al., 2007) fue depositada en un ambiente subsidente extensional, acorde las condiciones del Cretácico Temprano, sin embargo, otros argumentan que al menos sus miembros superiores pudiesen ser contemporáneos al comienzo de la orogenia andina (Parada et al., 2005; Tapia et al., 2012), pues estos son en general sedimentos gruesos, de alta energía, y no se ha estudiado en detalle sus cambios estratigráficos, estructurales y de proveniencia sedimentaria.

Por lo tanto, con el objeto de dilucidar las dudas presentadas se hace imperativo determinar con precisión la edad, el contexto tectónico, estructural y paleogeográfico en que se depositó la Formación Las Chilcas, de manera de poder reconocer y acotar el inicio de la deformación y la consiguiente generación de los relieves andinos con la primera gran fase orogénica en esta región de la Cordillera de los Andes. A la vez se hace importante encontrar evidencias estructurales que ayuden a comprender el evento tectónico registrado hasta ahora de manera indirecta por tasas de exhumación.

Este trabajo forma parte del proyecto FONDECYT N° 1120272, que intenta comprender la deformación asociada a la generación de la Cordillera de Los Andes desde el Mesozoico en adelante.

1.2 Hipótesis de trabajo

La *primera hipótesis* de trabajo deriva de la aparente correlación entre la edad de deposición de la parte media de la Formación Las Chilcas con el evento tectónico del Cretácico “medio”. En este caso **la parte inferior de esta formación, de edad albiaca temprano, se habría depositado en la misma cuenca extensional que permitió el acomodo de hasta 15 km de potencia de flujos volcánicos de la Formación Veta Negra** (Vergara et al., 1995). Luego entre los 105 y 95 Ma ocurre la Fase Orogénica Peruana, esta habría invirtiendo la Cuenca de Veta Negra, depositándose hacia el este, en un incipiente antepaís, los más de 3000 m de sedimentos gruesos que componen la parte media-superior de la Formación Las Chilcas. La deformación no habría terminado con el cese de la deposición de la Formación Las Chilcas, sino que habría continuado, quizá con menor intensidad, durante todo el Cretácico Tardío.

Como *segunda hipótesis* de trabajo se considera que **la Formación Las Chilcas es más joven que la fase tectónica del Cretácico “medio”, y que por lo tanto, sus depósitos se generan en el ambiente extensional que prevaleció durante el Primer Ciclo Andino** definido por Charrier et al. (2007), en la misma cuenca extensional donde se depositó la Formación Veta Negra.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos generales

Establecer un modelo de evolución tectónica para la deposición de la Formación Las Chilcas y definir su ubicación paleogeográfica.

1.3.2 Objetivos específicos

1. Precisar la edad de distintos niveles volcánicos de la Formación Las Chilcas mediante datación U-Pb en circones.
2. Determinar la proveniencia y edad de los depósitos clásticos mediante edad de circones detríticos en areniscas por U-Pb y por análisis petrográfico.

3. Establecer fuentes de aporte y, en lo posible, determinar unidades geológicas que pudieron estar bajo erosión.
4. Analizar las variaciones verticales y laterales de las facies sedimentarias de la formación y generar correlaciones estratigráficas.
5. Determinar la presencia de estructuras desarrolladas durante el proceso de extensión y las posibles desarrolladas durante la posterior compresión.
6. Identificar los mecanismos de deformación, su edad y su dependencia con estructuras pre-existentes.
7. Estudiar relaciones estratigráficas y estructurales entre la Formación Las Chilcas y las formaciones Veta Negra y Lo Valle.
8. Establecer las posibles relaciones entre la cronología de la deformación de las sucesiones mesozoicas chilenas y la sedimentación y deformación de las sucesiones de la cuenca de trasarco/antepaís de la vertiente argentina a la misma latitud de este estudio.

1.4 Ubicación y vías de acceso

El área de estudio comprende un sector de la parte centro-norte de la Región Metropolitana y de la parte centro-sur de la región de Valparaíso, cercano a la cuenca del río Aconcagua, entre los 32° 30' S y los 33° 10' S y entre los 70° 40' W y 71° 10' W (Figura 1.1). En general presenta muy buena accesibilidad por la gran cantidad de caminos que se desprenden desde la Ruta 5 Norte.

Los trabajos de terreno fueron realizados en cinco sectores principales que se detallan en la Figura 1.2. Estos fueron elegidos tanto por el interés geológico que presentan, la buena exposición de rocas y la fácil accesibilidad desde Santiago. En el sector cajón de Lo Valle – fundo El Tabón se estudió el contacto de las formaciones Las Chilcas y Lo Valle; en el sector de la cuesta Las Chilcas se estudió parte de la estratigrafía de la formación homónima; en la zona del cerro Garfio – cerro Blanco Las Masas – mina La Verdosa se estudió la estratigrafía y estructuras regionales; en el sector del valle de Catemu se estudió el contacto entre las formaciones Veta Negra y Las Chilcas; en la cuesta La Dormida se estudió la estructura de formaciones del Cretácico Temprano y se tomaron muestras; en el sector de Punta Peuco se tomaron muestras de lavas.

Para llegar a Til-Til y al sector de La Dormida se ingresa por la ruta Camino a Til-Til y por la cuesta La Dormida (Ruta F-10-G). Al cajón de Lo Valle se ingresa desde la Ruta 5 a la Ruta G-105-E. A la cuesta Las Chilcas se accede por la Ruta 5 Norte. Al sector de la mina La Verdosa se accede desde la ruta 5 Norte, desde la que se toma el desvío a Los Loros. Para acceder al Cerro Blanco de las Mazas, debe tomarse desde la Ruta 5 y luego, al sur de Llay-Llay, la Ruta E-420 que llega al sector de El Porvenir. A la zona que se encuentra al norte del río Aconcagua, al valle de Catemu, se accede desde la Ruta 5 a la Ruta 60 y luego hacia el norte a la Ruta E-65. Para llegar al límite norte de la zona de estudio, al sector de Guayacán y de la mina Cerro Negro se puede acceder también por la Ruta 5 Norte, luego desviarse hacia La Ligua para tomar la Ruta E-

35 y en Cabildo tomar la Ruta E-41. También se puede acceder a este sector por el Camino a Putaendo (Ruta E-71) y luego por la cuesta que une Putaendo con Cabildo (Ruta E-41).

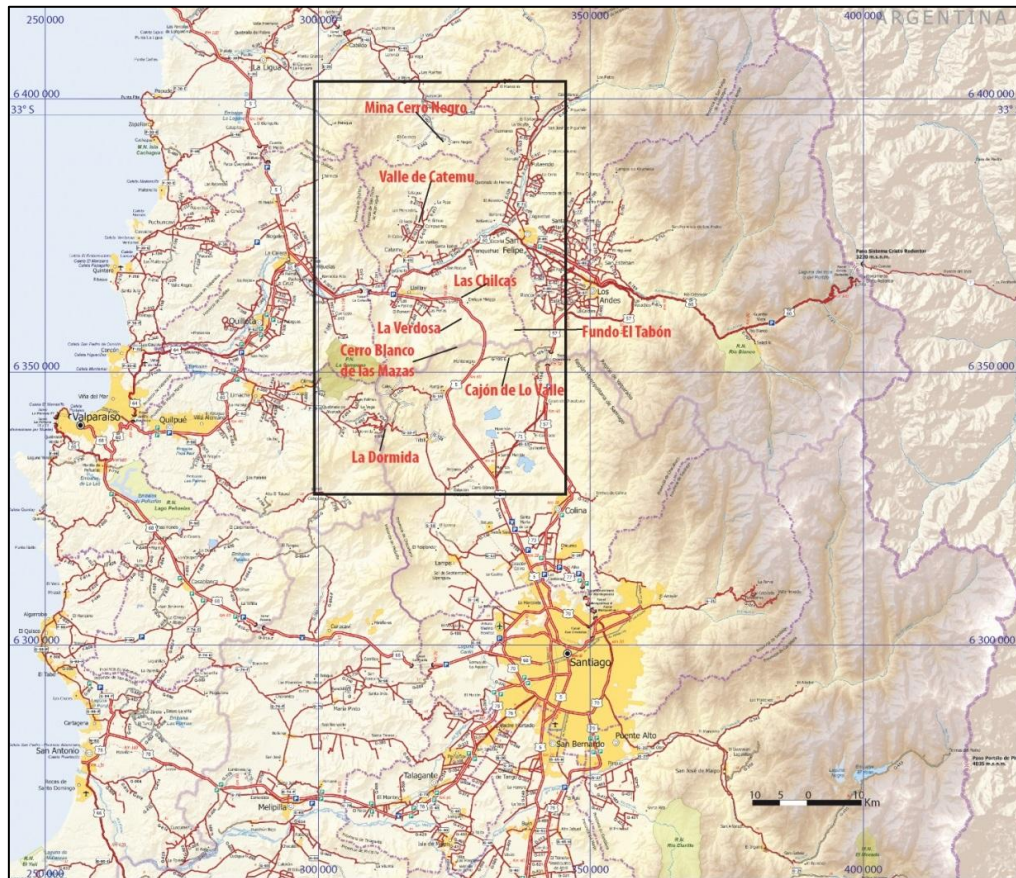


Figura 1.1: Vías de acceso y ubicación del área de estudio enmarcada en negro. En rojo aparecen los nombres de los distintos sectores donde se realizaron campañas de terreno (Modificado de Cartas Camineras 2013, Dirección de Vialidad – MOP).

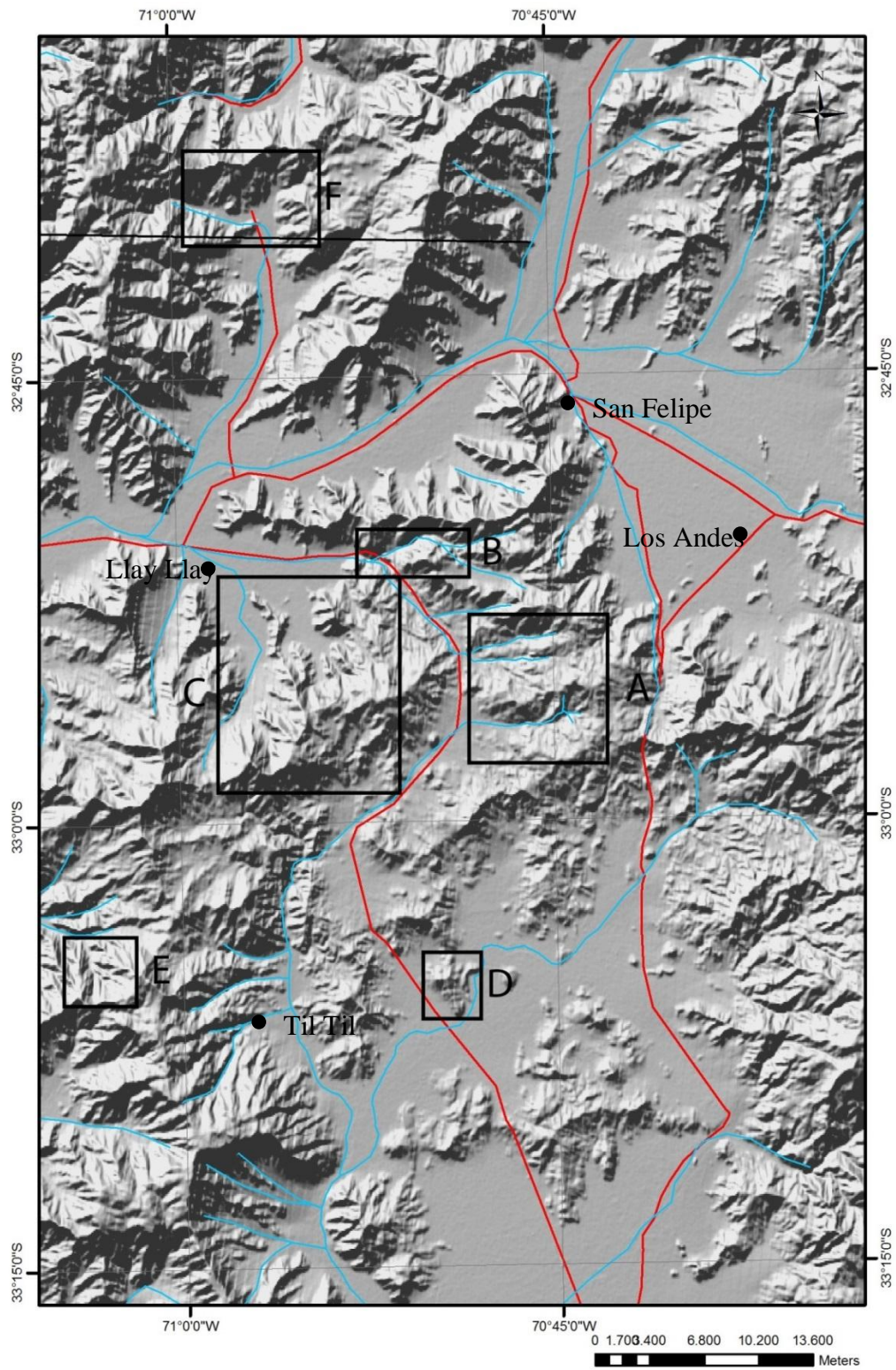


Figura 1.2: Zonas de estudio, A: cajón de Lo Valle – El Tabón; B: Cuesta Las Chilcas; C: cerro Garfio – mina La Verdosa – cerro Blanco de las Mazas; D: Punta Peuco; E: cuesta La Dormida; F: valle de Catemu.

1.5 Metodología y plan de trabajo

1.5.1 Trabajo en gabinete pre-campaña:

- Recopilación de antecedentes bibliográficos y mapas geológicos.
- Creación de una base de datos con todas las edades obtenidas en las formaciones de interés, mapas y perfiles. Luego fueron integradas a través de un Sistema de Integración Geográfico.

1.5.2 Trabajo en campaña

Se realizaron varias campañas de terreno a diferentes lugares de interés dentro de la zona de estudio, completando 47 días efectivos de terreno entre diciembre del 2012 y noviembre del 2014:

- Cajón de Lo Valle, 17 días: Se realizó mapeo a escala 1:20.000 de todo el cajón para estudiar el contacto entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle; se tomaron muestras de areniscas para separación de circones detríticos y de lavas para petrografía.
- Fundo el Tabón, 9 días: Se realizó mapeo a escala 1:20.000 en todo el fundo con el objetivo de continuar estudiando la relación de contacto entre ambas formaciones recién mencionadas; se tomaron muestras de tobas de la Formación Lo Valle para datación en circones y análisis geoquímico.
- Cuesta Las Chilcas, 5 días: Se realizaron columnas estratigráficas en detalle, se tomaron muestras de arenisca para separación de circones detríticos y se analizó estructura.
- Sector Catemu – mina Cerro Negro, 5 días: Se analizó la estructura regional y se tomaron muestras de areniscas.
- Sector quebrada Los Loros - mina La Verdosa, 4 días: Se realizaron columnas estratigráficas en detalle y se observaron rasgos estructurales. Se tomaron muestras de areniscas para separación de circones detríticos y posterior datación.
- Sector cerro Blanco de Las Mazas, 2 días: Se estudió la estructura, se realizaron perfiles sedimentarios y columnas estratigráficas, se tomó muestras de lavas para análisis petrográfico y geoquímico y de areniscas para separación de circones detríticos y posterior datación.
- Quebrada Caiseo, 1 día: Se analizó la estructura regional.
- Cerro Punta Peuco – cuesta La Dormida 1 día: Se tomaron muestras de lavas y areniscas.
- Cerro Caquis: 1 día, se observó la estructura regional.
- Cerro Garfio: 1 día, se realizó mapeo.

- Montenegro hacia el oeste: 1 día, se realizó mapeo.

1.5.3 Trabajo en gabinete post-campaña

- Descripción petrográfica de muestras de rocas sedimentarias e ígneas recolectadas en terreno.
- Integración de la información generada en campaña con la preexistente en un Sistema de Información Geográfico.
- Confección de columnas estratigráficas, perfiles sedimentarios y posterior interpretación de ambientes sedimentarios.
- Análisis de proveniencia sedimentaria por medio de:
 - Datación U-Pb en circones detríticos presentes en areniscas medias en distintos niveles de la formación. El marco teórico de ésta técnica se detalla en el Anexo 1, pero en términos generales consiste en: molienda de la roca y separación de los minerales pesados utilizando técnicas de gravimetría y magnéticas, luego se seleccionan los circones a mano, con ayuda de lupa binocular, y son montados en una base con epoxy. Posteriormente se limpian los ensamblajes utilizando HNO₃ (2%). Una vez totalmente seca la base con el circón, es montada en una célula laser especialmente adaptada para secciones delgadas, donde incide el multi-colector de alta resolución ICPMS en la zona del circón que se estime conveniente. A partir de las cantidades de isótopos de U y Pb, se calcula con fórmulas el tiempo transcurrido desde que el circón pasó la temperatura de cierre.
 - Conteo modal de clastos y cristales en los cortes transparentes realizados en areniscas según el método de Ingersoll et al. (1984).
- Análisis de circones ígneos de niveles volcánicos, mediante datación U-Pb. La metodología es la misma que la descrita anteriormente para calcular la edad de circones detríticos.
- Realización de perfiles estructurales con los datos obtenidos del terreno y a partir de la interpretación de imágenes satelitales (LANDSAT y ASTER) y aéreas.

2 MARCO TECTÓNICO

2.1 Segmentación morfoestructural andina

La región de Chile central, a la latitud del área de estudio, puede ser dividida en tres dominios morfoestructurales dispuestos en franjas norte-sur (Figura 2.1). De oeste a este son: Cordillera de la Costa, Depresión Central y Cordillera Principal (Brüggen, 1950).

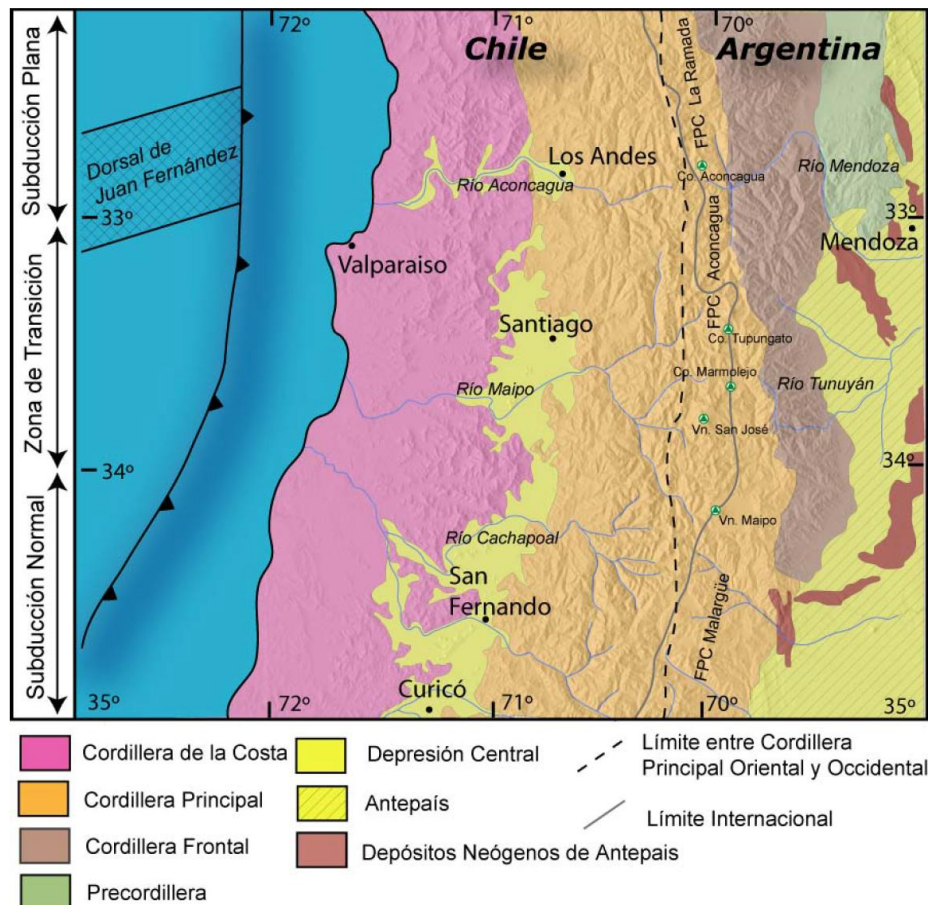


Figura 2.1: Principales morfoestructuras de la segmentación andina entre los 32° S y 35° S. Tomado de Fock, 2005.

La Cordillera de la Costa presenta alturas de hasta 2000 m s.n.m., está conformada en la vertiente occidental por rocas intrusivas del Paleozoico, en la vertiente oriental presenta intrusivos de edad cretácica que intruyen a rocas estratificadas, volcano-clásticas del Mesozoico (Thomas, 1958; Rivano et al., 1993).

La Depresión Central se extiende desde los 33° S a los 40° S. Corresponde a una cuenca rellenada por depósitos fluviales y aluviales pleistocenos a holocenos que localmente superan los 500 m de espesor (Thiele, 1980; Farías et al., 2008). Al norte de los 33° S, la Depresión Central desaparece, dando paso a una región de cordones montañosos y valles transversales orientados E-W que bajan desde la Cordillera Principal hasta la costa del Océano Pacífico.

2.2 Marco tectónico durante el Mesozoico

A comienzos del Mesozoico, en el margen occidental de Gondwana, durante el Pérmico – Triásico, se produjo el aparente cese o una fuerte disminución de la subducción en contraste con lo que había sucedido en el Ciclo Gondwánico, en el Paleozoico tardío, y grandes volúmenes de magmas riolíticos son extruidos, conocidos como Provincia Magmática Ácida de Choiyoi (Kay et al., 1989). En este momento, se comienzan a formar, a causa de una extensión generalizada, algunas cuencas en este margen del continente, como las de El Quereo y San Félix, y la gran cuenca del Cuyo en Argentina (Franzese y Spalletti, 2001). Esta extensión se habría iniciado con un evento de subsidencia tectónica acompañado por un pulso volcánico félsico, sucedido por un evento de subsidencia termal. A partir del Triásico Medio, un nuevo episodio extensional genera la reactivación de las cuencas formadas durante el episodio anterior y nuevas cuencas elongadas en orientación NNW, con forma de hemigraben (Franzese y Spalletti, 2001; Charrier, 1979), en las regiones de Antofagasta-Copiapó (Cuenca de El Profeta – La Ternera) y de Bio-Bío-Temuco, donde se produce el ingreso del mar desde el oeste (Charrier et al., 2007).

Este marco tectónico se mantiene hasta el Jurásico Temprano, cuando se reanuda la subducción (Mpodozis y Ramos 1990; Charrier et al., 2007). Durante este régimen predominan las condiciones extensionales, por lo que el arco volcánico se mantiene al nivel del mar, en la posición donde se encuentra actualmente la Cordillera de la Costa de Chile (Vergara et al., 1995). Dadas las condiciones tectónicas no se genera prisma de acreción y se produce una cuenca extensional de tras-arco con potentes depósitos marinos que pasan a ser continentales después del Oxfordiano (Charrier et al., 2007), bien expuestos en gran parte de la Cordillera Principal.

Estas condiciones tectónicas se mantienen hasta finales del Cretácico Temprano, cuando se genera la Fase Compresiva Peruana en el margen andino (Steinmann et al., 1929; Scheuber et al., 1994), producida probablemente por una suma de condiciones, como la subducción bajo Sudamérica del rift que separaba las placas de Farallón y Aluk (Figura 2.2) (Scheuber et al., 1994), y las altas tasas de expansión de las dorsales oceánicas del Atlántico Sur y del Pacífico

Sur, que alcanzan desde los 110 Ma hasta los 85 Ma las mayores tasas de expansión de todo el Mesozoico, con 5 y 10 cm/año respectivamente (Figura 2.3) (Larson y Pitman, 1972), producto de lo cual se genera el desmembramiento de Gondwana. Somoza y Zaffrana (2008) precisan que, desde los 120 a los 100 Ma, casi la totalidad de la expansión generada en el Atlántico Sur correspondió al movimiento absoluto de Africa, mientras Sudamérica habría comenzado su aceleración hacia el oeste a los 95 ± 5 Ma, asociado a una reorganización mayor de las placas tectónicas, con lo que comenzaría la compresión en el margen occidental de Sudamérica.

Producto de esta fase, el margen continental fue alzado, la cuenca de trasarco emergió y sus depósitos deformados. La subducción de una placa más joven y más boyante determinó, además, el corrimiento paulatino del arco volcánico hacia el este (Mpodozis y Ramos, 1990; Scheuber et al, 1994), hacia lo que es hoy la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa en Chile central.

A partir de los 90 Ma durante el Cretácico Tardío, subducta bajo Sudamérica la placa de Farallon, en dirección ENE, con tasas de expansión sumadas, del Atlántico Sur y de Farallón-Pacífico, similares a las que se encuentran hoy en el margen andino (Larson y Pitman, 1972) (Figura 1.5), generándose por primera vez en el Mesozoico esfuerzos dextrales.

Como se mencionó en el punto 1.1, las condiciones tectónicas que dominaron en este período en el margen andino de Chile central no se encuentran totalmente comprendidas. Algunos estudios como los de Tunik et al. (2010), Ramos (2010) y Di Giulio et al. (2012), en la vertiente oriental de la cordillera, y de Arriagada et al. (2006), Charrier et al. (2012) y Bascuñán et al. (2014), en la parte norte de Chile, afirman, entre otros, que predominaron las condiciones compresivas, conformándose al este del arco un margen cordillerano con potentes depósitos de antepaís. Otros, en cambio, afirman que éste sería un período de quietud tectónica (Uliana y Biddle, 1988; Scheuber et al., 1994). En la región oriental de la actual Cordillera de la Costa, Charrier et al. (2007) plantean que se habría generado un período extensional hasta el fin del Cretácico Tardío.

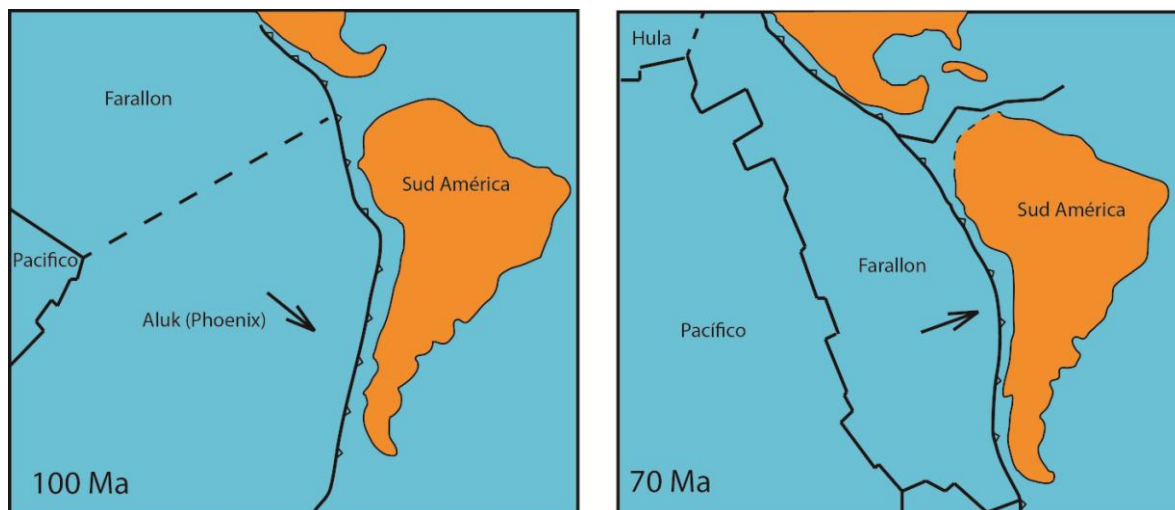


Figura 2.2: Configuración en la zona de Sudamérica de las placas tectónicas para finales del Cretácico Temprano a la izquierda, y para el Cretácico Tardío a la derecha. Tomado de Scheuber et al. (1994).

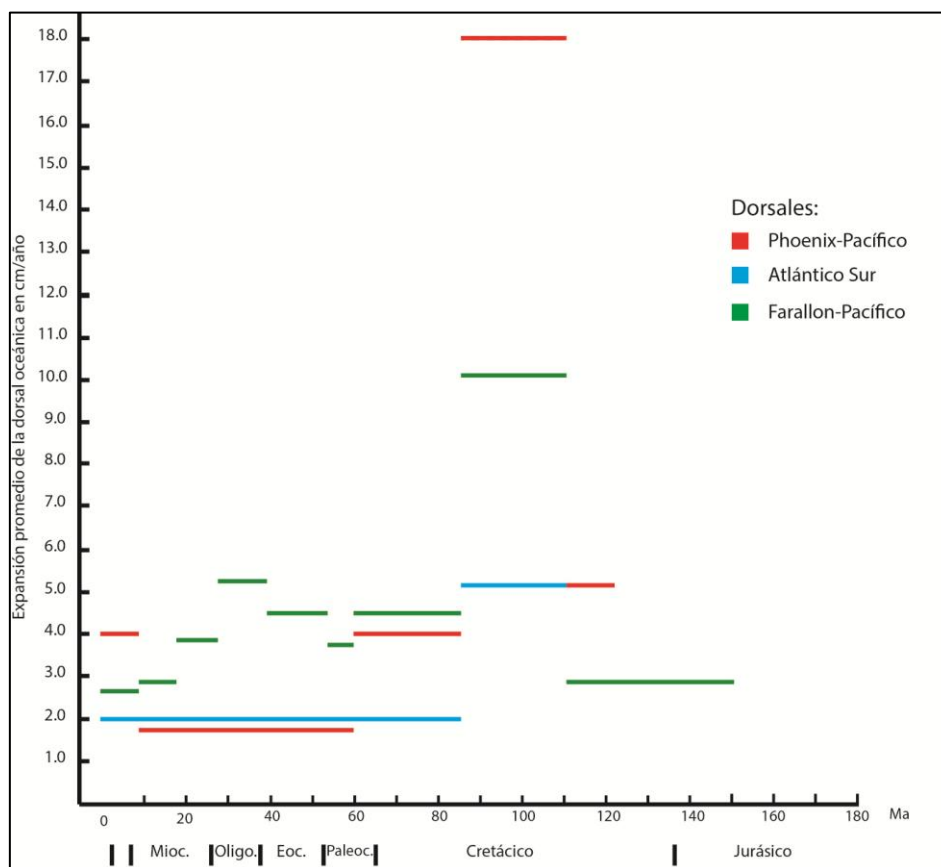


Figura 2.3: Tasas de expansión promedio en los océanos Atlántico y Pacífico en función del tiempo geológico. Modificado de Larson y Pitman (1972).

3 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1 Antecedentes generales

En el área de estudio afloran rocas estratificadas de edades desde el Cretácico Temprano hasta el Maastrichtiano e intrusivas del Cretácico Tardío hasta el Oligoceno, sin embargo dada la relevancia que tiene la proveniencia sedimentaria en esta tesis, se entregarán a continuación antecedentes geológicos respecto de rocas más antiguas que pudieron encontrarse bajo erosión durante el Cretácico y que afloran hacia el oeste, en la Cordillera de la Costa. En la Figura 3.2 se presenta un mapa regional donde se observa la distribución de las unidades que se describen a continuación, y en la Figura 3.1 una columna estratigráfica generalizada con las unidades intrusivas correspondientes.

3.2 Rocas metamórficas

3.2.1 Complejo Metamórfico Valparaíso (Gana et al., 1994)

Gana et al. (1996), describen este complejo como rocas metamórficas foliadas, de protolito principalmente plutónico, y sedimentario en menor proporción. Incluye ortogneises graníticos y tonalíticos de biotita y migmatitas; intercalaciones de esquistos anfibólicos, cloríticos, en Quintay, y esquistos sericíticos, en Las Cruces. Aflora como enclaves de longitud inferior a 2 km dentro de los complejos intrusivos de la zona costera. Estas rocas están intruidas por granitoides paleozoicos, con los que presentan en partes un contacto gradual, como por ejemplo en Quintay y Las Cruces, y por gabros jurásicos al este de Valparaíso (Caleta Las Docas).

Isócronas Rb-Sr en roca total de paragneises de 330 Ma (Carbonífero Temprano) fueron interpretadas por Cordani et al. (1976) como la edad del protolito. Deckart et al. (2013) obtuvieron una edad U/Pb SHRIMP de 311.5 ± 3.3 Ma en una granodiorita gnéssica en el sector de Playa Chica de Quintay. Dataciones radiométricas K-Ar en biotita, entregan edades de metamorfismo de 278 ± 6 Ma (parte superior del Pérmico Temprano) en ortogneises con granate.

Finalmente, edades de 172 ± 2 Ma (Cordani et al., 1976) se interpretan como producto de rejuvenecimiento termal producido por el arco jurásico.

3.3 Rocas Estratificadas

3.3.1 Formación La Ligua (Thomas, 1958)

Depósitos continentales de lavas ácidas, brechas y tobas con intercalaciones de lutitas, areniscas cuarcíferas y conglomerados, presenta un espesor de, al menos, 800 m (Thomas, 1958; Rivano et al., 1993). Aflora en la vertiente sur de los cerros ubicados al norte de La Ligua y en el cerro Cuentas, al sur de dicho pueblo.

La base de esta formación presenta foliación, lo que hace suponer que el contacto inferior es más bien tectónico y no deposicional (Rivano et al., 1993). Sobre esta descansa de manera discordante la Formación Quebrada El Pobre (Thomas, 1958).

La Formación La Ligua es correlacionable con la Formación Pichidangui, representando el volcanismo ácido del Triásico Medio a Superior (Rivano et al., 1993; Charrier et al. 2007).

3.3.2 Formación Los Molles (Cecioni, 1961)

Corresponde a 747 m de espesor de areniscas y pelitas con intercalaciones conglomerádicas en la parte inferior (Cecioni y Westermann, 1968; Rivano et al., 1993). Aflora desde Caleta Los Molles, entre el estero El Pangal y el Estero Los Molles, y se extiende formando una franja norte – sur hasta el Río Quilimarí.

Hacia el oeste de la Caleta Los Molles se encuentra en contacto por falla con la Formación Pichidangui (equivalente de Formación La Ligua) (Rivano et al., 1993).

Se le ha asignado, a partir de su contenido en plantas y fósiles marinos una edad desde el Nórico al Sinemuriano, es decir, desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano (Fuenzalida 1938; Cecioni y Westermann, 1968; Piracés y Maksaev, 1977; Rivano et al., 1993).

Era	Período	Época	Edad	Edad (Ma)	Formación	Unidades Intrusivas			
						Cordillera de la Costa		Precordillera y DC	
						Sur de 33°S	Norte de 33°S	Norte de 33°S	
Cenozoico	Neógeno	Pleistoceno							
		Plioceno		2,588					
		Mioceno		5,333					
	Paleógeno	Oligoceno		23,03	Fm. Abanico				
		Eoceno		33,9					
		Paleoceno		56,0				UF	
	Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano	66,0	Fm. Lo Valle			
				Campaniano	72,1				
				Santoniano	83,6				
				Coniaciano	86,3				GU
Turoniano				89,8	Fm. Las Chilcas				
Inferior			Cenomaniano	93,9					
			Albiano	100,5		Caleu		MTU	
			Aptiano	113,0	Fm. Cerro Morado			TU	
			Barremiano	125,0	Fm. Veta Negra	U. Puangue		MU	
			Hauteriviano	129,4					
Jurásico		Superior	Valanginiano	132,9	Fm. Lo Prado				
			Berriasiano	139,8					
			Tithoniano	145,0					
			Kimmeridgiano	152,1	Fm. Horqueta	SU. Casablanca			
			Oxfordiano	157,3				SU. Mincha	
		Medio	Caloviano	163,5					
			Bathoniano	166,1					
			Bajociano	168,3	Fm. Cerro Calera				
			Aaeliano	170,3					
			Toarciano	174,1	Fm. Ajjal				
Inferior	Pleinsbachiano	182,7							
	Sinemuriano	190,8	Fm. Qda. del Pobre						
	Hettangiano	199,3							
	Rhaetiano	201,3							
	Nórico	208,5							
Triásico	Superior	Carniano	228	Fm. La Ligua					
		Ladíniano	235						
	Medio	Anisiano	242						
		Olenekiano	247,2						
		Induano	251,2						

Figura 3.1: Columna generalizada para Chile central desde el Triásico, entre los 32° y 33°S. A la derecha se presentan las unidades intrusivas. USL: Unidad San Lorenzo y UF: Unidad Fredes de Rivano et al. (1993); MU, TU, MTU y GU de Morata et al. (2010); SU Puangue y SU Casablanca de Gana et al. (1994). Para mayor detalle de formaciones y unidades intrusivas y sus edades ver texto.

3.3.3 Formación Quebrada del Pobre (Thomas, 1958)

Thomas (1958) la describe como una secuencia de 1250 m de espesor de sedimentitas marinas, compuesta por areniscas y lutitas con algunas intercalaciones de calizas, conglomerados finos y areniscas conglomerádicas en la base; la unidad termina en el techo con areniscas y pelitas calcáreas con intercalaciones de conglomerados de cuarzo inmediatamente bajo los niveles de la Formación Ajial. Aflora en las cercanías de La Ligua, alcanza su mayor desarrollo entre el río La Ligua y el río Petorca.

Esta formación se apoya en contacto discordante, de erosión angular, sobre la Formación La Ligua (Rivano et al., 1993). Se encuentra sobreyacida de manera concordante por tobas riolíticas de la Formación Ajial.

En la sección inferior de la unidad Corvalán (en Thomas, 1958) y Covacevich y Piracés (1976), determinaron la presencia de niveles Sinemurianos y, en la parte superior indican la presencia del Pleinsbachiano.

3.3.4 Formación Ajial (Thomas, 1958; Piracés y Makshev, 1976)

Es una secuencia bastante uniforme de lavas “queratofíricas” (traquíticas y riolíticas ricas en sodio), con intercalaciones de tobas, brechas, lavas andesítico-basálticas. En ciertas áreas presenta intercalaciones sedimentarias, por lo general de areniscas, aunque también lutitas. Aflora desde el Cerro Imán hasta el sur de Olmué. Entre el sector de Catapilco y el valle del río Aconcagua, extensiones considerables de esta formación se encuentran afectadas por un fuerte metamorfismo dinámico y termal, que en algunos sectores oblitera totalmente la estructura y litología original de la roca (Rivano et al., 1993). Incluyendo estas metavolcanitas, Cancino (1992) estimó un espesor de 1405 m para esta formación.

El límite inferior se compone de “queratófiros” en transición a las areniscas subyacentes de la Formación Quebrada del Pobre. Hacia el sur del cerro Cuajo el límite superior de esta formación es concordante con las calizas de la Formación Cerro Calera, mientras hacia el norte las calizas no se observan y la Formación Ajial pasa directamente a la Formación Horqueta, de litología sumamente similar a la primera. Se encuentra intruida por granitos Jurásicos.

Su edad máxima, por sobreyacer concordantemente a la Formación Quebrada del Pobre, sería pleinsbachiana a post-pleinsbachiana. Su edad mínima, dada por fósiles encontrados en la Formación Cerro Calera es del Aaleniano a Bajociano Temprano.

3.3.5 Formación Cerro Calera (Piracés, 1976)

Esta formación presenta un miembro inferior, La Cruz, y un miembro superior, Los Rodeos. El miembro inferior consta de un amplio predominio de areniscas, areniscas tobaceas y tufitas de colores gris amarillento con intercalaciones de calizas y calcarenitas. El miembro superior corresponde principalmente a calcarenitas y calcilutitas de color gris claro con algunas intercalaciones de conglomerado fino. Aflora en una franja elongada norte – sur desde La Calera hasta el sur de Olmué.

Sobreyace de manera concordante a la Formación Ajial y subyace también concordantemente a la Formación Horqueta. La potencia total de esta unidad, de acuerdo a perfiles levantados por Piracés (1976), sería de 1287 m.

Hallazgos fósiles indican una edad Aaleniana a Bajociana tardía (Thomas 1958; Covacevich y Piracés, 1976; Rivano et al., 1993)

3.3.6 Formación Horqueta (Piracés, 1976)

Es una unidad volcánica y volcanoclástica continental, compuesta de una alternancia de lavas andesítico-basálticas y niveles de brechas volcánicas y tobas riódacíticas con intercalaciones de rocas sedimentarias detríticas como areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados rojos (Piracés, 1976; Rivano et al., 1993). La litología predominante corresponde a lavas de colores pardo oscuro a pardo rojizo con estructuras de fluidez. En lavas basálticas se reconocen relictos de olivino. Aflora en una franja elongada norte – sur desde el sector de la mina El Soldado hasta los cerros ubicados en las nacientes del estero Puangue, unos 20 km al norte de Curacaví.

Se apoya concordantemente sobre la Formación Cerro Calera y subyace en probable discordancia al miembro inferior de la Formación Lo Prado. Según Piracés y Maksae (1977), su espesor varía entre 200 y 1200 m.

La edad de esta formación solo se ha establecido por su posición estratigráfica, siendo más joven que la Formación Cerro Calera, de edad aaleniana a Bajociana Tardía, y más antigua que la Formación Lo Prado, de edad berriasiana a valanginiana Tardía (Rivano et al., 1993). Sin embargo, dada su concordancia con la infrayacente Formación Cerro Calera y su probable relación discordante con la suprayacente Formación Lo Prado, Rivano et al. (1993) le asignan una edad de entre el Bajociano y el Caloviano; no obstante, autores posteriores mantienen para esta formación una edad kimmeridginana (Charrier et al., 2007), como lo propusieron Piracés y Maksae (1977).

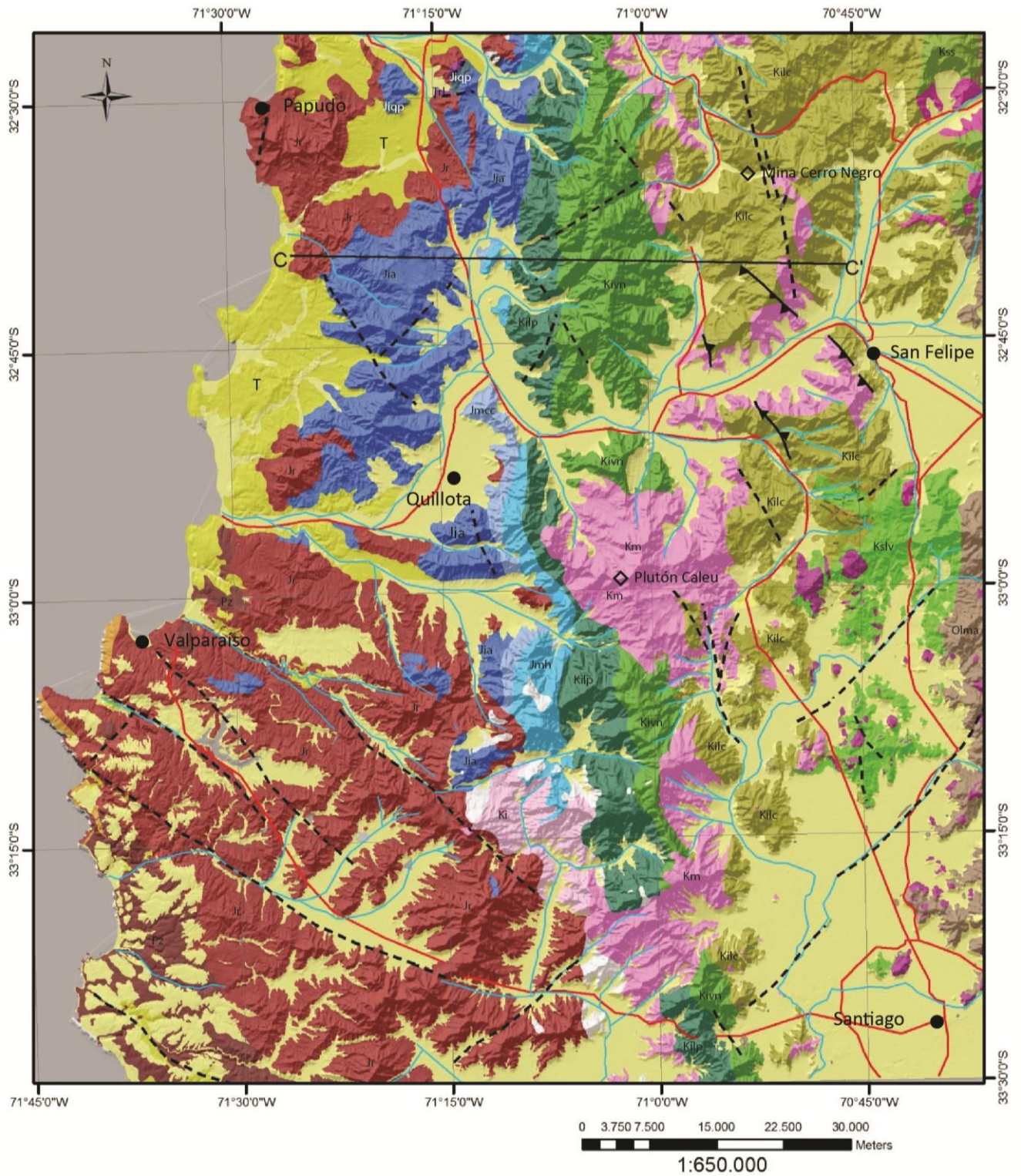


Figura 3.2: Mapa geológico escala 1:650.000 del área de estudio. Compilación a partir de Rivano et al., 1993; Thomas, 1958; Gana et al., 1996; Wall et al., 1999. Leyenda en página siguiente. Perfil C-C' en Figura 3.3

Leyenda




Rocas Estratificadas

	Q Depósitos Cuaternarios
	T Rocas sedimentarias del Terciario
	OIMa Formación Abanico
	Kslv Formación Lo Valle
	Kss Formación Salamanca
	Kilc Formación Las Chilcas
	Kivn Formación Veta Negra
	Kilp Formación Lo Prado
	Jmh Formación Horqueta
	Jmcc Formación Cerro Calera
	Jia Formación Ajial
	Jiqp Formación Quebrada del Pobre
	Trl Formación La Ligua



Rocas Metamórficas

	Pzmv Complejo Metamórfico Valparaíso
---	--------------------------------------

Rocas Intrusivas

	Intrusivos hipabisales del Oligoceno
	Intrusivos del Cretácico Tardío
	Intrusivos del Cretácico "medio"
	Intrusivos del Cretácico Temprano
	Intrusivos del Jurásico
	Intrusivos del Paleozoico

Estructuras

	Falla normal inferida
	Falla inversa

Simbología




	Rios, esteros y quebradas
	Caminos principales
	Lagunas y embalses

Figura 3.2, continuación: Leyenda mapa geológico del área de estudio. Compilación a partir de Rivano et al., 1993; Thomas, 1958; Gana et al., 1996; Wall et al., 1999.

3.3.7 Formación Lo Prado (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962)

La litología de la Formación Lo Prado es muy variada y consiste en rocas sedimentarias marinas, principalmente calcilitas negras, fétidas y fosilíferas intercaladas entre niveles macizos de calcarenitas grises; consta, además, de niveles de brechas y conglomerados, generalmente oligomícticos con frecuentes intraclastos calcáreos. Aparecen también importantes intercalaciones de niveles volcánicos de andesitas afaníticas y porfídicas, algunos de los cuales llegan a ser ocoíticos, con niveles superiores de carácter brechoso. Hacia la parte superior, estas volcanitas muestran intercalaciones de tobas de color rojizo (Rivano et al., 1993). En la zona de estudio aflora a lo largo de una franja continua desde el Túnel Lo Prado hasta la localidad de Cabildo.

El espesor total de la Formación Lo Prado es muy variable ya que, hacia el norte, se encuentra intruida por granitoides de la Superunidad Illapel y, hacia el sur, su contacto con la suprayacente

Formación Veta Negra no es siempre fácil de establecer, dada la similitud litológica y su contacto gradual. El espesor aproximado en algunos sectores es de 3000 m (Rivano et al., 1993).

La presencia de varios niveles fosilíferos indica para esta formación una edad berrasiana a valanginiana tardía (Rivano et al., 1993). Boric y Munizaga (1994) obtuvieron una edad Ar-Ar en plagioclasa de una lava de esta formación de $131,8 \pm 3,1$ Ma, mientras Morata et al. (2006) obtuvieron edades Ar-Ar en plagioclasa de alrededor de 120 Ma en los niveles superiores de esta. Todo esto indicaría que su edad sería berrasiana a barremiana (aptiana?).

3.3.8 Formación Veta Negra (Thomas, 1958)

Thomas (1958) subdividió esta formación en un miembro inferior, Purehue y uno superior, Ocoa. El Miembro Purehue se compone principalmente por lavas andesíticas, fuertemente brechosas y/o vesiculares de colores púrpura a gris pardo, y algunas intercalaciones sedimentarias de color rojo que corresponden normalmente a areniscas, conglomerados y brechas. El Miembro Ocoa está constituido casi exclusivamente por rocas andesíticas que se caracterizan por presentar una textura porfídica gruesa, definida por fenocristales de plagioclasa que alcanzan en ocasiones más de 2 cm de largo, y una masa microcristalina muy fina, lavas características llamadas “Ocoitas” por el mismo autor.

La Formación Veta Negra presenta espesores de entre 4000 m y 5000 m, el espesor del Miembro Purehue varía entre 350 m y 2000 m, en tanto el Miembro Ocoa tiene espesores variables de entre 2500 m y 3000 m. Sobreyace concordantemente a la Formación Lo Prado. Su contacto superior, con la base de la Formación Las Chilcas (Formación Cerro Morado de Carter y Aliste, 1962), es descrito por Thomas (1958) y Rivano et al. (1993) como concordante y gradual, mientras que Piracés y Maksaev (1977) expresan que el contacto superior es de discordancia de erosión.

Rivano et al. (1993) definen una edad pre-barremiana para la Formación Veta Negra, sobre la base de relaciones estratigráficas y de dataciones K-Ar de entre 94 y 115 Ma, pero que ellos señalan serían el resultado del calentamiento generado por los intrusivos de similar edad de la Superunidad Illapel. Sin embargo, dataciones Ar-Ar realizadas en plagioclasas frescas de lavas del Miembro Ocoa por Aguirre et al. (1999) y Fuentes et al. (2005) entregaron edades de $119 \pm 1,2$ Ma y $118,7 \pm 0,6$ Ma, respectivamente, lo que llevaría a la Formación Veta Negra al menos hasta el Aptiano medio. Por lo que su edad sería barremiana? – aptiana.

3.3.9 Formación Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)

Carter y Aliste (1962) definieron esta formación como una potente secuencia de rocas volcánicas verdosas, compuesta principalmente por tobas y brechas. En la base aparecen en algunos sectores

lentes de conglomerados, sobreyacidos por una serie de andesitas de grano fino, tobas y brechas de color café rojizo. Estas son sobreyacidas a su vez por tobas verdosas y brechas que, en algunos lugares, presentan intercalaciones de andesitas porfídicas, similares a las del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra. Aflora al norte del valle de Catemu, en una franja de unos 4 km de ancho, hasta el valle del río La Ligua.

En los trabajos regionales realizados por Thomas (1958), Piracés y Maksaev (1977) y Rivano et al. (1993), esta formación fue incluida en la base de la Formación Las Chilcas.

Carter y Aliste (1962) mencionan que esta formación sobreyace de manera discordante a la Formación Veta Negra, sin embargo, describen que sus estratos basales se encuentran paralelos a la última, por lo que pudiera interpretarse dispuesta en discordancia progresiva sobre la Formación Veta Negra. Sin embargo, Thomas (1958) y Rivano et al. (1993) observan que la base de la Formación Las Chilcas, equivalente a la Formación Cerro Morado, se apoya en contacto concordante sobre la Formación Veta Negra. Su contacto superior con la Formación Las Chilcas lo describen como discordante, siendo en algunos lugares notorio por la aparición de los primeros potentes niveles conglomerádicos que suelen formar acantilados, mientras en otros sectores su contacto es arbitrario por la presencia de interdigitaciones, donde éste sería concordante. Su espesor varía entre 1750 y 1800 m.

En base a su posición estratigráfica sobre la Formación Veta Negra, Carter y Aliste (1962) le asignaron una edad del Cretácico “medio”. Sin embargo, dado las edades actuales que se manejan para las formaciones Veta Negra y Las Chilcas, lo más probable es que su edad sea aptiana tardía a albiana temprana.

3.3.10 Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962)

En esta formación se reconocen coladas andesíticas, aglomerados, tobas, y sedimentos continentales como conglomerados, paraconglomerados, lutitas, etc. Al sur del valle del Aconcagua aflora en los cerros que flanquean por el oeste a la Depresión Central, mientras hacia el norte forma una franja norte – sur de más de 30 km de ancho (Figura 3.2).

En los diversos trabajos de mapeo geológico realizado al norte del valle de Aconcagua, esta formación ha sido dividida en diferentes miembros, los cuales no han sido mantenidos en los trabajos más regionales debido a la gran variación lateral presente en esta formación. Una descripción acabada de las distintas definiciones que han sido realizadas para esta formación es presentada en el Capítulo 3.5.1.

Thomas (1958) realizó una sección que representa lo variable de sus facies al sur del valle del Aconcagua, desde el cerro Diablo, en el sector de la mina El Sauce, hasta el cerro Griego (Tabla

1). El espesor total del perfil es de 6 km, y se apoya en, al menos, 1000 m de rocas volcánicas como brechas, tobas y andesitas correlacionables con la Formación Cerro Morado.

Una característica importante de esta formación son sus niveles calcáreos. Estos se han reconocido en el sector de cerro Negro – Llay-Llay, con unos 150 m de espesor de areniscas calcáreas y calcilutitas grises a negras, a veces margosas e intercalaciones de tobas. Luego, hacia el sur, vuelven a aflorar calizas en el cordón de cerros entre Llay-Llay y la Estación Meiggs. Luego, en el sector de Polpaico, afloran unos 80 m de sedimentos clásticos calcáreos y calizas (Gallego, 1994). Rivano et al. (1993), en base a la relativa continuidad norte – sur que muestran estos afloramientos, plantea que se tratarían del mismo nivel estratigráfico. Sobre estas franjas de calizas se desarrollan rápidamente conglomerados, lavas y brechas gruesas los que gradan lateral y verticalmente a tobas y areniscas tobáceas (Rivano et al., 1993; Gallego, 1994).

Tabla 1. 1: Columna de 6 km de espesor levantada en la Fm. Las Chilcas por Thomas (1958).

Unidad reconocida (<i>de base a techo</i>)	Potencia (m)
Brechas volcánicas, algo conglomerádicas en la parte alta	700
Andesitas oscuras	180
Brechas	80
Areniscas color café	150
Tobas rojas con basaltos intercalados	200
Lavas grises, en parte brechosas, tobas rojas, basaltos lenticulares y conglomerados	420
Lavas brechosas grises, con 80 m de lava grises en el techo	390
Tobas rojas y gris claras, con varias intercalaciones delgadas de lava grises claras; un banco de conglomerado de 10 m en la parte superior y 70 m de lava brechosa en la parte inferior	370
Areniscas en parte tobíferas y con un banco de limolita, que en otras partes está desarrollado como lente de caliza (de agua dulce)	160
Andesitas y lavas brechosas con una intercalación de casi 100 m de conglomerado	440
Areniscas cenicientas con bancos grises, duros, de limolita tobífera gris	190
Lutitas tobíferas rojas con intercalaciones de areniscas tobíferas, conglomerados de poco espesor y algunas lentes muy delgadas de arcillolita blanca.	310
Lavas brechosas grises, con fragmentos grandes algo redondeados	110
Areniscas café a café claro	50
Conglomerados gruesos (Conglomerados de El Tabón)	900
Tobas rojas con muchas intercalaciones delgadas de conglomerados, basaltos y ocoitas	470
Conglomerados y areniscas	630
Areniscas y lutitas tobíferas, tobas y brechas e intercalaciones de andesitas	300
TOTAL	6050

El contacto inferior de la Formación Las Chilcas, según la definición de Thomas (1958), Piracés y Makshev (1976) y Rivano et al. (1993), que incluye a la Formación Cerro Morado, es descrito

como concordante en los primeros dos trabajos y discordante en el último sobre la Formación Veta Negra. A su vez, La Formación Las Chilcas definida por Carter y Aliste (1962) se apoya en discordancia sobre la Formación Cerro Morado. El contacto superior fue identificado por Thomas (1958), al sur del valle del Aconcagua, como una discordancia de erosión y plegamiento, sobre la cual aparecen tobas soldadas de la Formación Lo Valle. Al norte del valle del Aconcagua Carter y Aliste (1962) y Piracés y Maksaev (1977) separan los niveles de lavas y tobas incluidos por Thomas en la Formación Las Chilcas, correlacionándolos con la Formación Lo Valle, observando, respectivamente, una relación concordante y discordante entre ambas formaciones. Sin embargo, Godoy (1982) y Rivano et al. (1993), en base a mapeos y a la similitud litológica entre ambas formaciones al norte del río Aconcagua, asignan a la Formación Lo Valle a la sección superior de la Formación Las Chilcas. Dataciones posteriores de 70 Ma para la Formación Lo Valle justifican la proposición de Thomas (1958) de separar ambas unidades en distintas formaciones.

Respecto a la edad de la Formación Las Chilcas, en base a los antecedentes existentes, que son discutidos en el Capítulo 3.5.2, se puede deducir que sería albiana – campaniana temprana. Sin embargo los datos geocronológicos obtenidos en este estudio, y que se presentarán más adelante en el Capítulo 4.3, indican que ésta tendría una edad albiana medio – Campaniana temprana (105 – 82 Ma).

3.3.11 Formación Lo Valle (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962)

Thomas (1958) definió la Formación Lo Valle, al sur del valle de Aconcagua, como una serie predominantemente volcánica, en la que se reconocen también intercalaciones de lutitas, areniscas y conglomerados. Identificó en su base tobas blancas, tobas soldadas y lavas rosadas que hacia arriba van dando paso a lavas rosadas, tobas soldadas e intercalaciones de areniscas, andesitas porfídicas y basaltos. Al igual que la Formación Las Chilcas, presenta frecuentes gradaciones laterales y verticales (Thomas, 1958). Carter y Aliste (1962) y Piracés y Maksaev (1977) correlacionaron esta formación con los niveles volcánicos incluidos en la sección superior de la Formación Las Chilcas por Thomas (1958) al norte del valle del Aconcagua, siendo en este lugar constituida por una secuencia de lavas andesíticas porfídicas café rojizas a grises y negras, tobas y brechas intercaladas con lutitas rojas, conglomerados y areniscas tobáceas. Esta formación aflora en los cerros del centro y este de la Depresión Central (Figura 6.1).

Presenta un espesor de 700 m según Thomas (1958), de 1800 m según Gana y Wall (1997) y, al norte del valle de Aconcagua, de 4700 m según Piracés y Maksaev (1977). Según Thomas (1958), Piracés y Maksaev (1977) y Gana y Wall (1997), se apoya en una discordancia de erosión y leve plegamiento sobre la Formación Las Chilcas; mientras que para Carter y Aliste (1962) y Godoy (1982) se apoya concordantemente sobre la Formación Las Chilcas, siendo para este último autor, de hecho, la Formación Lo Valle el techo volcánico de la Formación Las Chilcas. El techo de la Formación Lo Valle es generalmente la superficie actual de erosión, pero hacia el este se encuentra en contacto discordante con la Formación Abanico de edad oligocena.

Thomas (1958) infirió, a partir del contacto discordante con la infrayacente Formación Las Chilcas y de una errada correlación con la Formación Farellones, una edad cretácico tardía – terciaria para la Formación Lo Valle. Posteriormente Drake et al. (1976) obtuvieron edades K-Ar de 64.6 ± 5 Ma, 70.5 ± 2.5 Ma y 77.8 ± 1 Ma. Rivano et al. (1993), en lo que consideraron la sección volcánica superior de la Formación Las Chilcas, obtuvieron resultados K-Ar de 64 Ma y 67,8 Ma. Asimismo Gana y Wall (1997) presentaron edades Ar-Ar de 71.4 ± 1.4 Ma y 71.9 ± 1.4 Ma, K-Ar de 65 ± 2 Ma. Por lo que esta Formación tendría una edad maastrichtiana a daniana.

3.4 Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas en la zona de estudio se distribuyen en franjas norte sur de edad similar, disminuyendo en general la edad hacia el este (Ver Figura 3.2).

3.4.1 Intrusivos paleozoicos

Corresponden a tonalitas, granodioritas, monzogranitos de anfíbola-biotita, sienogranitos y granitos de microclina. Rocas de grano grueso a medio, color gris medio verdoso, con inclusiones dioríticas a diorítica cuarcíferas, dispuestas paralelamente a la foliación magmática de la roca albergante, y que pueden constituir hasta el 50% de esta (Isla Negra). Son rocas calcoalcalinas, con 65-80% SiO₂, metaluminosas a peraluminosas, tipo I principalmente, y tipo S en menor proporción. Están intruidos por diques básicos foliados y por plutones jurásicos, con formación de zonas de enclaves magmáticos (Gana et al., 1996). Afloran al sur del área de estudio, en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa, al sur de la localidad de Las Cruces.

Edades U-Pb en circones de 290, 308, 309 y 405 Ma (Godoy y Loske, 1988) e isocronas Rb-Sr en roca total de entre 292 ± 2 y 308 Ma (Hervé et al., 1988) se interpretan como indicativas de la cristalización del magma.

3.4.2 Intrusivos jurásicos

Afloran en gran parte de la Cordillera de la Costa desde el río Aconcagua al sur. Hacia el norte afloran en la latitud de Papudo – La Ligua. Incluyen una serie cuerpos de litología variable entre gabros y leucogranitos, que muestran una distribución zonada en sentido oeste-este. La mayor parte constituye plutones heterogéneos o compuestos (Rivano et al., 1993). Al norte de Viña del Mar, estos intrusivos han sido agrupados en la Superunidad Mincha por Rivano et al. (1985),

mientras que al sur de esta misma localidad fueron agrupados en la equivalente Superunidad Casablanca por Gana et al. (1994).

3.4.2.1 Superunidad Mincha:

Estos cuerpos plutónicos intruyen a rocas paleozoicas y rocas estratificadas del Triásico – Jurásico Medio, las formaciones: Pichidangui, La Ligua, Los Molles, Quebrada del Pobre, Ajial y Cerro Calera. Esta superunidad está constituida por cuatro unidades, de las que solo tres se encuentran al sur de la localidad de La Ligua. Estas son la (a) Unidad Puerto Oscuro, que aflora en las cercanías de Papudo y se caracteriza por su alto contenido en máficos, reconociéndose tres subunidades, de cuarzodioritas, gabros y tonalitas. Presenta edades K-Ar de 160 – 167 Ma. (b) Unidad Tranquilla, compuesta de leucotonalitas intruidas por numerosos stocks dioríticos. (c) Unidad Cavilolén: es la más extensa, aflora en grandes plutones batolíticos compuestos de granodioritas, tonalitas y raramente monzogranitas de biotita, hornblenda y en menor medida clinopiroxenos; son de textura fanerítica de grano grueso. En esta unidad son comunes las evidencias de cataclasis, además el cuarzo presenta ocasionalmente extinción ondulosa. Las edades K-Ar para la Unidad Cavilolén varían entre los 156 y 166 Ma.

3.4.2.2 Superunidad Casablanca:

Esta muestra una mayor diferenciación hacia el oriente, de modo que de oeste a este afloran: (a) la Unidad Laguna Verde conformada por anfibolitas, ortoanfibolitas, gneises anfibólicos, dioritas y monzodioritas foliadas y gabros, poseen edades U-Pb de 161-164 Ma; (b) Unidad Sauce, compuesta por rocas de composición básica a intermedia, siendo dioritas cuarcíferas y monzonitas cuarcíferas, presenta una edad U-Pb de 157 Ma (Gana y Tosdal, 1996); (c) Unidad Limache, con tonalitas, granodioritas; (d) Unidad Lliu-Lliu, de rocas leucocráticas, monzogranitos de biotita-anfíbola y granodioritas subordinadas. Todas estas unidades son químicamente granitoides calcoalcalinos, de tipo I, asociados a un margen continental activo; presentan edades K-Ar de 150 – 162 Ma.

3.4.3 Intrusivos cretácicos

Los intrusivos cretácicos se distribuyen en franjas norte – sur, presentándose importantes cuerpos de edad cretácica temprana a cretácica media (Albiano - Cenomaniano) en la parte central y la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, desde el valle del río Illapel por el norte hasta el río Maipo por el sur. Los intrusivos del Cretácico Tardío, en cambio, es posible encontrarlos tanto en la Cordillera de la Costa como en la precordillera, al este de la Depresión Central. En la Cordillera de la Costa forman parte de grandes cuerpos plutónicos, mientras hacia la Precordillera aparecen como pequeños stocks (Ver Figura 3.2).

Los grandes plutones del Cretácico Temprano a “medio” componen una franja más o menos continua de orientación norte – sur de unos 20 a 25 km de ancho en gran parte de la zona de estudio (Figura 3.2). Estos fueron asociados, al norte del río Aconcagua, por Rivano et al. (1985)

en la Superunidad Illapel. Luego, Morata et al. (2010), los reagruparon como Complejo Plutónico Illapel. Al sur del río Aconcagua esta franja se puede continuar en dos enormes cuerpos intrusivos: los plutones Caleu y Panquehue. En el primero Molina (2014) definió cuatro “zonas” dispuestas en franjas N-S, en las que las edades se hacen más jóvenes hacia el oeste, que son de este a oeste: Zona Gabro-diorítica (GDZ), Zona Cuarzo-monozodiorítica (QMDZ), Zona Granodiorítica (GZ) y Zona Monzogranítica (MGZ). Por otra parte, Morata et al. (2010), en el Complejo Plutónico Illapel, identificaron cuatro intrusiones magmáticas de distinta edad. Estas en general, se presentan también en franjas norte – sur, y van disminuyendo su edad hacia el este, siendo de oeste a este: Unidad Máfica (MU), Unidad de Trondhjemitita (TU), Unidad Principalmente Tonalítica (MTU) y Unidad Granodiorítica (GU). Todas fueron emplazadas a profundidades someras de 1,6 – 1,7 kbar (Varas et al., 2012). Por otra parte, al sur de la cuesta La Dormida, Gana et al. (1996) definieron para los intrusivos del Cretácico Temprano a “medio” la Unidad Puangue y la Unidad La Dormida.

La existencia de nuevas edades y las definiciones de unidades de Molina (2002), Morata et al. (2010) y Gana et al. (1996) posibilitan realizar una separación entre los intrusivos del Cretácico Temprano y los del Cretácico “medio”. Esto es lo que se ha realizado en esta tesis y que se presenta a continuación. De esta manera se pueden representar las unidades separadas por familias de edades, lo que ayuda enormemente a estimar la ubicación del arco volcánico para cada etapa durante el Cretácico.

3.4.3.1 Unidades del Cretácico Temprano

Las rocas intrusivas del Cretácico Temprano que afloran en Chile central están representadas por la Unidad Máfica (Morata et al., 2010) y por la Unidad Puangue (Gana et al., 1994). La primera aflora en la parte más occidental del Complejo Plutónico Illapel, al norte del río Quilimarí y se compone de gabros y dioritas, presenta edades U-Pb de $118 \pm 1,9$ a $115,7 \pm 2,0$ Ma (Morata et al. 2010) y K-Ar de 113 a 109 Ma (Rivano et al., 1993; Ferrando et al., 2014). La segunda aflora en un plutón al norte del río Puangue y consta de gabros, dioritas y leucogranitos, presenta una edad K-Ar de 118 Ma, son granitos tipo I y su composición es calcoalcalina (Gana et al., 1994). Estas unidades se encuentran intruyendo rocas de las formaciones Ajjal, Quebrada el Pobre, Cerro Calera y Lo Prado (Rivano et al., 1993; Gana et al., 1994; Ferrando et al., 2014).

3.4.3.2 Unidades del Cretácico “medio” (Albiano – Cenomaniano)

Dos unidades más del Complejo Plutónico Illapel pertenecen a este período, son la Unidad de Trondhjemitita, compuesta de trondhjemitas y leucogranitos, con edades U-Pb alrededor de entre los $110,4 \pm 1,8$ a $105,9 \pm 1,5$ Ma (Morata et al., 2006; Morata et al., 2010), y la Unidad Principalmente Tonalítica con edades U-Pb de entre $102,4 \pm 1,5$ a $98,8 \pm 1,3$ Ma (Morata et al. 2010). De estas unidades sólo la última intruye a la Formación Las Chilcas en sus niveles inferiores.

También se asigna al Cretácico “medio” la Unidad La Dormida, definida por Gana et al. (1996) en el mapa Valparaíso – Curacaví; esta aflora entre la mina de Lo Aguirre, por el sur, y, hacia el

norte, se la puede extender a las tres zonas más antiguas definidas por Molina (2014) para el plutón Caleu. Estas son la Zona Cuarzo-Monzonítica (QMDZ), la Zona Gabro-Diorítica (GDZ) y la Zona Granodiorítica (GZ), las que presentan un rango de edades U-Pb de entre 106 y 93 Ma. La Unidad La Dormida, por otra parte, fue datada por Gana et al. (1994) mediante K-Ar en 85 a 96 Ma.

El Batolito de Panquehue, que aflora en ambas laderas del valle del río Aconcagua, entre Llay Llay y San Felipe y que Rivano et al. (1993) asignan a la Superunidad Illapel, presenta edades K-Ar de entre 79 y 139 Ma, por lo que quedan dudas respecto a su edad precisa y a la posible unidad a la que pudiese estar asociado. Por continuidad de afloramientos, probablemente sea un equivalente a la Unidad Principalmente Tonalítica del Complejo Plutónico Illapel, de edad albiana tardía - cenomaniana.

3.4.3.3 Unidades del Cretácico Tardío - Terciario

A este período pertenece la Unidad Granodiorítica del Complejo Plutónico Illapel (Morata et al., 2010), la zona MGZ del Plutón Caleu (Molina, 2014) y las unidades San Lorenzo y Fredes (Rivano et al., 1993).

La Unidad Granodiorítica es el pulso magmático más joven del Complejo Plutónico Illapel y aflora en su borde oriental, al norte de los 32°S, presenta una edad U-Pb de $86,9 \pm 1,2$ Ma (Morata et al., 2010) y una edad K-Ar de $85,9 \pm 2,2$ Ma (Rivano et al., 1993). La zona MGZ se encuentra al oeste del Plutón Caleu y presenta edades U-Pb de entre 100 y 90 Ma (Molina, 2014).

La Unidad San Lorenzo aflora de manera continua en la franja proyectada de la depresión central hacia el norte del valle del Aconcagua. Intruye en general a la Formación Las Chilcas. Es conformada por pequeños cuerpos intrusivos dioríticos, pórfidos andesíticos y andesitas microgranulares. Para esta unidad Camus et al. (1986) obtuvieron edades en el rango 86 – 63 Ma.

La Unidad Fredes aflora inmediatamente al este de la Unidad San Lorenzo, en la Precordillera al norte del río Aconcagua. Está conformada por stocks de dimensiones entre 20 y 100 km² y otros cuerpos menores. La litología varía desde monzogranitos de hornblenda y biotita hasta gabros de anfíbola, pasando por granodioritas, tonalitas y monzodioritas, con un predominio en los términos más básicos. La textura es fanerítica de grano medio y en algunos tipos con tendencia porfídica. Existen edades K-Ar para esta unidad de entre 67 y 45 Ma (Rivano et al., 1993).

3.4.4 Intrusivos cenozoicos

Estos se pueden separar en tres grupos principales (Wall et al., 1999): (a) Intrusivos hipabisales del Oligoceno al Mioceno Temprano, afloran en la franja de la Depresión Central y en la Precordillera, los más antiguos intruyen a las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, mientras que los de edad miocena intruyen a la Formación Abanico (Oligocena); este grupo está conformado por stocks, filones, cuellos volcánicos y diques, su composición varía desde gabros a andesitas de piroxeno. (b) Intrusivos hipabisales andesíticos y dacíticos del Mioceno Temprano que intruyen a las formaciones Lo Valle y Abanico. (c) Diques y domos dacíticos del Mioceno Tardío, se intruyen en los niveles inferiores de la Formación Abanico.

3.5 Estructuras

En la zona de estudio se pueden definir dos dominios estructurales principales.

El Dominio Costero está compuesto por las formaciones del Triásico y Jurásico Temprano y por rocas intrusivas del Paleozoico y Jurásico. En este dominio se distingue deformación dúctil compresiva y de rumbo, probablemente incrementada por la intrusión de los intrusivos jurásicos (Rivano et al., 1993). En este dominio la estructura se presenta con una disposición poco regular. El Dominio Central se caracteriza por suaves pliegues que afectan a las rocas volcanoclásticas y el desarrollo de fallas de extensión y localmente, de horst en compresión. Como rasgo estructural principal este dominio se presenta como un monótono homoclinal de hasta 80 km inclinado hacia el este (Fig. 8), que afecta a todas las rocas mesozoicas. Este homoclinal presenta manteos de entre 40° y 70° en el sector más occidental, que corresponde a los sectores sin metamorfismo de las formaciones Quebrada del Pobre y Ajial. Se mantiene con un manteo similar hasta la Formación Lo Prado. Luego en la Formación Veta Negra disminuye un poco la inclinación, para hacerse de solo 20° hasta horizontal en la parte oriental de los afloramientos de la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958; Rivano et al., 1993). En general, en este dominio el plegamiento de las formaciones volcánicas es de órdenes hectométricos a kilométricos (Rivano et al., 1993).

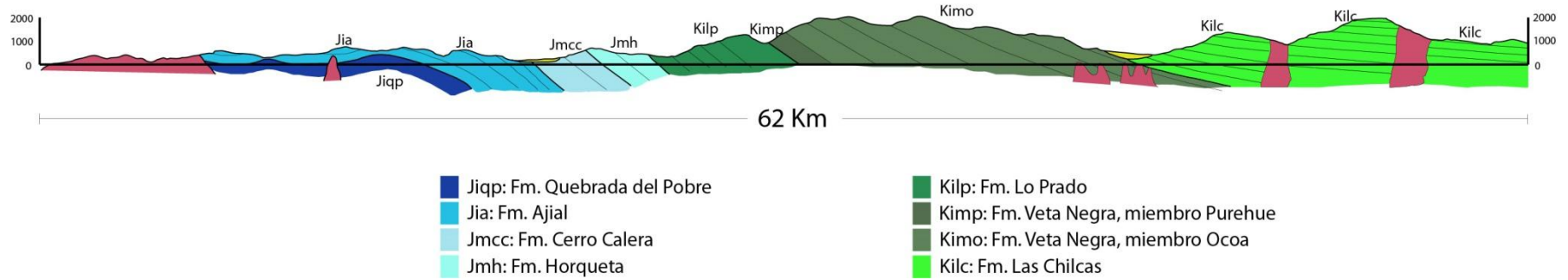


Figura 3.3: Perfil regional C–C' en la zona de estudio, mostrando la disposición de las formaciones mesozoicas y la estructura principal. Modificado de Thomas (1958) y Rivano et al. (1993). Ubicación en Figura 3.2.

3.6 Trabajos anteriores y discusión bibliográfica

3.6.1 Definición de la Formación Las Chilcas

Thomas (1958) propuso definir como Formación Las Chilcas a una secuencia de 7 km de potencia, volcanoclástica, con marcada variación lateral y vertical de facies, que se apoya concordantemente sobre el Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra y subyacente a la Formación Lo Valle compuesta principalmente por tobas.

A continuación de este primer estudio regional de la Cordillera de la Costa, entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga, se sucedieron varios levantamientos geológicos en el área comprendida entre Panquehue y la mina Cerro Negro, al norte del valle de Aconcagua. Estos estudios se debieron a la abundancia de yacimientos mineros del sector y permitieron diferentes definiciones de la formación, la cual fue separada en distintos miembros (Figura 3.4). Carter y Aliste (1962), en el cuadrángulo Ñilhue, subdividieron en tres unidades la Formación Las Chilcas: una unidad inferior volcánica a la que denominaron Formación Cerro Morado, una sección superior también volcánica que correlacionaron con la Formación Lo Valle, definida por Thomas (1958) al sur del río Aconcagua, y una sección intermedia, predominantemente sedimentaria, que mantuvieron como Formación Las Chilcas. En esta última, separaron el nivel inferior de sedimentitas clásticas, que denominaron Miembro Tabón, el que tomó su nombre de la localidad ubicada al SE de la Cuesta Las Chilcas, de un nivel superior de calizas y chert, denominado Miembro Ñilhue, definido en el cajón del mismo nombre. Espinoza (1969), en un estudio geológico-económico de detalle, en el distrito de la mina Cerro Negro, separó el Miembro Tabón de Carter y Aliste (1962) de las capas basales de areniscas y areniscas conglomerádicas que designó como Miembro Pitipeumo. Las capas conglomerádicas restantes más el Miembro Ñilhue y la parte baja de la Formación Lo Valle fueron reagrupadas por Espinoza (1969) bajo el Miembro Portales. Posteriormente, Viteri (1970) efectuó un levantamiento geológico a escala 1:25.000 desde la quebrada Los Ángeles hasta el cerro Portales, donde propuso un nuevo esquema para la Formación Las Chilcas, manteniendo el miembro arenoso basal Pitipeumo de Espinoza (1969), retomando el miembro superior Ñilhue de Carter y Aliste (1962) y dejando al medio, sólo con las facies más gruesas, al Miembro Tabón.

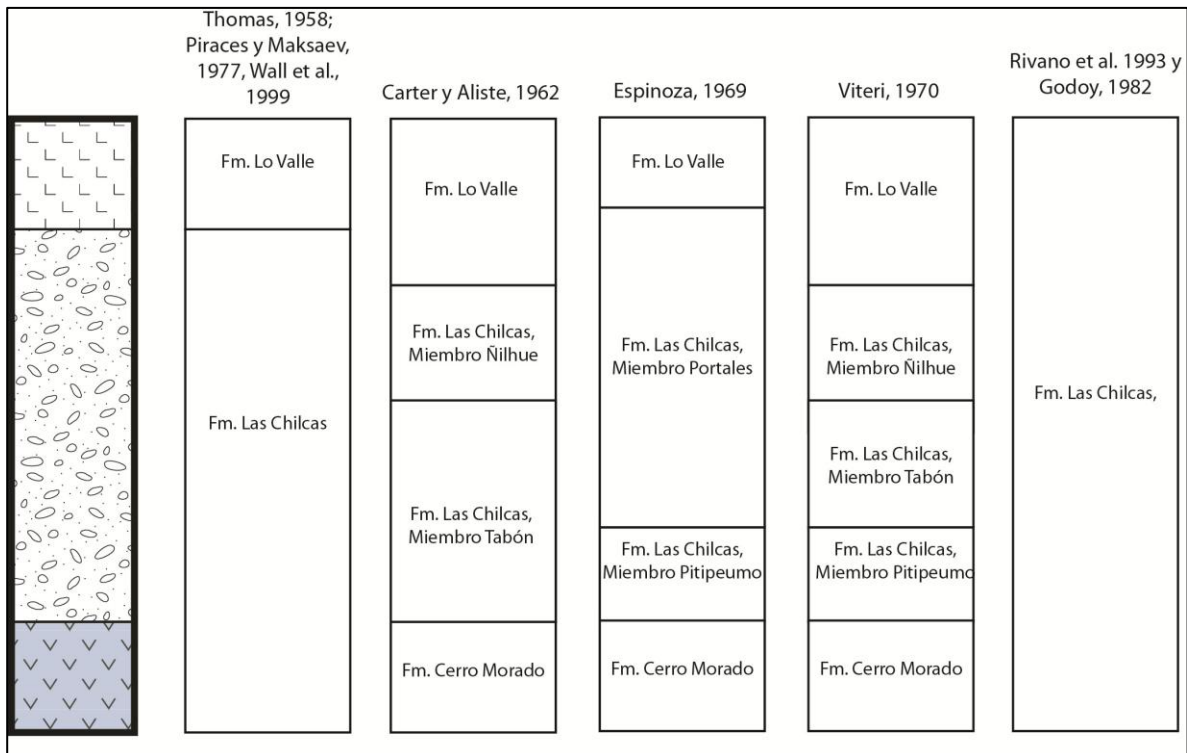


Figura 3.4: Definiciones estratigráficas propuestas por diferentes autores para la Formación Las Chilcas. A la izquierda se observa una columna generalizada de las rocas en cuestión. En la base, 1000 m de lavas con intercalaciones sedimentarias, luego más de 3000 m de sedimentos clásticos continentales y sobre estos las tobas de la Formación Lo Valle (Thomas, 1958 y Rivano et al., 1993).

Luego, Piracés y Maksaev (1977), considerando la gran variación lateral de facies y el similar significado paleogeográfico de toda la formación, decidieron mantener la definición original de Thomas (1958). De la misma manera, Rivano et al. (1993) en la Hoja Quillota – Portillo prefirieron mantener a la Formación Las Chilcas como una sola unidad, incluyendo también a la Formación Lo Valle en su parte superior. Finalmente, Wall et al. (1999) en la hoja Til Til – Santiago optan por mantener la definición de Thomas (1958).

Godoy (1982) no reconoce la discordancia descrita por Thomas (1958) entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle, indicando que esta última engranaría con los niveles superiores de la Formación Las Chilcas, por lo que los niveles sedimentarios de esta última gradarían a los niveles superiores tobáceos, siendo ambos parte de la Formación Las Chilcas. Esta misma idea es tomada y reafirmada por Rivano et al. (1993) en su mapa regional, en base a la similitud de facies de los niveles asignados a la Formación Lo Valle por Thomas (1958) con las facies presentes en la Formación Las Chilcas al norte del río Aconcagua. De la misma manera incluyen en esta a la Formación Cerro Morado de Carter y Aliste (1962), manteniendo para la porción que se encuentra bajo las tobas de Lo Valle, la misma definición de Thomas (1958).

Vergara y Drake (1978) y Drake et al. (1976) realizaron dataciones radiométricas mediante K-Ar en rocas de la Formación Lo Valle, obteniendo un rango de edades entre 64 y 77,8 Ma, con lo

cual, aunque no existía certeza respecto a la edad de la Formación Las Chilcas, se reforzó la idea propuesta por Thomas (1958) respecto a la supuesta discordancia entre ambas formaciones. Luego, el año 1997, Gana y Wall publicaron edades de tobos de la Formación Lo Valle con método Ar-Ar en plagioclasa, obteniendo en rango de 72 – 71 Ma y refieren la existencia, en el sector de la Cuesta El Manzano, de la discordancia entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle. A partir de estos datos, y de la edad cretácica temprana establecida por Rivano et al. (1985) para la Formación Las Chilcas, se refuerza la definición de Thomas (1958), que es utilizada por Wall et al. (1999), dejando también a esta formación como una sola unidad, sin separarla en miembros.

3.6.2 La edad de la Formación Las Chilcas

A la Formación Las Chilcas se le han asignado diversas edades, que abarcan el Cretácico casi completo. En un principio, la disposición concordante sobre la Formación Veta Negra, el hecho de encontrarse clastos de ocoítas en la parte inferior de la Formación Las Chilcas y la existencia de algunos ejemplares de un alga de agua dulce denominada *Pucalitus*, encontrados por Biese (en Thomas, 1958) y asignados al Turoniano, hizo suponer a los primeros autores una edad cretácica tardía para la Formación Las Chilcas.

Sin embargo, dataciones posteriores de K-Ar en rocas plutónicas que intruyen a la Formación Las Chilcas (Rivano et al., 1986; Rivano et al., 1985), en especial la Superunidad Illapel que corta los niveles inferiores de esta formación, arrojaron edades de entre 118 y 80 Ma, forzando a modificar la edad que se había mantenido para esta formación por treinta años, al Cretácico Temprano. Posteriormente, Morata et al. (2006) obtuvieron edades U-Pb de entre 105,9 y 97,7 Ma para esta misma superunidad, con la característica particular que sólo las edades más jóvenes se encuentran hacia el este, intruyendo a la Formación Las Chilcas. De la misma manera, Parada et al. (2005) dataron mediante U-Pb una muestra del Plutón Caleu, que intruye a la Formación Veta Negra y los niveles inferiores de la Formación Las Chilcas, con edades entre 94 y 97 Ma. Esto, sumado a la característica común de estos cuerpos de haber sido emplazados a escasa profundidad, permitió asignar una edad albiana para la sección inferior de la Formación Las Chilcas, pudiendo incluso ser cenomaniana hacia el techo, pues los intrusivos que la cortan hacia el este, donde se encuentran los niveles superiores, son en general posteriores al Turoniano.

Varias localidades con afloramientos de rocas calcáreas de la Formación Las Chilcas han sido estudiadas y se han obtenido edades a partir de los fósiles marinos contenidos en ellos. Martínez-Pardo et al. (1994) reconocieron en las calizas de Polpaico, asociadas a la Formación Las Chilcas, foraminíferos y tintínidos (*Favusella washitensis*, *Hedbergella delrioensis*, *H. infracretacea*, *T. breggiensis*, *T. praeticinensis*, *T. robefti*, *Bonetocardiella conoidea*, *Pithonella ovalis*) que según estos autores indicarían el Albiano Medio. Sellés y Gana (2001) encontraron en las calizas del cordón Santa Elena, al este de Talagante, fósiles que asociaron también al Albiano. Tunik y Álvarez (2008) refieren la existencia de una asociación de fósiles marinos, en distintos niveles de calizas de la Formación Las Chilcas, que les permitieron asignar a esta formación una edad valanginiana temprana a barremiana hasta aptiana inclusive. Debido al

amplio rango de edad obtenido por estas autoras y considerando la existencia de buenas edades del Aptiano para la subyacente Formación Veta Negra (Aguirre et al., 1999), se considera que estas edades son dudosas.

Niveles volcánicos de la Formación Las Chilcas también han sido datados: Gallego (1994) mediante una datación K-Ar en un flujo de lava sobre las calizas de Polpaico obtuvo una edad de 95 ± 3 Ma, Wall et al. (1999) y Sellés y Gana (2001), en otros sectores, con la misma técnica, reportaron edades de entre 86 y 72 Ma.

Mediante datación U-Pb en circones, de mayor exactitud que las demás metodologías, Wall et al. (1999) dataron tobas cercanas a la base de la Formación Las Chilcas al oeste de la cuesta de La Trampilla, en $106,5 \pm 0,2$ Ma y $109,6 \pm 0,1$ Ma. Al sur de Santiago, en el cerro Chollay (Angostura de Paine), Sellés (2000) dató una riolita asignada a la Formación Las Chilcas en $116,1 \pm 0,3$ Ma, edad singularmente cercana a las edades Ar-Ar de 117 - 119 Ma en lavas de la Formación Veta Negra (Aguirre et al., 1999; Fuentes et al., 2005). También, al sur de la laguna de Aculeo, Sellés y Gana (2001) obtuvieron una edad U-Pb de 110 Ma en lavas de los niveles inferiores de la Formación Las Chilcas, similar a las edades U-Pb de $112 \pm 1,2$ Ma y $113 \pm 0,8$ Ma reportadas por Godoy et al. (2006) para un flujo ignimbrítico y una andesita respectivamente.

Estas nuevas edades confirmaron una edad albiana para la porción media-inferior de la Formación Las Chilcas, sin embargo se mantuvieron las dudas respecto a su edad mínima y máxima, pues la presencia de una edad aptiana en Angostura de Paine, al sur de la ciudad de Santiago, indicaría que su base se habría depositado inmediatamente después de los flujos volcánicos de la Formación Veta Negra. De igual manera se mantuvieron las dudas respecto a si la porción superior de esta formación pudiese alcanzar el Cenomaniano.

En el presente estudio se analizaron un total de ocho muestras pertenecientes a la Formación Las Chilcas. De estas, una muestra de arenisca a 80 m de la base de la formación arrojó una edad máxima de deposición de $105,7 \pm 3$ Ma, mientras una muestra también de arenisca, hacia el techo, ubicada 200 m bajo la discordancia con la Formación Lo Valle arrojó una edad máxima de deposición de 82 Ma. Estas edades terminan por confirmar una edad albiana para la base de Formación Las Chilcas, mientras ahora se puede establecer que su techo alcanza al Campaniano. A partir de estas nuevas edades surgen muchas interrogantes respecto a la verdadera distribución regional de esta formación que serán discutidas más adelante.

3.6.3 Ambientes sedimentarios de la Formación Las Chilcas y sus implicancias tectónicas

El ambiente tectónico y la paleogeografía en la que se depositó la Formación Las Chilcas, tal como se mencionó en el punto 1.1, es hasta el día de hoy fuente de dudas. Si bien el problema

tectónico para esta formación nunca ha sido abordado directamente, han existido varios estudios sedimentarios que presentan alcances al respecto. Estos se detallan a continuación con el objetivo de presentar lo que se conoce del ambiente tectónico y paleogeográfico en que se depositó esta formación.

En un principio se debió establecer si esta formación era de origen continental o marina. Así, Thomas (1958) encontró trozos de madera silicificada, peliépodos, y pequeños ejemplares de *Mytilus*, concluyendo que esta formación se había formado en un contexto continental.

Luego surgió la duda respecto al origen de los niveles calcáreos, por lo que realizaron en éstos varios estudios estratigráficos, en especial en el sector de Polpaico. Es así como Sánchez (1968) estudió los 80 m de potencia de una secuencia de lutitas calcáreas, areniscas y chert que afloran entre conglomerados y brechas, al sur de la mina Cerro Negro, que fueron incluidos por este autor en el Miembro El Ñilhue por Carter y Aliste (1962). Concluyó para estos niveles un ambiente lagunar continental, concordante con lo propuesto para toda la Formación por Thomas (1958). De la misma forma, para las calizas de Polpaico, Herm (1965) concluyó un ambiente de laguna salobre, sin influencia marina, debido a la exclusiva presencia de fósiles de organismos de agua dulce. Por otra parte, Corvalán y Vergara (1985) concluyeron que los niveles de las calizas de Polpaico se habrían formado en primera instancia en un ambiente de laguna conectada al mar, dado la presencia de escafópodos del género *Dentalium* en los niveles inferiores, que luego se habría desconectado para continuar una evolución continental.

Finalmente, Gallego (1994) realizó un estudio estratigráfico detallado de la secuencia sedimentaria de aproximadamente 80 m de potencia que aflora en el sector de Polpaico, concluyendo, a partir de asociación de facies presente, la deposición en un ambiente de “fan delta” clástico marino, cercano a la línea de costa, con sedimentación calcárea asociada y aportes desde el norte. Diferenció tres etapas en la secuencia sedimentaria, la primera como un relleno de canal continental, asociado a un alzamiento relativo del nivel del mar; una segunda etapa en que se produce un transgresión marina, probablemente asociada a un alto eustático durante el Albiano (Vail et al., 1977; Sahagian y Holland, 1991) y una subsidencia tectónica de la cuenca; finalmente una tercera etapa de alzamiento tectónico de la cuenca junto con aumento del nivel del mar, cuando se deposita la Unidad de Calizas de Polpaico. Posterior a esta unidad se depositan lavas continentales lo que habla de un alzamiento continental y/o descenso del nivel del mar. Concluyó también que la proveniencia sedimentaria era principalmente desde el norte. Así con este estudio se afianzó la idea de la existencia de calizas marinas en la Formación Las Chilcas, intercaladas entre sedimentos continentales gruesos y flujos volcánicos.

En los niveles clásticos de la Formación Las Chilcas, los estudios estratigráficos son más escasos, el de mayor detalle es el realizado por Arévalo (1992), quien estudió la estratigrafía del Miembro Pitipeumo definido por Viteri (1970) en el distrito de la mina Cerro Negro. Concluyó un modelo deposicional dominado por tres elementos paleogeográficos principales: (a) una llanura aluvial, que correspondería a zonas distales de abanicos aluviales, con proveniencia desde el oeste, norte y noreste. (b) Embahiamiento o laguna: con ambiente de playa, con zonas

más profundas con corrientes de turbidez, la proveniencia de este ambiente es principalmente desde el norte. (c) Sistema volcánico activo: con coladas de lavas, flujos piroclásticos y depósitos de caída. En este sistema el autor argumenta que la mayoría de los clastos de los niveles sedimentarios provendrían de la erosión de los depósitos del volcanismo contemporáneo. Además, concluyó que los centros volcánicos se ubicarían hacia el oeste, dirección hacia donde las coladas aumentan su espesor en desmedro de los sedimentos epiclásticos. Reconoce en la columna generalizada del miembro estudiado, cuatro secuencias granocrecientes, separadas por tres discontinuidades, que en su conjunto son también granocrecientes, indicando una tendencia general regresiva, marcada por tres períodos de fuerte subsidencia tectónica.

Por lo tanto, se podría resumir en relación a lo que se conoce hasta hoy respecto al ambiente tectónico en el que se depositó la Formación Las Chilcas que: (a) la cuenca habría estado compuesta principalmente por depósitos continentales de alta energía, (b) presentó importantes eventos de subsidencia tectónica, de los cuales en alguno(s) habría alcanzado a ingresar el mar y (c) los altos topográficos y el arco volcánico se encontraban probablemente hacia el oeste.

4 ESTRATIGRAFÍA

4.1 Introducción

Entre la ciudad de Santiago y el valle del Aconcagua la estratigrafía de la Formación Las Chilcas ha sido estudiada regionalmente por Thomas (1958) y Godoy (1982), mientras Gallego (1994) y Martínez-Pardo et al. (1994) estudiaron principalmente secciones calcáreas de las calizas de Polpaico, asociadas a esta formación. Al norte de este valle, en cambio, numerosos estudios han diferenciado distintas unidades dentro de esta formación (Carter y Aliste, 1962; Espinoza, 1969; Viteri, 1970; Piracés y Maksae, 1977; Arévalo, 1992). A continuación se detalla la estratigrafía reconocida en el presente trabajo en los distintos sectores estudiados, tanto al norte como al sur del valle de Aconcagua.

Un total de 11 dataciones U-Pb en circones fueron realizadas en este trabajo, correspondiendo siete a niveles sedimentarios, tres a volcánicos y una a un intrusivo. Con el objetivo de hacer más clara y fácil la correlación de las diferentes unidades, estas edades son presentadas en la parte final de este capítulo.

4.2 Estratigrafía local

4.2.1 Al norte del río Aconcagua: Cerrillos de Catemu

Thomas (1958) describe, en el valle de Catemu, que sobre el Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra se dispone en aparente concordancia la unidad basal de la Formación Las Chilcas, compuesta por brechas, tobas y “andesitas de características diferentes a las ocoitas”. Para esta misma unidad Carter y Aliste (1962) definieron, al noroeste de la mina Cerro Negro, la Formación Cerro Morado, que, según ellos, compondría la unidad basal de la Formación Las Chilcas definida por Thomas (1958). Ésta es descrita por estos autores como una potente sucesión de 1800 m de rocas volcánicas compuesta en la base por tobas y brechas, sobre las que

se apoyan varios cientos de metros de andesitas de grano fino, intercaladas con más tobas y brechas, las que a su vez se encuentran sobreyacidas por una potente secuencia de tobas y brechas de color verde a gris verdoso, con intercalaciones de andesitas porfídicas similares a las del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra. Según Carter y Aliste (1962), la Formación Cerro Morado se apoyaría en discordancia sobre la Formación Veta Negra y sería sobreyacida, también en discordancia por la Formación Las Chilcas.

El sector de Cerrillos de Catemu, es de los pocos lugares donde es posible observar los contactos entre la Formación Veta Negra y la Formación Cerro Morado y el de esta última con la Formación Las Chilcas. Con el objetivo de estudiar la evolución geológica en el paso de la Formación Veta Negra a la Formación Las Chilcas, se realizó, en el presente estudio, un perfil estratigráfico por las laderas oriental y occidental del valle de Cerrillos de Catemu (Figura 4.3), reconociéndose, de base a techo, las siguientes unidades:

- Unidad A: Aflora en la ladera oeste del valle de Cerrillos de Catemu (Figura 4.4). Se caracteriza por el predominio de niveles de andesitas porfídicas “ocoíticas”. En la base se encuentra intruida por al menos tres cuerpos porfídicos andesíticos, los cuales se encuentran en general mineralizados con óxidos y sulfatos de cobre. Hacia la sección media dominan secuencias de lavas andesíticas brechosas, para luego, hacia el techo volver a dominar los niveles de lavas andesíticas “ocoíticas”, las que presentan tres intercalaciones de tobas andesíticas de color morado (Figura 4.3) que, en sectores, presentan foliación o bandeamiento de flujo subvertical. Esta unidad correspondería a la sección superior del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra.
- Unidad B1: Aflora en gran parte de la ladera oriental del valle de Catemu, así como en los cerros que separan este valle del estero Guayacán en el norte (Figura 4.4). Se compone en la base de lavas andesíticas moradas vesiculares, brechosas, porfídicas grises y un nivel de tobas andesíticas. Hacia la porción media y el techo aparece una potente sucesión de lavas traquíticas y lavas andesíticas brechosas con sectores con texturas de flujo, que se intercalan con lavas andesíticas grises (Figura 4.3). Su límite con la Unidad A, o Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra, es difícil de establecer, pero se lo podría definir, en este sector, como el nivel a partir del cual dejan de aparecer lavas “ocoíticas”. En este sector no se observa discordancia. Presenta un espesor aproximado de 1400 m y, correspondería a la Formación Cerro Morado definida por Carter y Aliste (1962).
- Unidad C1: Aflora en la parte más alta de los cerros que flanquean el valle de Catemu por el oriente, extendiéndose hacia el este hasta las minas de Portales (Figura 4.4). Se apoya en discordancia sobre la Unidad B1 o Formación Cerro Morado (Figura 4.1). Se compone principalmente de brechas masivas de bloques y conglomerados masivos matriz-soportados (Figura 4.2). Su base se identifica por la aparición de un nivel de conglomerado masivo, de clastos tamaño guija, que presenta manteos menores a los que exhiben las lavas de las unidades inferiores. Hacia arriba aparecen, entre los conglomerados, dos intercalaciones de lavas andesíticas porfídicas de color gris oscuro,

de características distintas a las observadas en las unidades A y B1. Sobre estas, a su vez, se apoya un nivel de unos 70 cm de areniscas conglomerádicas, sobre las que descansa un potente nivel masivo de más de 450 m de brechas sedimentarias (Figura 4.2. A y B). Estas son matriz-soportadas, con clastos mayormente andesíticos, de litología similar a la de las lavas observadas en la subyacente Formación Cerro Morado (Figura 4.2-C). Comúnmente presentan escaso redondeamiento y mala selección, llegando algunos clastos, a lo largo de toda la unidad, a presentar tamaños métricos (Figura 4.2-C). Pequeñas intercalaciones de fango y el buen redondeamiento de algunos de sus clastos evidencian su origen sedimentario (Figura 4.2-D). Esta unidad forma imponentes afloramientos y acantilados en la ladera oriental del valle de Cerrillos de Catemu (Figura 4.1) y correspondería al Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas, definido por Carter y Aliste (1962). El hecho que las brechas de esta unidad presenten gran homogeneidad, siendo de fábrica matriz-soportada, y presentando mala selección y escaso redondeamiento, ausencia de superficies de erosión, con decenas de metros de flujos amalgamados, y ausencia de estructuras sedimentarias, indica que posiblemente correspondan a depósitos de flujos de detritos amalgamados en un ambiente de abanico aluvial. Asimismo, a partir de su granulometría, con niveles que presentan clastos de diámetros métricos, es posible interpretar que el transporte mediante caídas y avalanchas de rocas también tuvo un rol importante. Por lo tanto, en base al modelo propuesto por Blair y McPherson (1994), se puede interpretar que estos depósitos se habrían generado por un abanico aluvial en su etapa 1 a 2 (ver capítulo 5). Esto implica que el relieve desde donde se erosionaban todos estos sedimentos debiese encontrarse a no más de 5 km. Finalmente, es posible afirmar que es probable que este relieve, dada la litología observada en los clastos, haya estado conformado por rocas de la subyacente Formación Cerro Morado. Esto es coherente con la disposición discordante de la Formación Las Chilcas sobre la Formación Cerro Morado.

Unidad C2: Aflora desde el sector de El Ñilhue hasta las minas de Portales. Corresponde a calizas, calcilitas y calcarenitas que frecuentemente se encuentran plegadas y mineralizadas, posiblemente por la intrusión stocks porfídicos, que son frecuentes en esta región. Su potencia aproximada es de 80 a 100 m. Se apoya en aparente concordancia sobre las brechas de la Unidad C1, sin embargo el contacto no pudo ser observado. Se encuentra sobreyacida por otra unidad de brechas volcánicas, cuyo espesor no fue determinado, la cual fue asignada por Carter y Aliste (1962) al Miembro El Calvario de la sobreyacente Formación Lo Valle. La Unidad C2 corresponde al Miembro Ñilhue definido por Carter y Aliste (1962), que correspondería a depósitos calcáreos de agua dulce (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962).

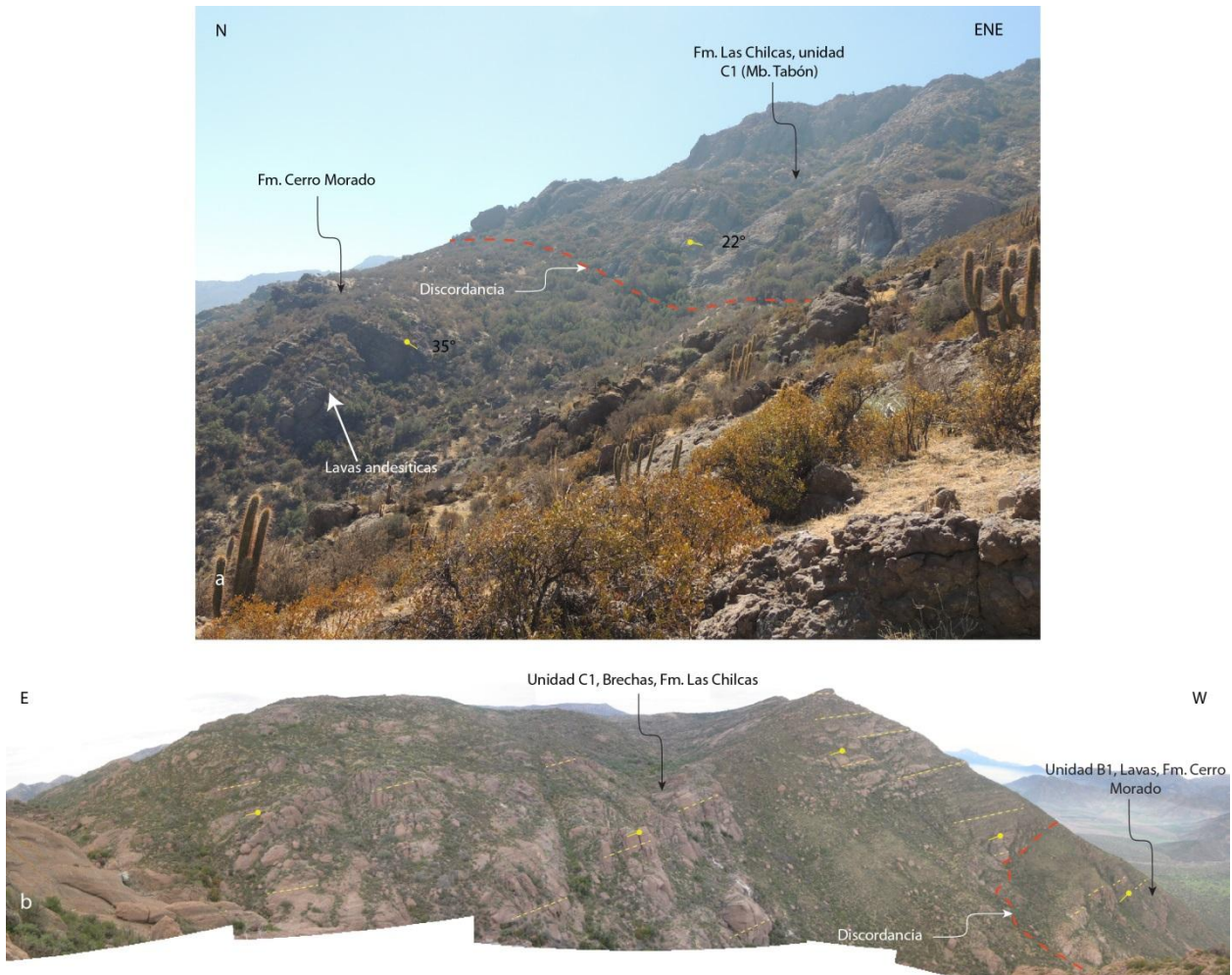


Figura 4.1: Vistas de la discordancia entre la Formación Cerro Morado y la Formación Las Chilcas en el sector de Cerrillos de Catemu. a) Vista hacia el norte del contacto entre ambas, en la parte norte de la ladera este del valle de Catemu. b) Vista hacia el sur, en el cajón donde el Estero Catemu sube hacia los Llanos de Portales.

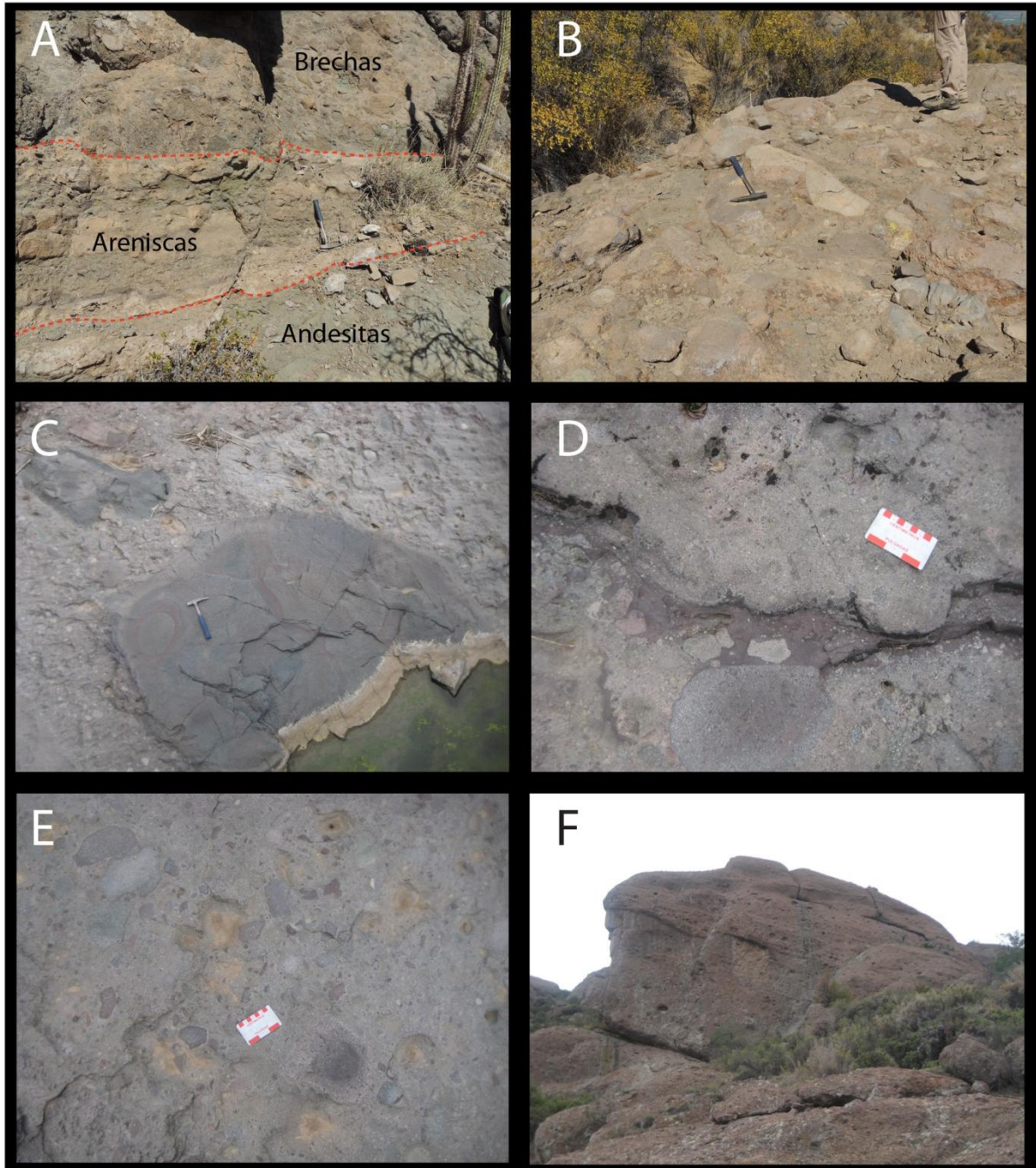


Figura 4.2: Brechas sedimentarias de la Unidad C, base de la Fm. Las Chilcas en el sector de Cerrillos de Catemu. A: Paso de intercalación andesitas de la base de la Fm. Las Chilcas al potente depósito de areniscas y brechas sedimentarias. B y E: Apariencia y textura de las brechas. C: Clasto andesítico, no “ocoítico” de 2 m de diámetro, posiblemente proveniente de los niveles de similar litología de la infrayacente Fm. Cerro Morado. D: Delgada capa de fango intercalado entre niveles de brechas. F: Visión de un afloramiento de las brechas de la Unidad C.

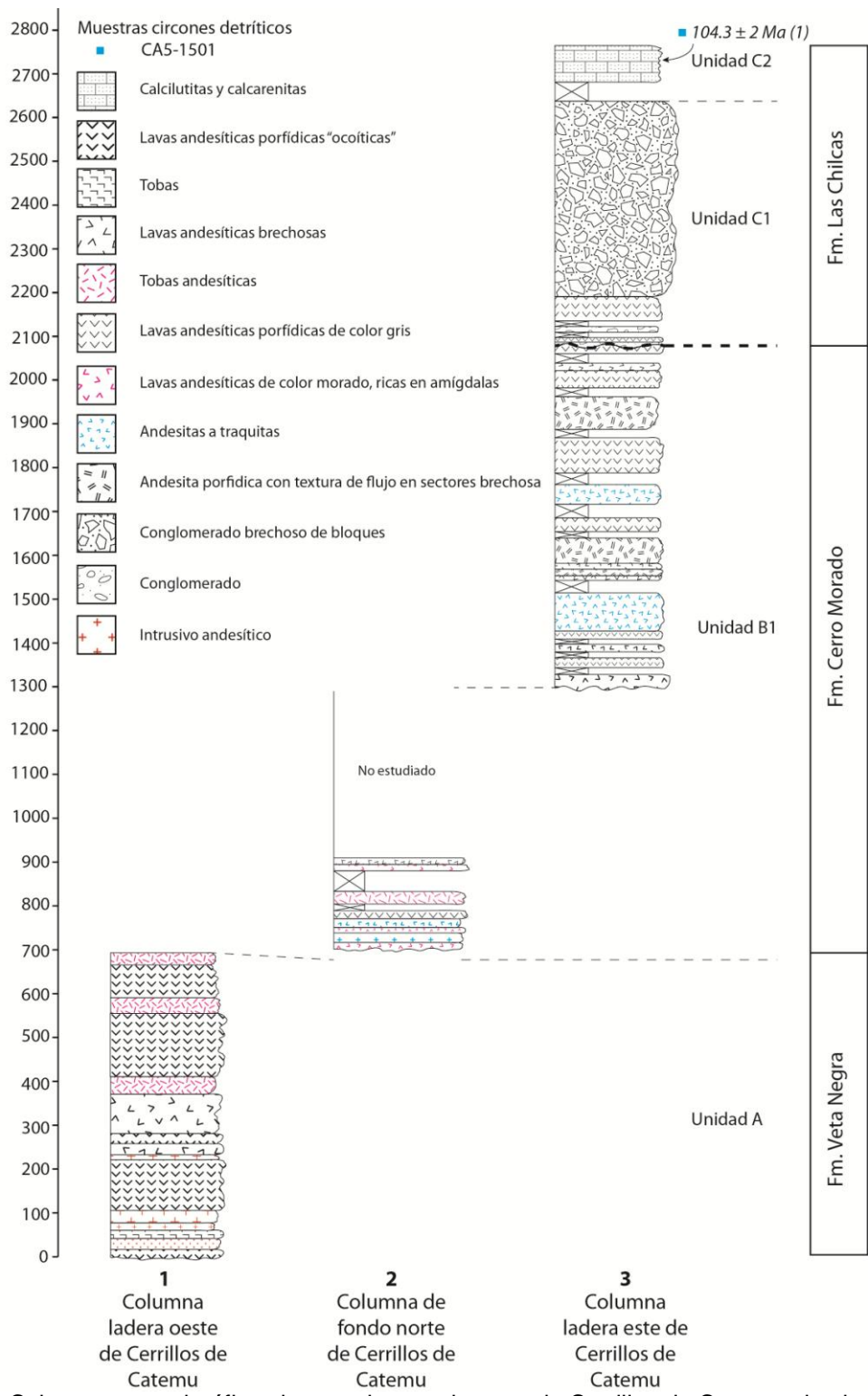
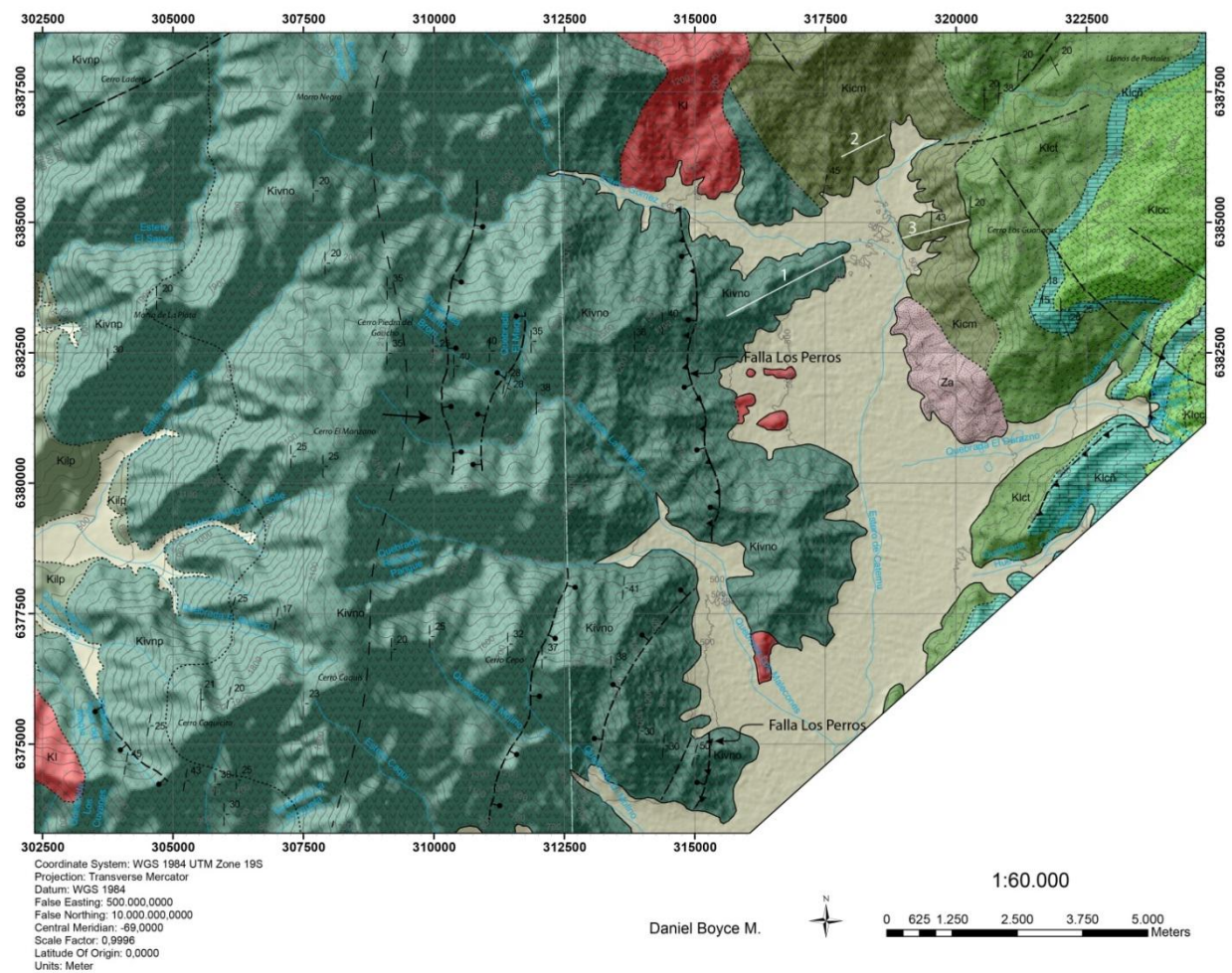


Figura 4.3: Columnas estratigráficas levantadas en el sector de Cerrillos de Catemu, desde el techo de la Formación Veta Negra hasta la base de la Formación Las Chilcas. (1) Edad U-Pb en circones detríticos, correspondiente al circón más joven de arenisca. Ubicación de las columnas en Figura 4.4.

MAPA GEOLÓGICO 1:60.000 ÁREA CERRILLOS DE CATEMU - CERRO CAQUIS



Leyenda

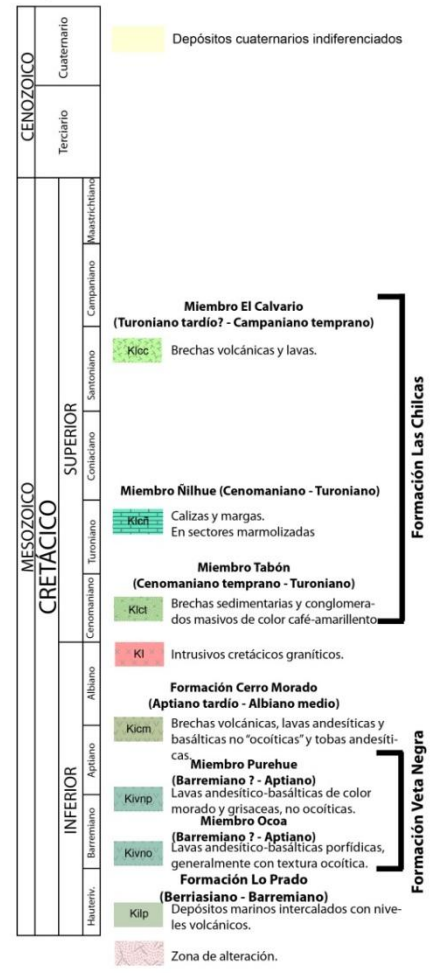


Figura 4. 4: Mapa geológico del sector estudiado al norte del río Aconcagua. Basado en Thomas (1958), Carter y Aliste (1962), Rivano et al. (1993) y en datos recolectados en el presente estudio. Se indican las columnas estratigráficas realizadas con líneas blancas: 1: Columna ladera oeste de Cerrillos de Catemu, 2: Columna de fondo norte de Cerrillos de Catemu, 3: Columna ladera este de Cerrillos de Catemu. Se ha separado la Formación Las Chilcas según los miembros que se definen más adelante, en el punto 4.4.2.

4.2.2 Al sur del río Aconcagua: cerro Garfio a cuesta Chacabuco

4.2.2.1 *Sector cerro Blanco Las Masas*

Las rocas que afloran desde el cerro Blanco Las Masas hacia el oeste, hasta la quebrada Los Perros (Figura 4.6), fueron asignadas por Thomas (1958) a la Formación Las Chilcas. Dado la estructura regional descrita en este sector por los trabajos anteriores, estos niveles representarían sus niveles basales, sin embargo su estratigrafía no ha sido estudiada. En una columna realizada en la quebrada La Choapa, inmediatamente al oeste del cerro Blanco de las Masas, se identificaron en el presente trabajo, dos unidades principales (Figura 4.5 y 4.6) que se describen a continuación:

- *Unidad B2*: Unidad volcánica compuesta principalmente por andesitas, basaltos y brechas volcánicas o tobas andesíticas muy líticas (Figuras 4.5 y 4.13). Su base es desconocida, pues no aflora, por lo que el espesor medido de 580 m es un valor mínimo. A partir de lo descrito por Carter y Aliste (1962) y por las características observadas en la columna realizada al norte del valle del Aconcagua en el presente estudio, es posible advertir una marcada similitud litológica entre ambas unidades litoestratigráficas, exhibiendo ambas una predominancia absoluta de niveles volcánicos, principalmente lavas andesíticas porfídicas no “ocoíticas” y potentes intercalaciones de brechas volcánicas, tobas líticas y brechas andesíticas. Estas características litológicas, su posición estratigráfica y algunas evidencias estructurales, que se presentan en el Capítulo 6, permiten correlacionar esta unidad con la Unidad B1 o la Formación Cerro Morado, definida por Carter y Aliste (1962) al norte del río Aconcagua.

- *Unidad E1*: Unidad bastante homogénea de conglomerados clasto-soportados, bien estratificados, con algunas intercalaciones de areniscas (Figura 6.15), interpretados en el Capítulo 5 como depósitos de ambiente fluvial. Esta unidad se apoya en aparente concordancia sobre la unidad B2 (Figura 4.5), sin embargo el contacto es irregular y erosivo, por lo que posiblemente se trate de una paraconcordancia o discordancia de erosión (Figura 4.5-B). Presentaría una potencia aproximada de 170 m. Esta correspondería a la unidad basal de la Formación Las Chilcas en este sector. En su techo se apoya un nivel de lavas andesíticas y dacíticas de unos 20 m de espesor. Presentaría una potencia aproximada de 170 m.

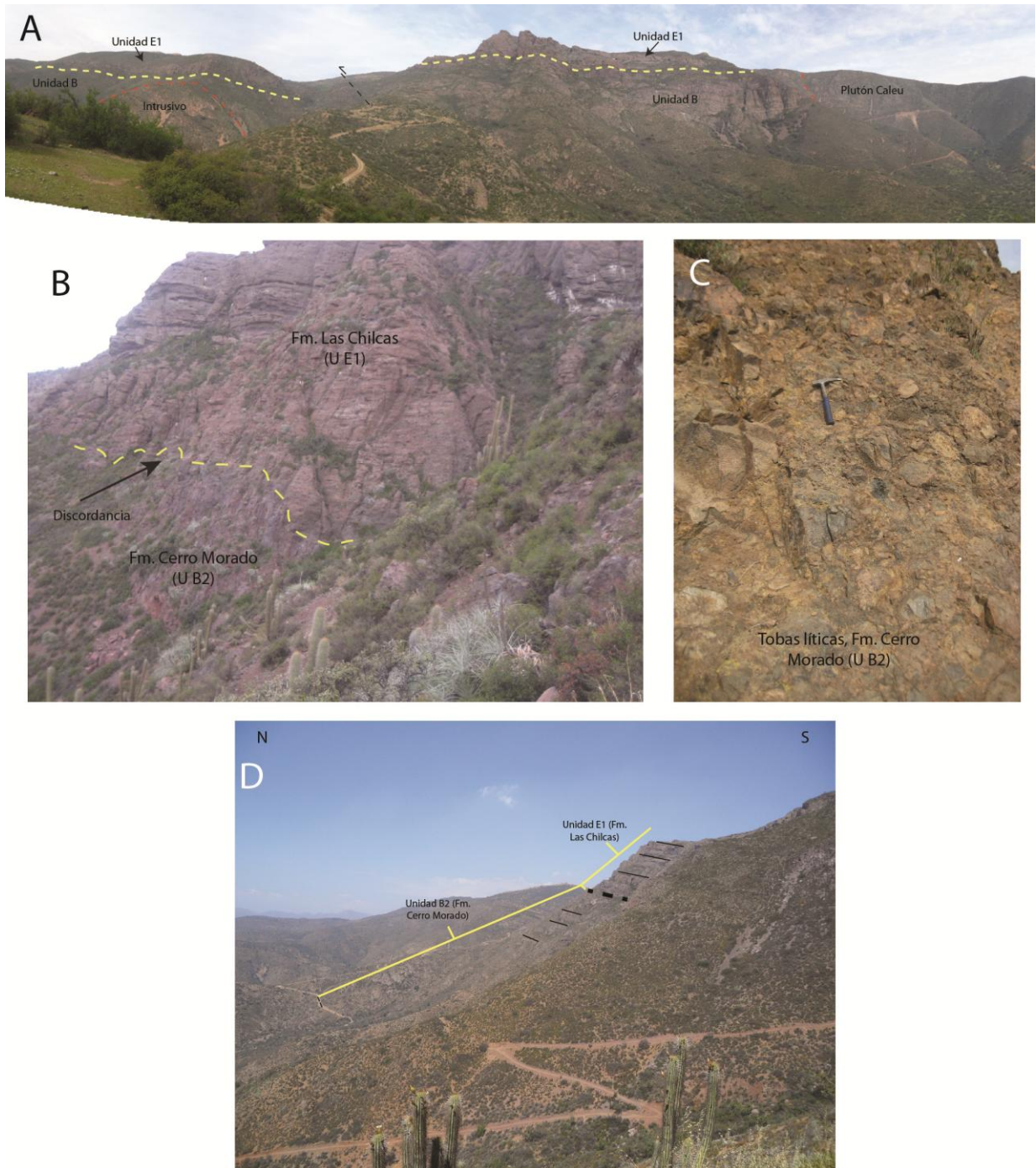


Figura 4.5: Discordancia entre las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas al sur del río Aconcagua, en el sector de Las Peñas. A) Vista hacia el sur, se observa el contacto entre ambas unidades paraconcordante. B) Se observa el contacto erosivo paraconcordante entre ambas unidades. C) Tobas líticas o brechas volcánicas que conforman grandes espesores de la Formación Cerro Morado. D) Vista hacia el este de la paraconcordancia entre ambas unidades.

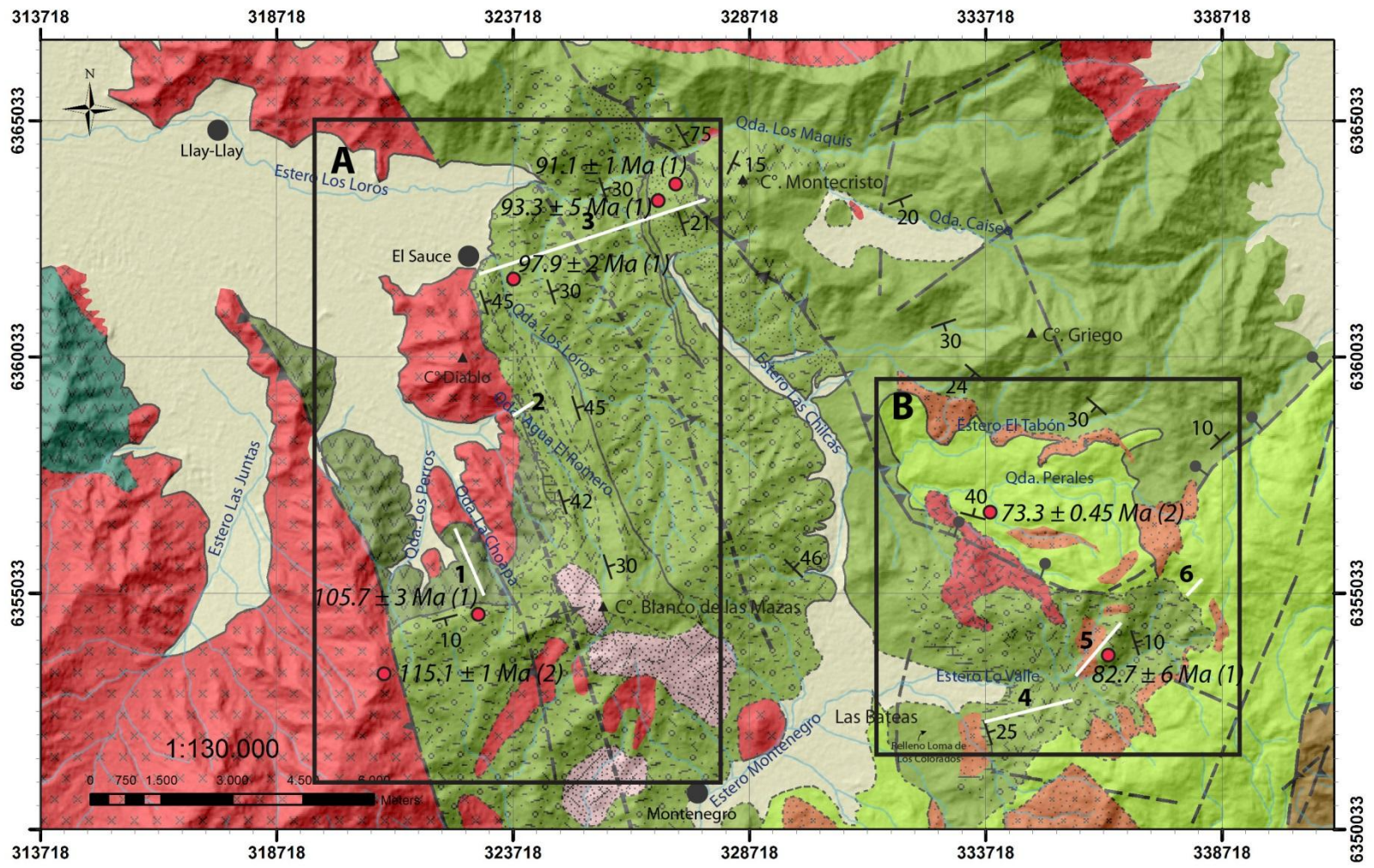


Figura 4. 6: Mapa geológico escala 1:130.000 del sector estudiado al sur del río Aconcagua. Basado en Thomas (1958), Rivano et al. (1993). Áreas encerradas en rectángulo, basadas en mapas fuera de texto, A y B, escala 1:20.000 y 1:30.000 respectivamente, realizados en el presente estudio. Se enumeran de 1 a 6 la ubicación de distintas columnas estratigráficas levantadas. 1: Columna Qda. La Choapa, 2: Columna Qda. Agua El Romero, 3: Columna El Sauce – Cerro Montecristo, 4 Columnas ladera sur del cajón de Lo Valle. 5 y 6: Columnas ladera norte del Cajón de Lo Valle. Edades U-Pb: (1) = edad de roca sedimentaria correspondiente al circón más joven; (2) = edad media ponderada de circones ígneos.

Si bien se considera en este estudio a la Unidad B2 como el equivalente, al sur del valle del Aconcagua, de la Formación Cerro Morado (Unidad B1), existen algunas diferencias en el contacto con la sobreyacente Formación Las Chilcas. Una de estas es que, en el sector del cerro Blanco de las Mazas, inmediatamente sobre las lavas de la Formación Cerro Morado (Unidad B2 al norte del río Aconcagua) aparecen conglomerados medios a gruesos, clasto-soportados y con laminación horizontal, atribuidos a depósitos fluviales (Unidad E1) (ver Figuras 4.5 y 4.13), muy distintos a las brechas de bloques que aparecen al norte del río Aconcagua sobre la Formación Cerro Morado (Unidad C1) (Figura 4.3). Además el contacto que se observa entre ambas formaciones en estas dos zonas es distinto, existiendo al norte del río Aconcagua un plegamiento y erosión de la Formación Cerro Morado, mientras al sur, solo se observa un contacto erosivo, sin un plegamiento importante. Esto pudiera ser producto de una deformación más importante al norte, o de un inicio de la deposición de la base de la Formación Las Chilcas anterior en el sur.

4.2.2.2 *Mina El Sauce a cerro Montecristo*

Inmediatamente al sureste de la mina El Sauce se encuentra el cerro Diablo, donde aflora un cuerpo intrusivo granítico de grano grueso, que se correlaciona según el mapeo de Thomas (1958) con el Plutón Caleu. En el sector de la mina, el intrusivo se encuentra en contacto con rocas sedimentarias y volcánicas de la Formación Las Chilcas (Figuras 4.6, 4.7 y Mapa B fuera de texto), las que suelen presentarse alteradas y metamorfoseadas, con mineralización de óxidos y sulfatos de cobre y pliegues de escala métrica a centimétrica (Figura 4.8), generados probablemente por el emplazamiento de este plutón.

La base de la sucesión estratigráfica representada en el perfil levantado por Thomas (1958) en esta zona (Tabla 1. 1), se encuentra cerca de la ladera oriental del cerro Diablo. Describe a partir de allí una unidad de 300 m de areniscas y lutitas tobíferas, tobas y brechas e intercalaciones andesíticas, para luego pasar a 600 m de areniscas y conglomerados. En el presente estudio se realizó también un perfil desde el oeste del cerro Diablo, comenzando en la mina El Sauce, hasta la entrada al valle de la quebrada Los Loros, reconociéndose, a diferencia de Thomas (1958), hasta 420 m de espesor y tres unidades principales. La correlación y las características de estas unidades se describen a continuación:

- *Unidad D:* En la base, sedimentos calcáreos, como calcarenitas y calcilutitas. Estos se encuentran sumamente plegados y alterados por la intrusión del cuerpo intrusivo del cerro Diablo. Hacia el techo siguen areniscas medias a gruesas y areniscas conglomerádicas con laminación y estratificación horizontal, no calcáreas. Tiene una potencia aproximada de 90 m. Esta unidad se extiende hacia el sur por cerca de 6 km (Mapa B fuera de texto), y a

partir del mapeo, se puede inferir que en este lugar posiblemente se encuentra sobreyaciendo directamente a la Formación Cerro Morado (Figura 4.13).

- Unidad E2: 150 m de conglomerados medios a gruesos, principalmente clasto-soportados (Figura 4.9), pero con algunos niveles matriz-soportados, en ocasiones presentan estratificación horizontal. No presenta intercalaciones de sedimentos más finos. A partir del mapeo de esta zona (Mapa B fuera de texto) esta unidad se podría correlacionar con la unidad E1, que aflora en el cerro Blanco de las Mazas (Figura 4.13).

- Unidad F: 90 m de potencia (Figura 4. 13), comienza con cerca de 15 m de lavas dacíticas y andesíticas masivas y localmente brechosas, pasando hacia arriba a más de 30 m de lavas dacíticas muy brechosas, matriz-soportadas, con clastos de en promedio 4 cm, pero que alcanzan hasta 30 cm, es matriz-soportada. En el techo afloran cerca de 10 m de arcosas, muy ricas en cristales de plagioclasa y niveles conglomerádicos matriz soportados, cuya matriz es muy rica en plagioclasas. El techo de esta unidad se presenta cubierto, pudiéndose extender por otros 90 m.

- Unidad FB: Depósitos tobáceos con intercalaciones de conglomerados y areniscas. Esta unidad presenta un color rojo intenso producto de una fuerte hematización y sería el equivalente a la Unidad de Tobas Rojas definido por Thomas (1958) en este sector. Se apoya en concordancia sobre la Unidad F y es sobreyacida en discordancia (*onlap*) por las unidades G y H que se describen más abajo (ver Figura 4.10). Su espesor varía desde 550 m al este del cerro Blanco Las Mazas hasta desaparecer en el sector bajo de la quebrada Los Loros, siendo reemplazada lateralmente por la unidad G y una porción basal de la unidad H. De hecho, a partir de la Figura 4.10 y el Mapa B es posible advertir que las unidades G y H se encuentran rellenando y sobrepasando una paleogeografía cuyo basamento está conformado por las unidades D, E, F y FB.

Estas cuatro unidades descritas en este sector (D, E, F y FB) presentan un buzamiento de 40° a 50° hacia el este. En cambio, las unidades superiores, que se describen a continuación presentan manteos de 30° a 25° hacia el este, apoyándose en *onlap*, lo que es coherente con un proceso de alzamiento y erosión que provocó esta incisión antes de que se depositaran las unidades G y H.



Figura 4. 7: Vista hacia el SO, donde se observa a la derecha el cerro Diablo, compuesto de rocas intrusivas; a la izquierda las rocas clásticas de la Fm. Las Chilcas, y al medio la mina El Sauce.



Figura 4. 8: Pequeños pliegues generados en margas y calcarenitas de la Fm. Las Chilcas en el contacto con el intrusivo del Cerro Diablo al este de la mina El Sauce.

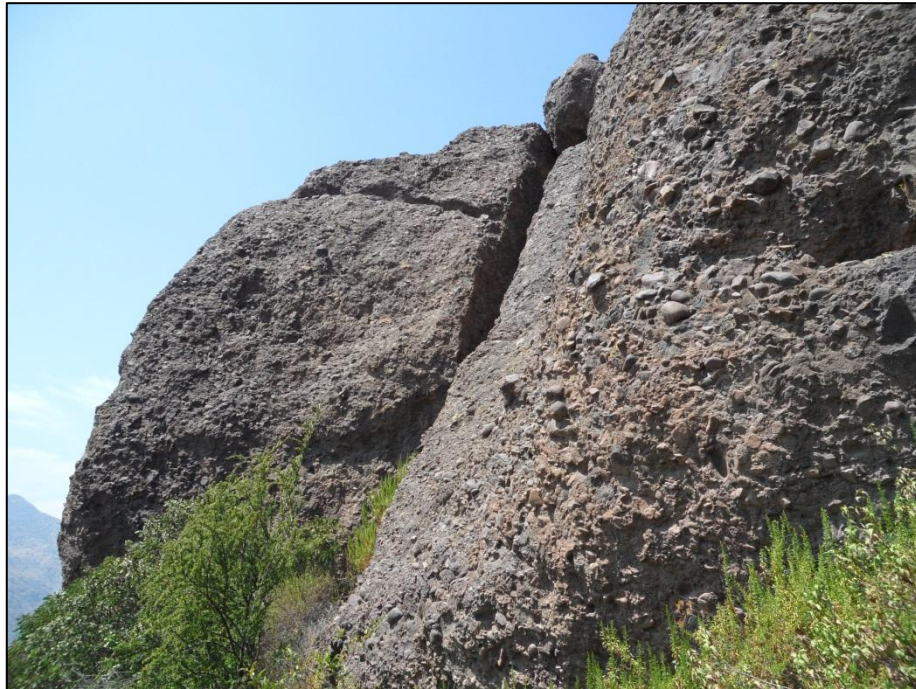


Figura 4. 9: Conglomerados masivos, clasto soportados de la Unidad E2.

En la parte baja de la vertiente oriental de la quebrada Los Loros se realizó el siguiente levantamiento estratigráfico, cuya base se encuentra unos 100 m sobre el techo de la Unidad F, identificándose dos unidades (Figura 4.11) que se describen a continuación:

- Unidad G: Esta unidad se apoya en *onlap* sobre la unidad F y parcialmente sobre la unidad FB. Su potencia estimada es de 330 m. Los primeros 20 m de esta unidad, corresponden a niveles conglomerádicos grisáceos, cuyos clastos son en su mayoría andesíticos porfídicos, con frecuentes intercalaciones de areniscas. Sobre este nivel aparecen 60 m de una secuencia granocreciente de conglomerados grises, masivos, matriz-soportados, que llegan a tener clastos de hasta 1 m de diámetro hacia el techo. Luego de cerca de 180 m no expuestos, nuevamente aparecen niveles de arcosas y conglomerados masivos que se asignan a esta unidad. Una de sus características principales es la abundancia de cristales de plagioclasa en las areniscas como en la matriz de los conglomerados. Estos depósitos son interpretados en el Capítulo 5 como flujos de detritos.

- Unidad H: Esta se apoya concordantemente sobre la unidad G (Figura 4.11), su potencia aproximada es de 500 m y correspondería, al menos en parte, a la unidad de Conglomerados de El Tabón definida por Thomas (1958). En este sector se caracteriza por presentar niveles masivos de conglomerados de color café claro, que pueden alcanzar decenas de metros sin estratificación o intercalaciones de niveles más finos. Estos son tanto matriz-soportados como clasto-soportados, de tamaño grueso y de bloque, con clastos de hasta 70 cm de diámetro. Esta unidad se mantiene bastante homogénea de base a techo, sin presentar tendencias claras de variación en el tamaño de grano. Los clastos de este conglomerado son todos volcánicos, en general andesíticos y dacíticos, siendo

escasos los clastos de andesitas “ocoíticas”, por lo que posiblemente esta unidad sea el producto de la erosión de la unidad B2 (Formación Cerro Morado). Estos conglomerados son interpretados, en el Capítulo 5, como el producto de flujos de detritos acumulados en un ambiente de abanico aluvial proximal.

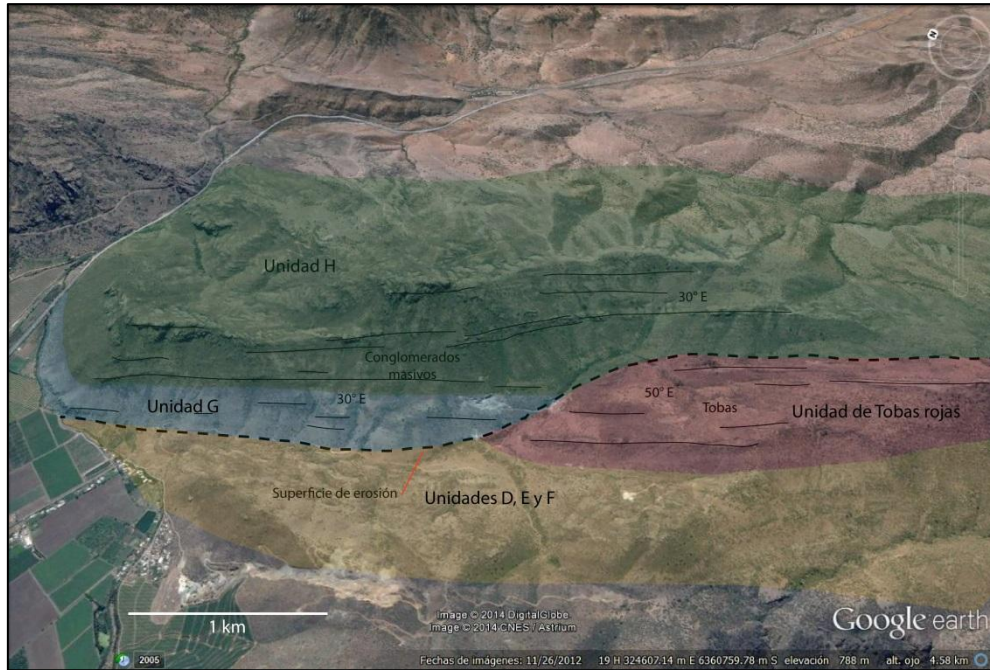


Figura 4. 10: Imagen Google Earth con vista hacia el este en el sector de la quebrada Los Loros. En color amarillo se exhiben las unidades D, E y F, en rojo la unidad de Tobas Rojas definida por Thomas (1958), en azul la unidad G y en verde la unidad H. Se observa la superficie de erosión sobre la que se depositan las unidades de conglomerados G y H, manteniendo hacia el este con 20° menos que las unidades subyacentes.

Sobre la unidad H, se apoya en aparente concordancia una sucesión predominantemente volcanoclástica. En el sector de la cuesta Las Chilcas, desde la confluencia de la quebrada Los Maquis y el estero Las Chilcas hacia el este, se observa el paso sobre la unidad H a las siguientes cuatro unidades sobreacentes (Figuras 4.12 y 4.13):

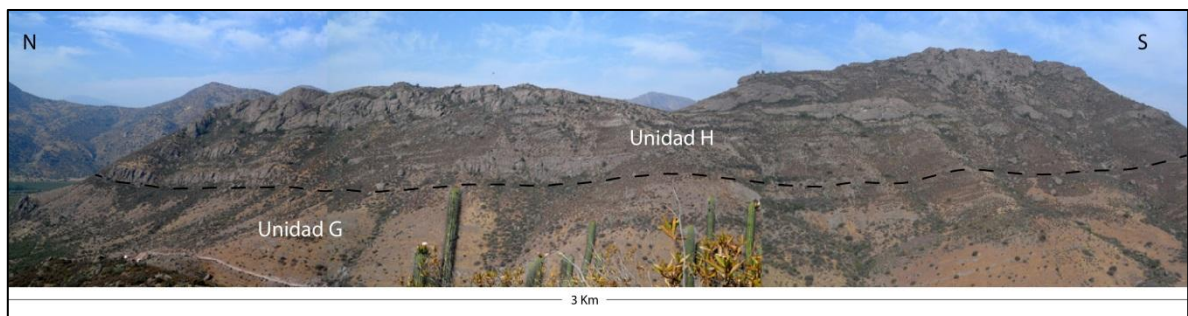


Figura 4. 11: Vista panorámica hacia el este en la quebrada Los Loros, se diferencian las dos unidades identificadas en este sector.

- Unidad I: presenta aproximadamente 225 m de espesor y se apoya concordantemente sobre la unidad H. Comienza con 170 m de conglomerados medios a gruesos, clasto-soportados, con algunas intercalaciones de areniscas finas de color púrpura de hasta 70 cm de espesor en la base, que hacia el techo dan paso a fangolitas lenticulares. Luego aparecen 35 m de areniscas finas y medias, con laminación paralela, donde se presentan algunas intercalaciones de fango y de conglomerados. Hacia el techo la secuencia se hace granocreciente y pasa gradualmente a los conglomerados de la unidad sobreyacente. Se interpreta a esta unidad como depósitos de río anastomosado y trenzado con flujos de detritos esporádicos. Esta unidad se encuentra muy bien expuesta en los cortes generados por la construcción de la carretera en la cuesta Las Chilcas.

- Unidad J: 55 m de conglomerados gruesos a muy gruesos (Figura 4.13), presenta un manto levemente menor (25° hacia el este) al de la unidad I, por lo que es posible que exista una leve discordancia o estructura de crecimiento entre ambas unidades (Figura 4.12). Presenta clastos de hasta 60 cm de diámetro, matriz-soportados, con escasas intercalaciones de areniscas y areniscas conglomerádicas. A este nivel pertenecen los imponentes afloramientos de conglomerados que aparecen en la ladera oriental del valle del estero Las Chilcas, justo al norte de la estación Meiggs (Figura 4.12). Esta unidad se interpretó como depósitos de flujos de detritos en un ambiente de abanico aluvial.

- Unidad K: se apoya concordantemente sobre la unidad J, presenta en la base 50 m de conglomerados medios a finos con estratificación horizontal y frecuentes intercalaciones de areniscas medias. Luego, 20 m de areniscas conglomerádicas y conglomerados matriz soportados. Esta unidad se interpretó como depósitos fluviales sobreyacidos por flujos de detritos.

- Unidad L: 30 m de espesor de intercalaciones de tobas, areniscas y conglomerados. Este se encuentra intensamente alterado a hematita, presentando un color rojo intenso (Figura 4.12).



Figura 4.12: Vista hacia el sur en la cuesta Las Chilcas, donde se aprecia la disposición aproximada de las distintas unidades acá definidas.

Hacia el este de la cuesta Las Chilcas, en la ladera occidental del cerro Montecristo (Figura 4.6 y Mapa B, fuera de texto), se definieron, sobre la unidad L, tres unidades más que se describen a continuación.

- ***Unidad M:*** Sucesión de areniscas medias de color gris con intercalaciones de areniscas conglomerádicas y fangolitas. Presenta, desde la mitad superior hacia arriba, algunas intercalaciones de niveles conglomerádicos de hasta 3 m de espesor y clasto-soportados (Figura 4.13). Tiene una potencia aproximada de 230 m. Esta unidad es interpretada como depósitos fluviales.
- ***Unidad N:*** Comienza con 52 m de brecha color púrpura, matriz-soportada, con una matriz rica en cristales, interpretada como depósitos de lahar. Este nivel presenta una gran incisión de más de 20 m de potencia, rellena por un conglomerado masivo, matriz soportado, en el que se encontró un clasto de gran tamaño correspondiente a la brecha. Este conglomerado que sobrepasa la incisión y se mantiene por 30 m más hacia arriba, es interpretado como producto de flujos de detritos. Sobre este nivel aparece una sucesión de 37 m de conglomerados masivos de tamaño bloque, matriz soportado, con algunos lentes de igual facies que el descrito en la base de esta unidad.
- ***Unidad O:*** Se apoya en discordancia sobre la unidad N, comienza en la base con 30 m de andesitas porfídicas, en sectores brechosas. Sobre esta aparecen algunos metros de conglomerados y areniscas, para luego pasar a una potente sucesión de aproximadamente 300 m de lavas andesíticas brechosas.

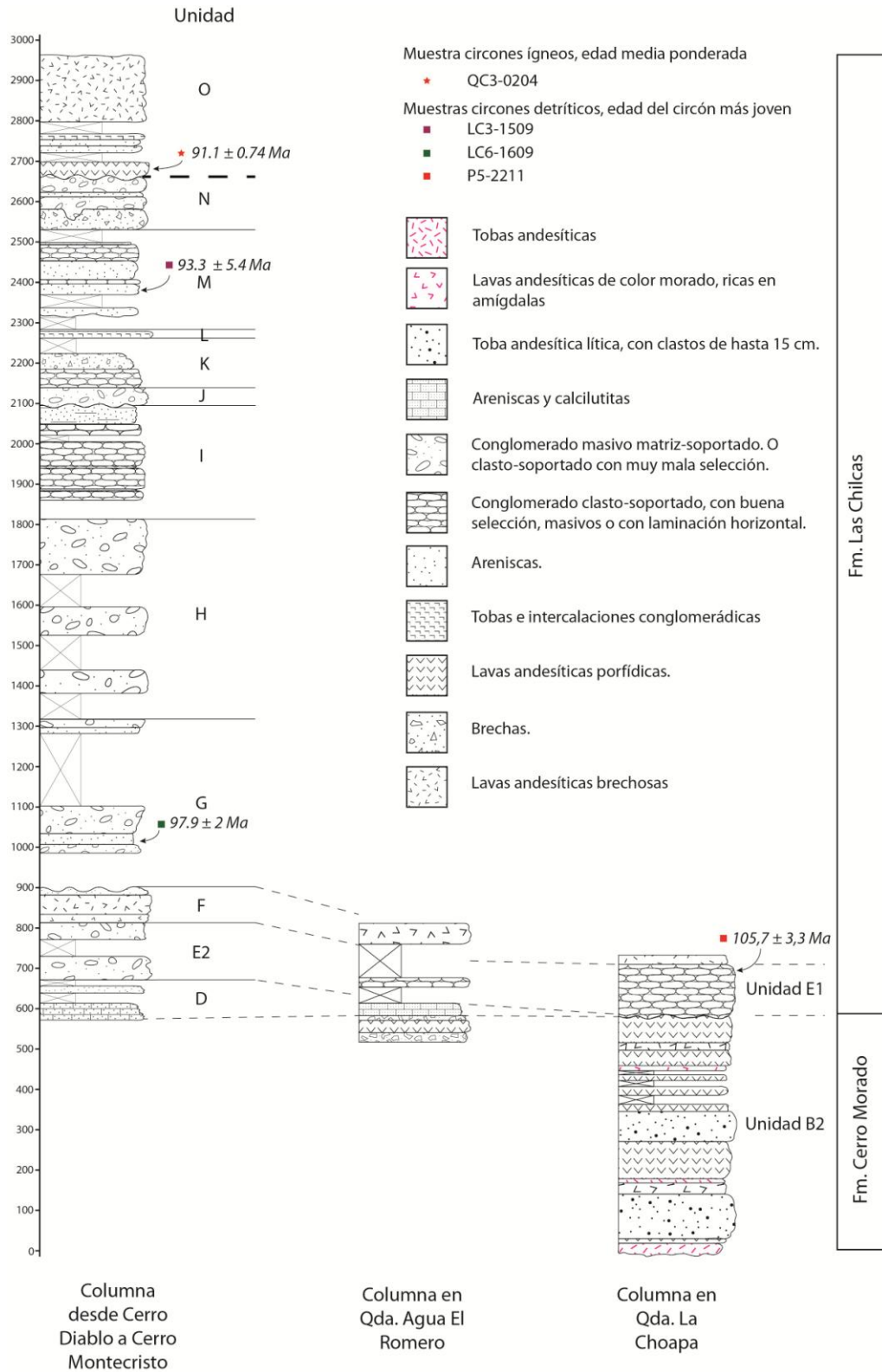


Figura 4. 13: Columna estratigráfica de parte de las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas entre la quebrada los Perros y el cerro Montecristo. Ubicación de las columnas en Figura 4.6.

4.2.2.3 *Cajón de Lo Valle – Fundo El Tabón*

El cajón del estero de Lo Valle (Figura 4.6) es la localidad tipo definida por Thomas (1958) para la Formación Lo Valle. En el primer mapeo realizado en esta región, el autor reconoce una discordancia entre esta formación y la subyacente Formación Las Chilcas, siendo su contacto bastante poco regular (ver Figura 3.2).

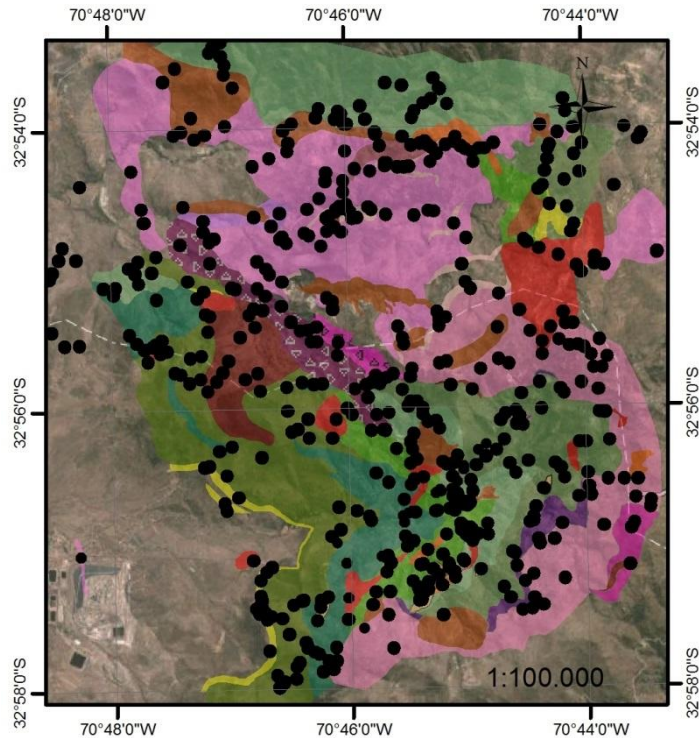


Figura 4. 14: Puntos de control de litología y estructurales realizados en el presente estudio en el sector Cajón de Lo Valle- fundo El Tabón.

Thomas (1958) realizó un perfil E-W por la ladera sur del cajón de Lo Valle, en el que describe una secuencia, de espesor no detallado, compuesta de abajo hacia arriba por tobas, brechas rojas, areniscas y conglomerados que asigna a la Formación Las Chilcas, sobre la que se apoya en discordancia un conglomerado rojizo “con abundantes rodados de basalto” que marca el inicio de la Formación Lo Valle, sobre el cual aparecen tobas soldadas rojizas a violáceas y lavas rosadas con textura fluidal, asignadas a esta misma formación, alcanzando el conjunto 300 m de espesor. Luego continúa un espesor de 230 a 280 m de tobas rojizas, tobas blancas, lavas de bloque, brechas verdes, andesitas, lavas brechosas y basalto.

Por otra parte, Godoy (1982) afirma que las tobas soldadas de este sector asignadas a la Formación Lo Valle serían niveles masivos en el techo de la Formación Las Chilcas y además que aquellas tobas que afloran en el sector de Las Bateas (Figura 4.6) e inmediatamente al sur, en el cerro Huechún, serían “lentes dentro de la parte alta de la Formación Las Chilcas”, por lo que el paso entre ambas formaciones sería gradual, lo cual, unido a la presencia de numerosas fallas e intrusivos, explicaría “el caprichoso trazado del contacto entre las dos formaciones propuesto por Thomas (1958)”.

Godoy (1982) describe a la Formación Las Chilcas en el cajón de Lo Valle compuesta por “potentes conglomerados que alternan con bancos centimétricos de areniscas y lutitas rojas a grises, pasando estas lateral y verticalmente a brechas y lavas andesíticas, tobas soldadas dacíticas” y calizas, cerca del cerro Blanco. En un perfil levantado en la ladera sur del cajón de Lo Valle describe de oeste a este las siguientes unidades: un nivel de calizas en el sector de Las Bateas, sobre el que siguen tobas soldadas dacíticas (mapeadas por Thomas (1958) como parte de la Formación Lo Valle), un pequeño nivel de calizas, conglomerados rojos, areniscas, andesitas y una potente sucesión de brechas, que son cortadas de manera subhorizontal por un filón basáltico que marca el inicio de las tobas soldadas dacíticas de la Formación Lo Valle.

En el presente estudio se realizó un mapeo detallado en esta zona, escala 1:20.000, que se presenta en el Mapa A, fuera de texto, y cuyos puntos de control se muestran en la Figura 4.14. A la vez se realizó un análisis estratigráfico (Figura 4.15), y un perfil E-W por el sur del cajón de Lo Valle (Figura 6.13), de manera de conocer la estratigrafía presente hacia el techo de la Formación Las Chilcas. Así, para esta formación se definieron, en esta localidad, seis unidades, con un espesor total aproximado de 900 m que suceden a las descritas anteriormente y que se detallan a continuación.

- Unidad P: Aflora en el sector más occidental del cajón de Lo Valle, corresponde a calizas con nódulos de chert y algunas intercalaciones de margas y calcarenitas. En estas Godoy (1981) encontró fósiles de flora algal lagunar. Las calizas se encuentran marmolizadas, con intensa silicificación y alteración a celadonita. Esto se atribuye a la presencia de un cuerpo intrusivo andesítico emplazado justo bajo estas calizas (Figura 4.16). La potencia observada de esta unidad desde el intrusivo hasta su techo alcanza los 20 a 25 m, sin embargo esta pudiese ser mayor, pues inmediatamente hacia el oeste del intrusivo, donde hoy se emplaza el relleno sanitario Loma de Los Colorados, Godoy (1982) mapeó más niveles calcáreos que pudieran corresponder a esta misma unidad.

- Unidad Q: Este nivel se distingue fácilmente por su intenso color rojo dado por una fuerte hematización. Su contacto con la unidad P no es posible de observar, sin embargo esta última pareciera estar, en esta zona, algo más inclinada hacia el este que la unidad Q. Su litología predominante corresponde a conglomerados gruesos, pero presenta variaciones laterales y verticales, pasando en sectores a tobas, areniscas y lutitas (Figura 4.21, Columna 1). En el lado sur del cajón de Lo Valle, hacia el techo de esta unidad, aparecen potentes niveles de areniscas finas a muy finas.

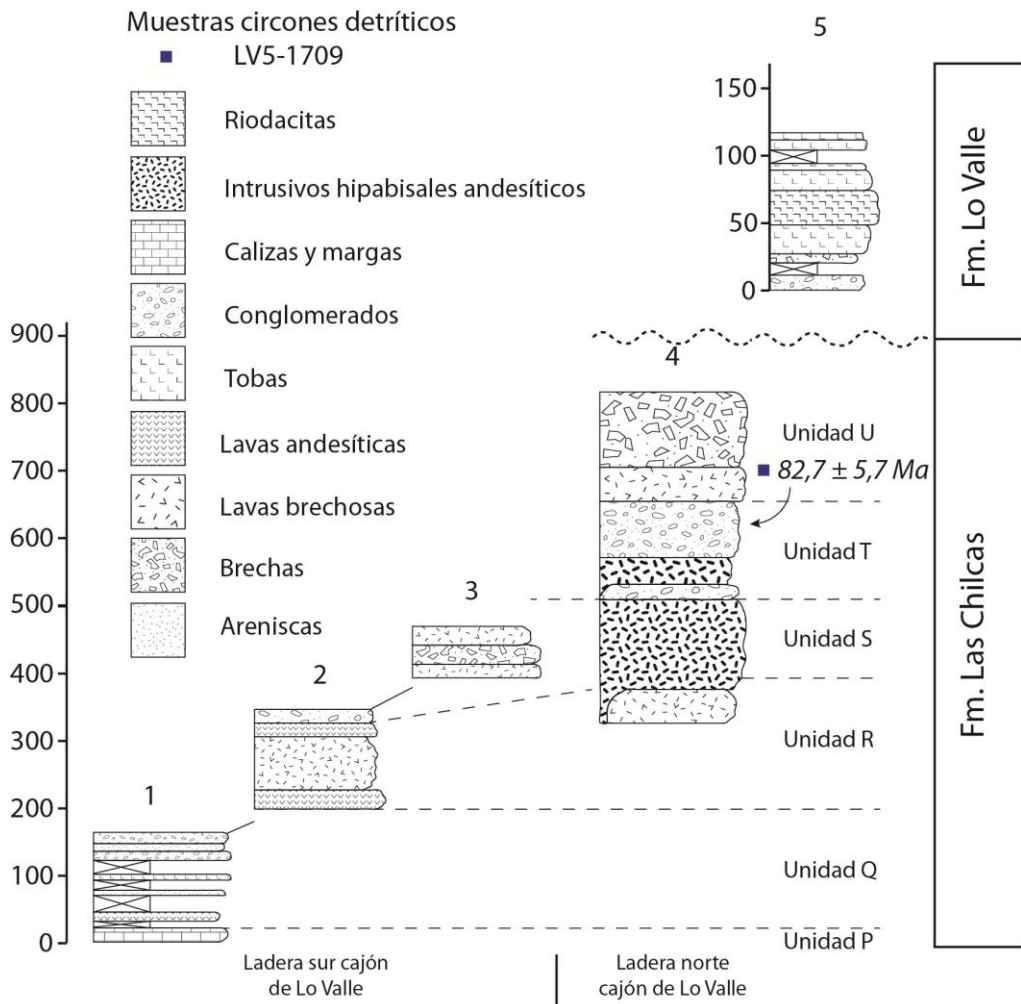


Figura 4.15: Columnas estratigráficas de la sección superior de la Formación Las Chilcas y de la base de la Formación Lo Valle, levantadas en el cajón de Lo Valle. La edad que se presenta corresponde a la edad del circón más joven encontrado en la muestra LV5-1709. Ubicación de la muestra en Figura 4.6.



Figura 4.16: Contacto nítido entre microdiorita y niveles de calizas y margas de la unidad P.

En general, los conglomerados de esta unidad son matriz – soportados (Figura 4.17), aun cuando, es posible encontrar niveles clasto-soportados con intercalaciones de areniscas.

Los clastos llegan a medir, en algunos niveles, 40 cm de diámetro y presentan en general esfericidad regular y buen redondeamiento. Su composición corresponde aproximadamente en un 93% a andesitas porfídicas, con fenocristales de plagioclasa de 1 a 2 mm; cerca de un 5% son también andesíticos, pero con grandes fenocristales de plagioclasa de más de 3 mm (“ocoíticos”), los que suelen tener un diámetro mayor que los no “ocoíticos”; finalmente cerca de un 2% son clastos de tobas o riolitas. Es posible observar escasos clastos de conglomerados o areniscas conglomerádicas con buen redondeamiento. Esto indica que existían rocas sedimentarias ya litificadas que se encontraban sometidas a la erosión al depositarse esta unidad (Figura 4.17-A). Las areniscas son tanto masivas como laminadas.

En la ladera sur del cajón de Lo Valle esta unidad tiene una potencia aproximada de 150 m, mientras en la ladera norte se hace más potente llegando a casi 350 m. La razón para esta diferencia pudiera ser una incisión o erosión del sector del sur previo al emplazamiento de la siguiente unidad. El predominio en esta unidad de facies de conglomerados matriz-soportado y tobas sugiere un ambiente preponderante de abanico aluvial proximal con actividad volcánica recurrente.

La alteración a hematita de este nivel es intensa y en ocasiones pervasiva. La matriz de los conglomerados y los niveles de areniscas finas se encuentran totalmente reemplazados, de hecho, se hace imposible distinguir la matriz original e incluso la composición de los clastos al microscopio. Es frecuente también observar niveles con alteración a arcillas, esta se encuentra, tanto en vetas y vetillas como, diseminada, y es selectiva en los bordes de los clastos y reemplazando los fenocristales de plagioclasa que se encuentran en los clastos andesíticos. La intensidad de esta alteración es variable, llegando a ser muy intensa en algunos sectores (Figura 4.17-C y D). También es usual en esta Unidad la presencia de espejos de falla, los que en algunos sectores llegan a ser muy frecuentes (Figura 4.17-B). Asimismo algunos niveles presentan foliación paralela a la estratificación, la que se encuentra afectando inclusive a los clastos que en algunos sectores parecen haber sido “aplastados” (Fig.4.17-A y C), estos niveles pudieran corresponder a tobas soldadas, donde los fragmentos líticos habrían sido aplastados producto de una temperatura muy elevada del flujo (McPhie et al., 1993).

Según Collinson (1996), el color rojo en sedimentos aluviales suele ser común y pervasivo como consecuencia de la deposición en condiciones cálidas y semiáridas. Pues estas son propicias para generar la alteración de minerales ferro-magnesianos inestables (típicamente anfíbolos y biotitas), los que debieron estar al menos parcialmente alterados antes de la deposición. Además, si el depósito es rico en arcilla, como se observó en esta unidad, resiste de buena manera la reducción posterior de la hematita y, por lo tanto, el color rojo, se mantiene.

Esta abundancia de arcillas también explicaría el hecho que esta unidad presente abundantes espejos de fallas, pues las arcillas al humectarse por condiciones ambientales

se hinchan y generan perturbaciones físicas, que comúnmente generan pseudoanticlinales y espejos de falla pulidos (Collinson, 1996).

- Unidad R: Esta unidad se compone casi exclusivamente de lavas andesíticas brechosas (Figura 4.15 y 4.18). Solo en su parte inferior y superior afloran dos niveles de lavas macizas de 40 – 50 m de potencia. Las lavas brechosas son en general clasto-soportadas, con clastos muy angulosos, los que poseen fenocristales de plagioclasa de 1 a 3 mm y cristales de piroxeno. La roca presenta un 20 – 30% de matriz que presenta un color café rojizo. Esta unidad presenta alteración a diseminada a ceolitas y tiene un espesor cercano a los 130 m.

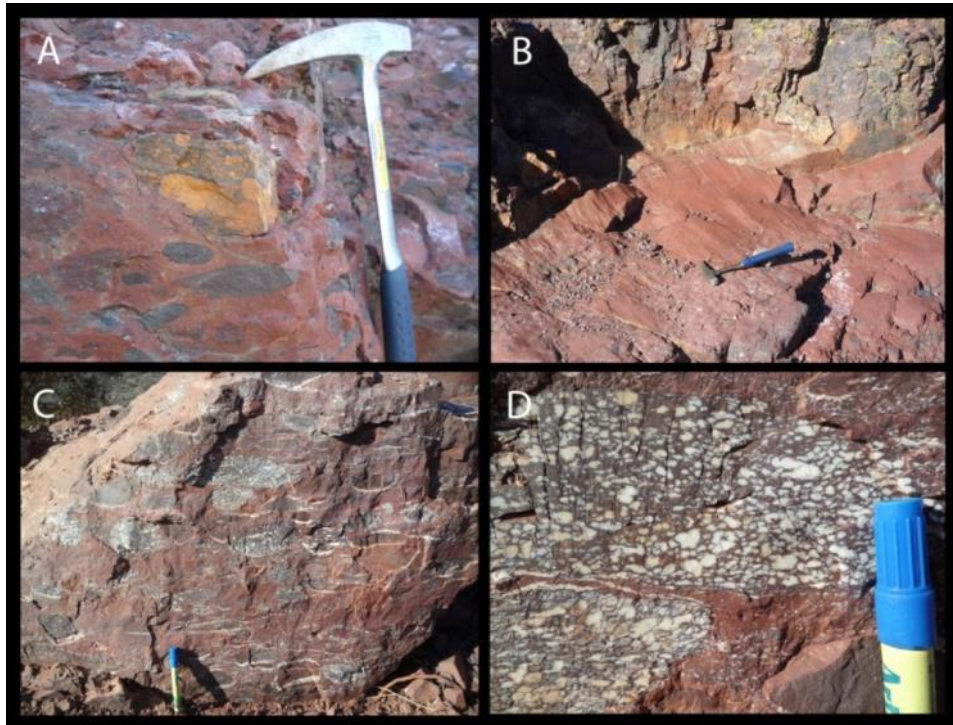


Figura 4.17: Imágenes de unidad Q (de Conglomerados Rojos). A: Clasto sedimentario de conglomerado, B: Espejos de falla característicos de la Unidad. C: Conglomerado matriz-soportado rojo, con foliación subhorizontal y argilización intensa en los bordes de los clastos, D: Plagioclasas de clastos andesíticos totalmente alteradas a arcillas.

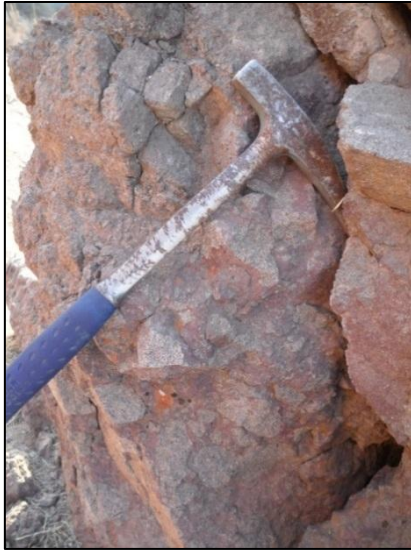


Figura 4.18: Lavas brechosas típicas del cajón de Lo Valle, nótese la matriz de color rojo.

- *Unidad S:* De igual forma que la unidad anterior, esta unidad se compone principalmente de lavas brechosas, pero presenta al menos tres intercalaciones conglomerádicas (Figura 4.13). Estos niveles se ubican en la base, parte media y el techo de la unidad y presentan en general mala selección, fábrica clasto-soportada, clastos de 1 a 50 cm de diámetro y color rojizo. Los clastos son en un 90% andesíticos y en un 10% tobáceos. Esta unidad alcanza en la ladera sur del cajón de Lo Valle 180 m de potencia y, probablemente, representa una disminución de la actividad volcánica en la zona, y un aumento de la erosión de los paleorelieves.

- *Unidad T:* Se apoya en concordancia sobre la unidad S, corresponde mayormente a conglomerados (Figura 4.21, columna 4) de color grisáceo a rojizos, clasto- a matriz-soportados, con selección regular a buena, redondeamiento bueno y clastos de en promedio 3 cm de diámetro. La composición de estos es también casi únicamente andesítica, con escasos clastos “ocoíticos”. En estos conglomerados es posible diferenciar niveles cada 3 a 4 m, encontrándose estos estratos separados por niveles de areniscas rojas de 20 a 70 cm (Figura 4.19). Presenta un espesor aproximado de 150 m (Figura 4.21)

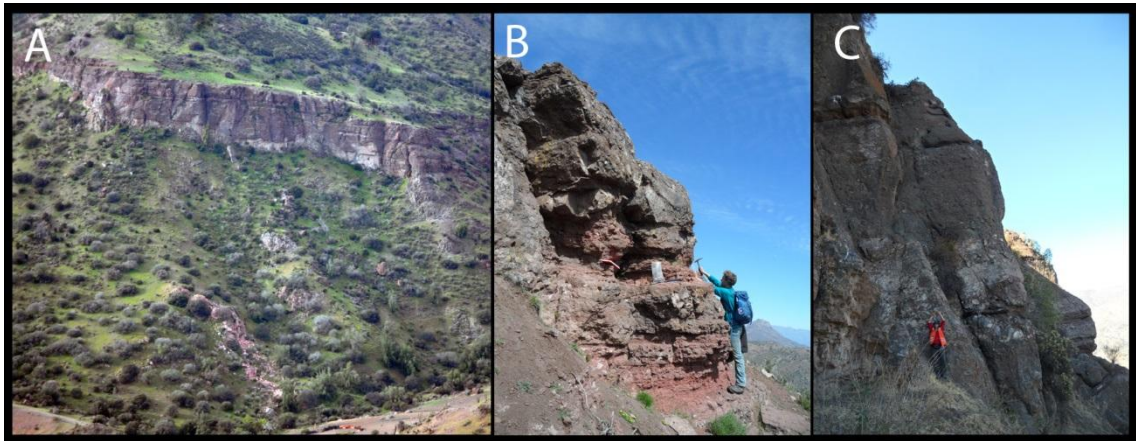


Figura 4.19: Imágenes de unidad T. A: Farellón en ladera sur de Cajón de Lo Valle donde afloran más de 30 m de conglomerados. B: Parte superior del Farellón, donde los conglomerados gradan a areniscas rojas finas, con laminación horizontal. C: Niveles conglomerádicos en el Farellón, nótese la potencia de cerca de 4 m de cada nivel, separado por horizontes de areniscas. Esta unidad se presenta una potencia aproximada de 150 a 180 m y representa probablemente un ambiente aluvial. Casi siempre se encuentra intruida en su base por la unidad de Intrusivos Verdosos y exhibe abundante alteración a ceolitas.

- Unidad U: Esta unidad aflora en la parte oriental del cajón de Lo Valle y se apoya en concordancia sobre la unidad T (Figura 4.21). Presenta en la base unos 50 m de lavas brechosas, sobre las que se apoyan al menos 50 m de brechas sedimentarias (Figura 4.21) que gradan lateralmente, en algunos sectores, a conglomerados matriz soportados (Figura 4.20), con porcentajes de matriz de arena gruesa en general superiores al 60% y clastos de 1 a 50 cm, con buen redondeamiento y selección y de composición andesítica pero de diferentes texturas. Esta unidad presenta menor alteración que las subyacentes, probablemente por la menor cantidad de cuerpos intrusivos que la cortan. Su espesor solo se puede calcular hasta la discordancia con la Formación Lo Valle, el que sería de al menos 180 m.

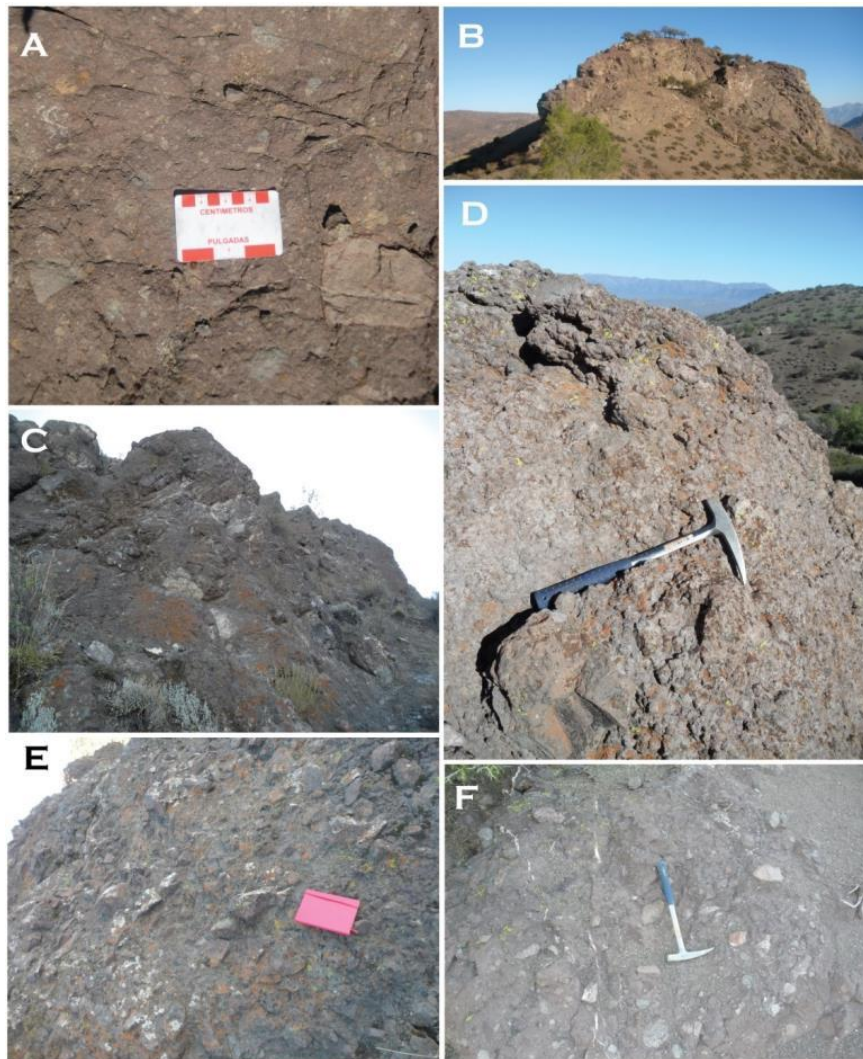


Figura 4.20: Imágenes de unidad U. A: Brechas sedimentarias polimícticas, matriz-soportadas de color rojizo. B, C y D: Vistas de afloramiento de brechas volcánicas de la unidad U. F: Brecha sedimentaria matriz-soportada.

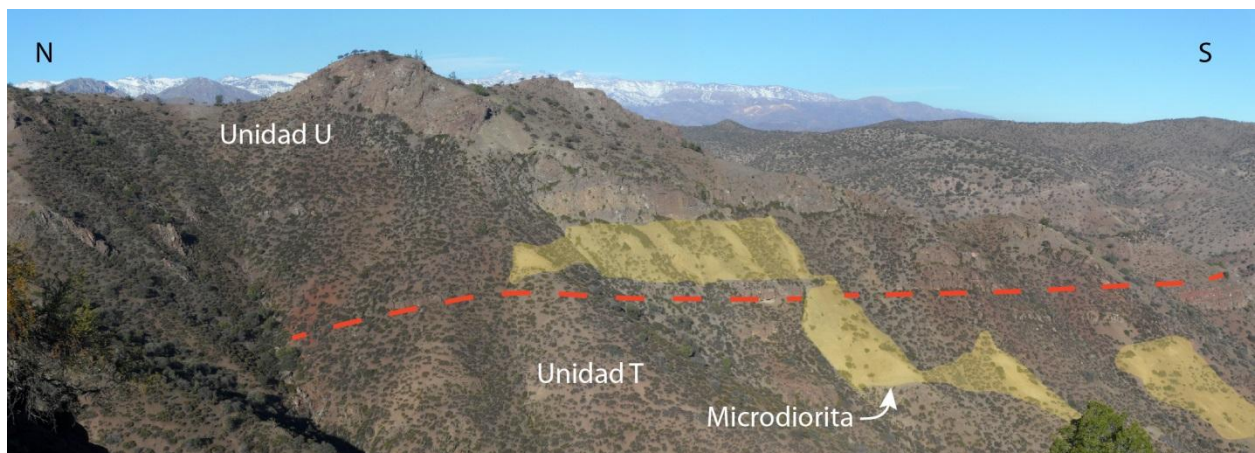


Figura 4.21: Vista hacia el este en la ladera norte del cajón de Lo Valle. Se observa el contacto entre la Unidad T de conglomerados y la Unidad U de brechas volcánicas y sedimentarias.

- **Formación Lo Valle:** Se apoya en discordancia sobre distintas unidades de la Formación Las Chilcas (Figuras 4.22, 6.12 y 6.13), específicamente sobre las unidades Q, R, S, T y U. En la ladera sur del cajón de Lo Valle es fácil reconocer la base de esta formación, pues está marcada por un intrusivo hipabisal basáltico de hasta 70 m de espesor que se emplaza justo en la discordancia (Figura 4.22). Sobre este aparecen inmediatamente tobas líticas soldadas blancas en la mayor parte de la ladera y violáceas hacia el este del cajón de Lo Valle. Sobre estas afloran tobas soldadas rosadas y moradas. En esta misma ladera, en el sector sur-este, afloran sobre estos niveles tobáceos, al menos unos 50 m de brechas rojizas monomícticas de clastos andesíticos, que probablemente se trate de flujos de lavas brechizados. En una columna realizada en el sector noreste del cajón de Lo Valle, se reconoció en la base de la Formación Lo Valle una secuencia de conglomerados, brechas, riodacitas y tobas (Figura 4.15 columna 5). Cortando a las infrayacentes unidades de la Formación Las Chilcas es posible reconocer en este sector al menos seis diques ignimbríticos de litología muy similar a las tobas de la Formación Lo Valle, que habrían sido los conductos alimentadores que permitieron la acumulación de los cientos de metros de espesor de depósitos piroclásticos que componen a la Formación Lo Valle. Mayor detalle respecto a sus características se describen en el Anexo VI (Boyce et al., 2014).

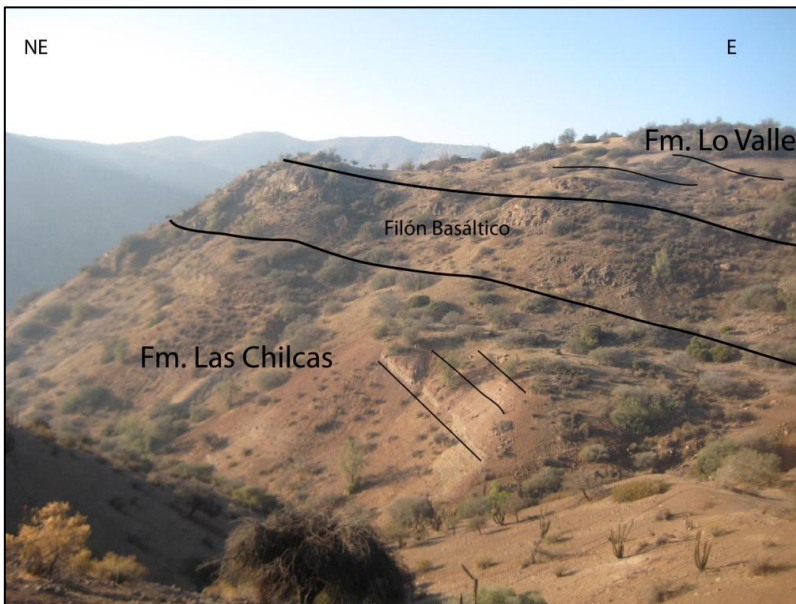


Figura 4.22: Vista hacia el este, en la ladera norte del cajón de Lo Valle, de filón basáltico emplazado en la discordancia entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle.

Al norte del cajón de Lo Valle, en el fundo de El Tabón, las unidades de la Formación Las Chilcas desaparecen y dan paso a una potente secuencia de tobas cuya disposición y estructura es irregular. Debido a la similitud litológica y a evidencias estructurales (Capítulo 6), estas tobas han sido incluidas en la Formación Lo Valle, pero dadas algunas diferencias estratigráficas con las tobas de la misma formación encontradas en la ladera sur del cajón de Lo Valle, se han separado en otra unidad, denominada unidad de Tobas Quebrada Perales, que toma nombre de la quebrada que cruza este fundo. A continuación se describen algunas características de esta unidad.

- **Unidad de Tobas de Quebrada Perales de la Formación Lo Valle:** Se compone principalmente de tobas soldadas y presenta una potencia aproximada de 350 – 400 m.

Ascendiendo por el cordón de cerros que se encuentra inmediatamente al sur de la quebrada Perales y, a pesar de la gran variación lateral de facies observada, es posible definir la siguiente sucesión estratigráfica general: comienza en la base con un nivel, de espesor desconocido, de tobas vítreas soldadas de color pardo que afloran en el sector occidental del fundo El Tabón. Sobre estas aparecen unos 100 m de tobas blancas líticas y tobas grisáceas vítreas con escasos fiammes. Estas son sobreyacidas por un nivel de al menos 150 m de potencia constituido por tobas violáceas y tobas rosadas con fiammes con escaso contenido de líticos. En la mitad superior de este nivel aparecen, en la quebrada Perales, dos lentes de conglomerados de unos 20 a 30 m de potencia, separados por una ignimbrita de color blanco de 15 m de potencia (Figura 4. 23). Estos conglomerados son matriz-soportados, presentan redondeamiento regular a bueno, intercalaciones de areniscas y abundantes clastos andesíticos y algunos de tobas violáceas. Sobre este nivel vuelven a aflorar algunos metros de tobas violáceas para luego pasar a tobas blancas y tobas violáceas, de hasta 200 m de espesor. Este último nivel presenta en la mitad superior, al menos tres lentes conglomerádicos de similares características a los que se encuentran más abajo, y cuya extensión lateral es muy difícil de verificar debido a la escasés de afloramientos y la mala consolidación que estos presentan. Los abundantes niveles conglomerádicos en esta unidad difieren de los encontrados en la Formación Lo Valle por Thomas (1958), Wall et al. (1999) y este autor en otras localidades. La existencia de estas diferencias, sumado a otras evidencias estratigráficas y estructurales, que se discuten en el capítulo 6 y Anexo VI, llevan a interpretar que esta unidad sería el producto de la generación de una caldera de colapso contemporánea a la deposición de la Formación Lo Valle.



Figura 4.23: Vista hacia el sur en la Qda. Perales, se observan dos potentes intercalaciones lenticulares de conglomerados entre las tobas de la Unidad de Quebrada Perales.

4.3 Nuevas edades U-Pb en circones para para el Plutón Caleu y las formaciones Lo Prado, Las Chilcas y Lo Valle.

4.3.1 Introducción

En el presente estudio, cuatro muestras de rocas volcánicas, una de intrusivo y seis areniscas medias de las formaciones Lo Prado (1) y Las Chilcas (5) fueron procesadas para realizarles geocronología U-Pb en circones (Figuras 4.24 y 4.25). A continuación se describen las edades de cristalización obtenidas para las rocas ígneas y las edades máximas de depositación para las rocas sedimentarias. La proveniencia de estas será abordada en el Capítulo 7. La metodología y la base teórica de la datación U-Pb en circones se presenta en el Anexo 1.

Para evaluar la edad de los depósitos a partir de circones detríticos, Dickinson y Gehrels (2009) concluyeron, a partir de 58 muestras de areniscas tomadas en el Plateau del Colorado, que el peak más joven que presenta un diagrama de probabilidad relativa de edades de circones detríticos (YPP) entrega una edad más joven que el depósito en solo un 5 % de los casos, sin embargo presenta una alta probabilidad de entregar la edad máxima del depósito, siendo en ocasiones hasta 50 Ma más antigua que su edad real. Por otra parte, la edad del circón más joven encontrado, a pesar que en algunos casos puede indicar una edad algo más joven que el depósito, en un 90% de las muestras coincidió con la edad real de éste, tomando en cuenta el error 1σ . Esto será tomado en cuenta para evaluar la edad real de los depósitos a continuación.

4.3.2 Formación Lo Prado

Hacia el techo de esta formación, según el mapa y perfiles realizados por Thomas (1958), en la quebrada El Almendral, inmediatamente al norte de la cuesta la Dormida, fue recolectada la muestra **LD-1601**. Esta corresponde a una wacka lítica a arcósica fina (ver Anexos II y III) y fue extraída de una potente secuencia de areniscas media-fina de color grisáceo con laminación paralela y estratificación cruzada en artesa, que presenta paleocanales de tamaño centimétrico a métrico rellenos con lutitas y conglomerados.

En esta muestra se analizaron 100 circones, de los cuales se consideraron los 61 que presentaban un porcentaje de discordancia menor al 10% (ver Anexo 1) (Figura 4.24). El circón más joven presenta una edad de 155.1 ± 2 Ma. Por otra parte el *peak* más joven tiene 157 Ma, mientras el de mayor importancia, y segundo más joven, 166 Ma.

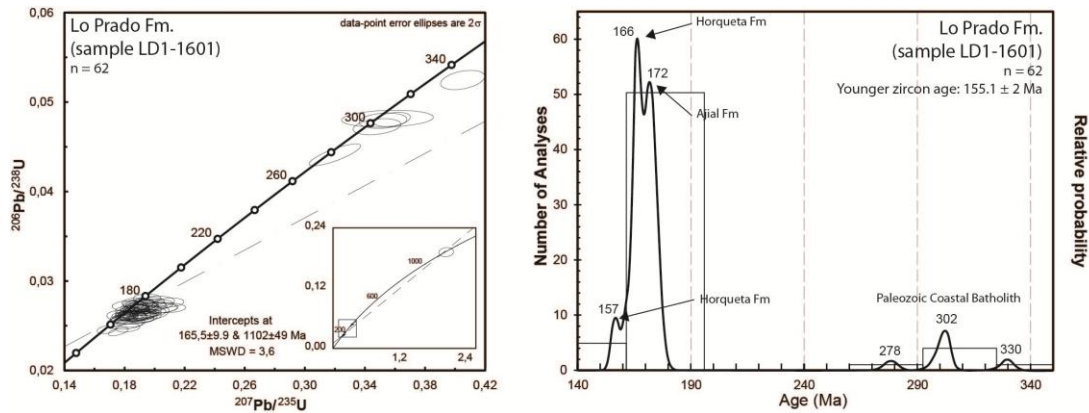


Figura 4.24: Edades U-Pb obtenidas en circones en arenisca de la Formación Lo Prado (muestra LD1-1601). A la izquierda curva de concordia y a la derecha diagrama de probabilidad relativa (marco teórico de estos gráficos ver Anexo I). Detalle en el texto.

La edad del circón más joven, como la del peak más joven, corresponden al Jurásico Tardío (Kimeridgiano), siendo mucho más antiguas que las edades del Berriasiano – Valanginiano reconocidas para esta formación por fósiles (Rivano et al., 1993), y que las edades de Ar-Ar en plagioclasa de 131 y 120 Ma de Boric y Munizaga (1994) y Morata et al. (2006) respectivamente. De manera que, a priori, estos resultados no ayudarían a acotar la edad de la Formación Lo Prado, indicando sólo que su edad máxima sería de 157 Ma.

4.3.3 Formación Las Chilcas, areniscas y rocas volcánicas

Para esta formación se dataron un total de 5 muestras de areniscas y una de un clasto de toba (Figura 4.24). A continuación se presentan estas edades agrupadas según los miembros que se definen a partir de las correlaciones que se realizan más adelante en el punto 4.4.2.

4.3.3.1 Muestras P5-2211, P16-2111 y PP3-1601 (Miembro Pitipeumo)

En la unidad E1, unos 180 m sobre la discordancia con la Formación Cerro Morado, fueron recolectadas las muestras P5-2211 y P16-2111 (Figura 4.13). La primera corresponde a una arenisca conglomerádica media que se encuentra intercalada entre los conglomerados que conforman esta unidad, mientras la segunda corresponde a un clasto de toba de más de 3 kg extraído de estos niveles conglomerádicos.

En la muestra **P5-2211** se analizaron un total de 100 circones, de los cuales solo se consideraron los que poseían un porcentaje de discordancia en las edades menor al 10 % (Ver anexo 1), por lo que finalmente se utilizaron los datos entregados por 61 circones (Figura 4.25 I). De estos, el circón más joven presenta una edad de $105,7 \pm 3,3$ Ma, seguido por una familia de 13 circones de edades entre 106,4 y 109,9 Ma. Por otra parte el peak más joven que presenta el diagrama de probabilidad relativa presenta una edad de 111 Ma. De manera que la edad máxima de este

depósito es indudablemente de 111 Ma y la edad del depósito muy probablemente esté dada por la edad de $105,7 \pm 3,3$ Ma del circón más joven.

Para la muestra **P16-2111** se analizaron 35 circones, utilizándose los 25 que presentaron un porcentaje de discordancia menor al 15 %. Los circones de esta muestra presentan edades de entre 106,8 y 121,1 Ma (Figura 4.26 I). El gráfico de probabilidad relativa de esta exhibe la existencia del peak más importante a los 113 Ma y uno menor a los 108 Ma. Esta dispersión en las edades es confusa para una toba, pues es de suponer que en estas el peak de circones más jóvenes debiera ser el más importante y representar la edad aproximada del depósito, de manera que es difícil indicar una edad precisa de esta muestra. Sin embargo, dado que existen 13 circones de edad menor a los 113 Ma del peak más importante, indica que posiblemente el magma que generó esta roca se mantuvo sobre los 1000 °C hasta al menos los 109 Ma. Esta edad en un clasto indica que efectivamente el depósito de donde se extrajo la muestra P5-2211 es más joven que 108 Ma, y reafirma su edad máxima inferida de 105 Ma.

La muestra **PP3-1601** fue recolectada al norte de la localidad de Punta Peuco, esto al sur de la zona de estudio. Ésta corresponde a una andesita de piroxeno en la que se analizaron 35 circones, considerándose los 29 que presentaron un porcentaje de discordancia menor al 30% (Figura 4.26 II). El circón más joven presenta una edad de $99,9 \pm 3$ Ma, mientras su edad media ponderada es de $103,2 \pm 0,7$ Ma.

Si bien en el presente trabajo no se realizó un mapeo de esta zona, a partir de la estructura homoclinal que exhibe la Formación Las Chilcas en esta zona (Wall et al., 1999; Gallego, 1994), se puede inferir que estas lavas se encontrarían sobre las Calizas de Polpaico, ubicadas inmediatamente al SW. De manera que éstas posiblemente estas presentan una edad anterior a los 102 Ma, por lo que corresponderían al Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas. Esto es coherente con la existencia de niveles calcáreos, encontrados en éste trabajo en la unidad D y por Arévalo (1992) al norte del río Aconcagua, en el Miembro Pitipeumo.

4.3.3.2 Muestras LC6-1609 y LC3-1509 (Miembro Tabón)

La muestra **LC6-1609** fue tomada en la unidad G (Figura 4.13). En esta muestra se dataron 104 circones, siendo considerados sólo los 48 que presentaron un porcentaje de discordancia menor al 20% (ver Anexo I). Presenta un único *peak* de 100 Ma, mientras el circón más joven muestra una edad de $97,9 \pm 2$ Ma (Figura 4.25 II).

La arenisca de la cual se extrajeron estos circones corresponde a una arcosa, que posiblemente es el producto de la erosión de un nivel de lavas que se encuentra inmediatamente abajo (unidad F). Por lo tanto, probablemente la edad de 100 Ma corresponda a la edad de este nivel de lavas.

La muestra **LC3-1509** corresponde a un nivel medio de la Formación Las Chilcas, siendo recolectada en la unidad M (Figura 4.13). Corresponden a arcosas medias de color gris (ver Anexos 2 y 3).

En ésta sólo se dataron 27 circones, de los cuales apenas 16 presentaron una discordancia menor al 15 % (Figura 4.25 III), de manera que las edades de esta muestra no son estadísticamente completas. El circón más joven de esta muestra presenta una edad de $93,3 \pm 5,4$ Ma, el siguiente circón más joven presenta una edad de $95,0 \pm 2,4$ Ma, mientras el peak más joven y más importante tiene 96 Ma. Dada la escases de los datos, se hace difícil estimar la edad del depósito, sin embargo a partir del circón más joven encontrado se puede inferir una edad cercana a los 93 Ma.

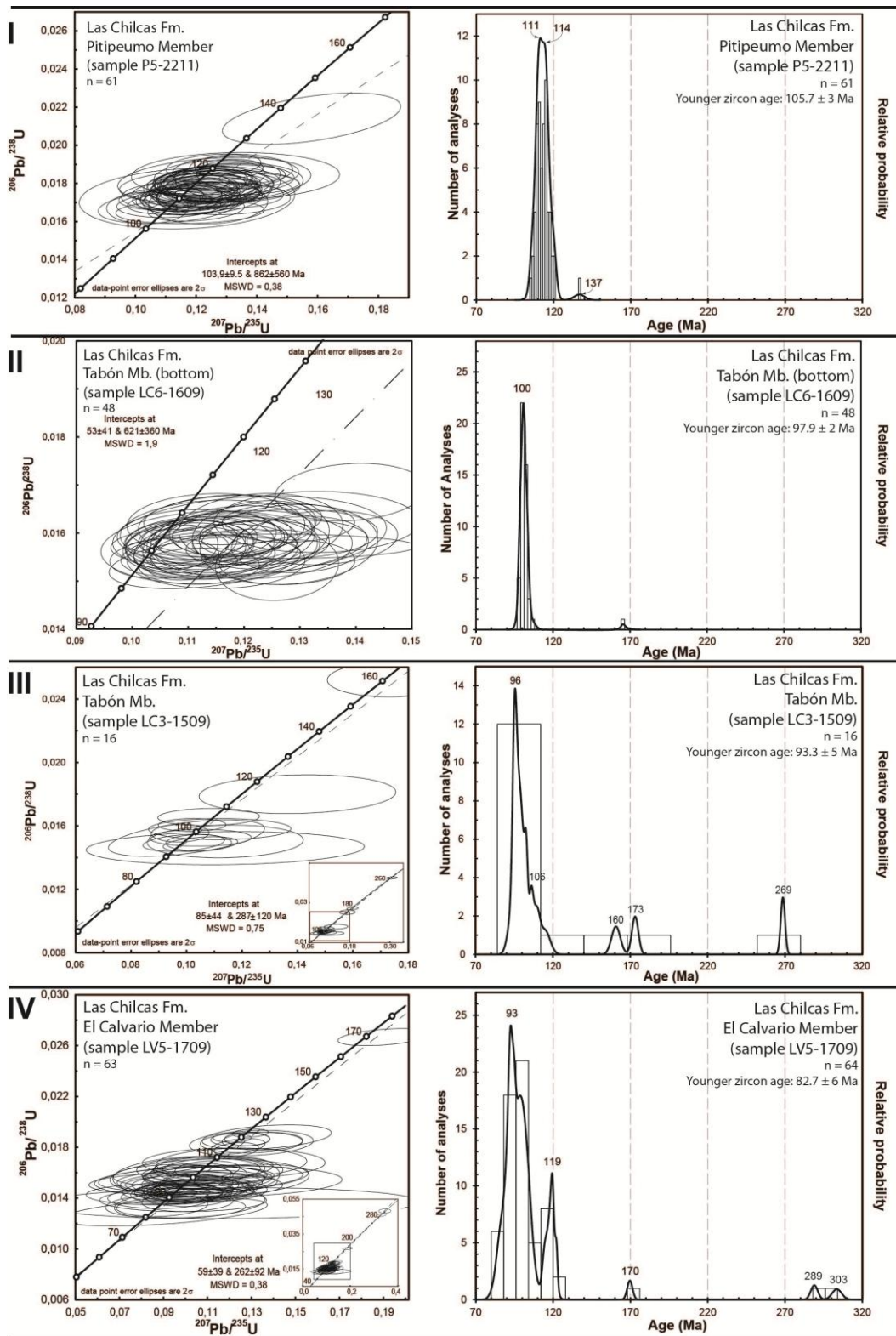


Figura 4.25: Edades de circones detríticos en areniscas de la Formación Las Chilcas. A la izquierda curva de Concordia y a la derecha diagrama de probabilidad relativa. I: muestra P5-2211; II: muestra LC6-1609; III: muestra LC3-1509; IV: muestra LV5-1709. Detalle en el texto.

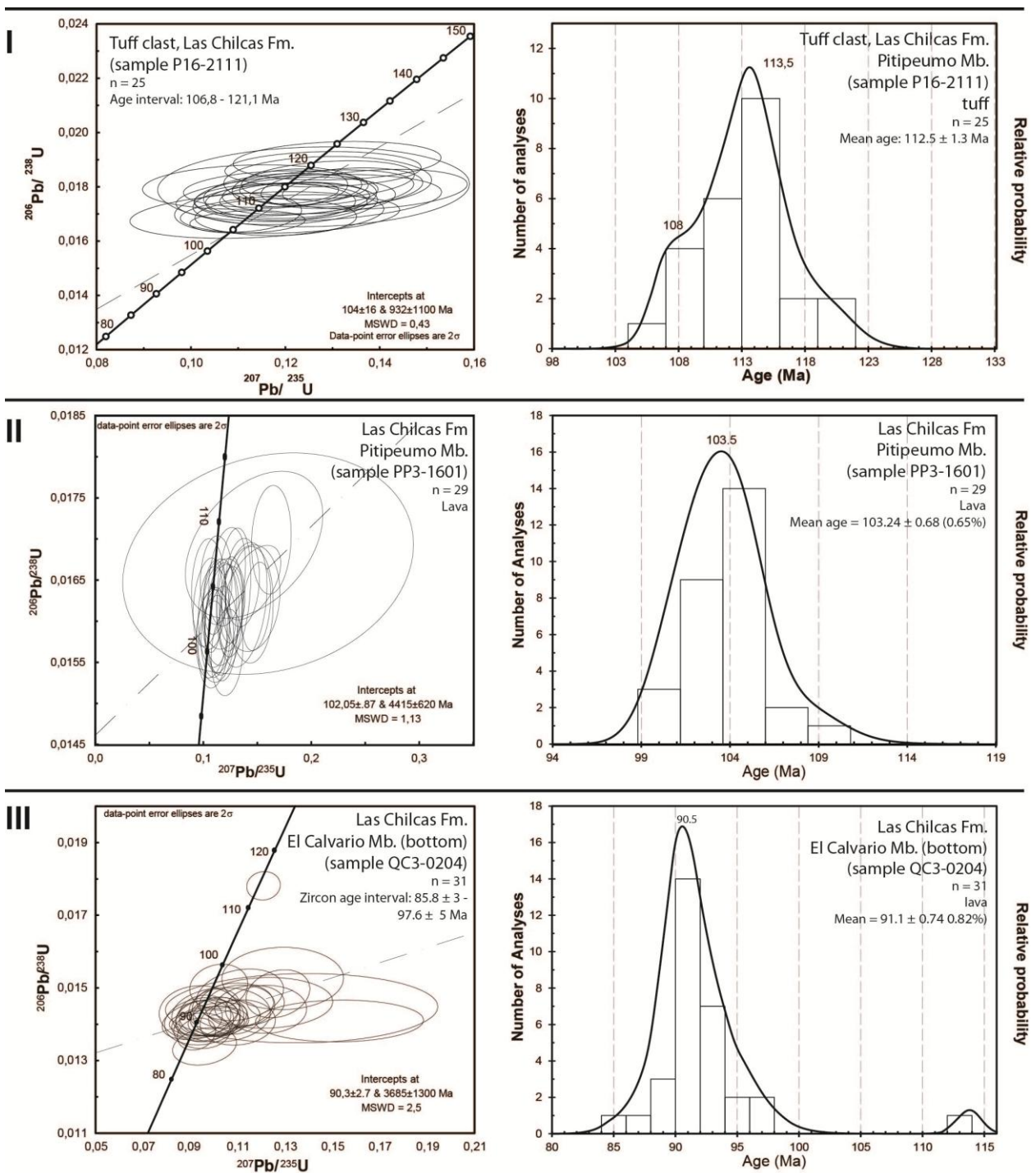


Figura 4.26: Edades de circones ígneos la Formación Las Chilcas. A la izquierda curva de Concordia y a la derecha diagrama de probabilidad relativa. I: muestra P16-2111, clasto de toba; II: muestra PP3-1601, lava andesítica; III: muestra QC3-0204, lava traquítica. Detalle en el texto.

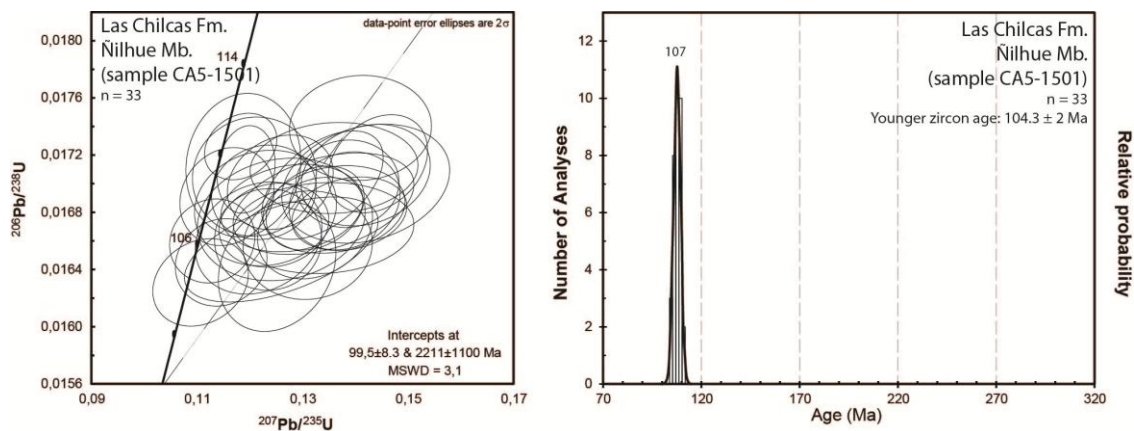


Figura 4.27: Edades de circones detríticos de muestra CA5-1501 de la Formación Las Chilcas. Tomada en el Miembro Ñilhue al norte del río Aconcagua. Izquierda: curva de concordia; derecha: diagrama de probabilidad relativa. Detalle en el texto.

4.3.3.3 Muestra CA5-1501 (Miembro Ñilhue)

Esta es la única muestra datada al norte del río Aconcagua, fue tomada cerca de la mina Portales, en la unidad C2 (Figura 4.13) y corresponde a una calcarenita media.

En ésta fueron analizados 100 circones, de los cuales 33 presentaron una discordancia menor al 20%. La edad del circón más joven es de $104,3 \pm 2$ Ma, mientras el único *peak* presenta una edad de 107 Ma (Figura 4.27).

Esta edad es bastante más vieja que el resto de las edades obtenidas para las porciones intermedias de la Formación Las Chilcas, de manera que se puede considerar sólo como una edad máxima.

4.3.3.4 Muestras QC3-0204 y LV5-1709 (Miembro El Calvario)

Sobre la base de los análisis estratigráficos realizados en este estudio, es posible establecer que estas muestras se encuentran hacia el techo de la Formación Las Chilcas. La primera corresponde a una traquita de anfíbola (ver Anexos II y III) de textura brechosa tomada en la unidad O (Figura 4.13), mientras la segunda a una cuarzwacka a waca arcósica fina de color rojizo (ver anexos 2 y 3) recolectada en la unidad T, en el cajón de Lo Valle (Figura 4. 15).

En la muestra de lava **QC3-0204** se analizaron un total de 35 circones, de los cuales se consideraron 31 por poseer un porcentaje de discordancia menor al 30% (ver Anexo I). El circón más joven arrojó una edad de $85,8 \pm 3$ Ma, mientras la edad media ponderada es de $91,1 \pm 0,7$ Ma (Figura 4.26 III). Dado que sólo dos circones caen fuera del rango de los $91,1 \pm 0,7$ Ma, se ha decidido considerar ésta última como la edad de cristalización de la lava.

En la muestra **LV5-1709**, fueron analizados un total de 100 circones, de los cuales 64 presentan discordancias de edades menores al 10 % (Figura 4.25 IV). El circón más joven de esta muestra posee una edad de $82,7 \pm 5,7$ Ma, mientras el peak más joven, y más importante a la vez, presenta una edad de 93 Ma. Si se tomara simplemente éste peak como la edad máxima del depósito, se estarían obviando 16 circones de edades más jóvenes, de los cuales 8 presentan edades entre 82,7 y 89,5 Ma, lo que no sería adecuado si se quiere determinar con la mayor precisión posible la edad del depósito. De manera que la edad más probable para la sedimentación de esta unidad sería la de $82,7 \pm 5,7$ Ma, correspondiente al circón más joven.

4.3.4 Formación Lo Valle

Se tomó la muestra ET31-1407, en la unidad piroclástica Perales, en una posición estratigráfica probablemente cercana a la base de la Formación Lo Valle. En esta se analizaron 35 circones, de los que se consideraron 31 que poseían una discordancia menor al 30% (ver Anexo I). El circón más joven arrojó una edad de $71,7 \pm 2$ Ma, mientras la media ponderada $73,3 \pm 0,5$ Ma (Figura 4.28), indicando una edad de cristalización para esta toba, posiblemente, del Maastrichtiano temprano.

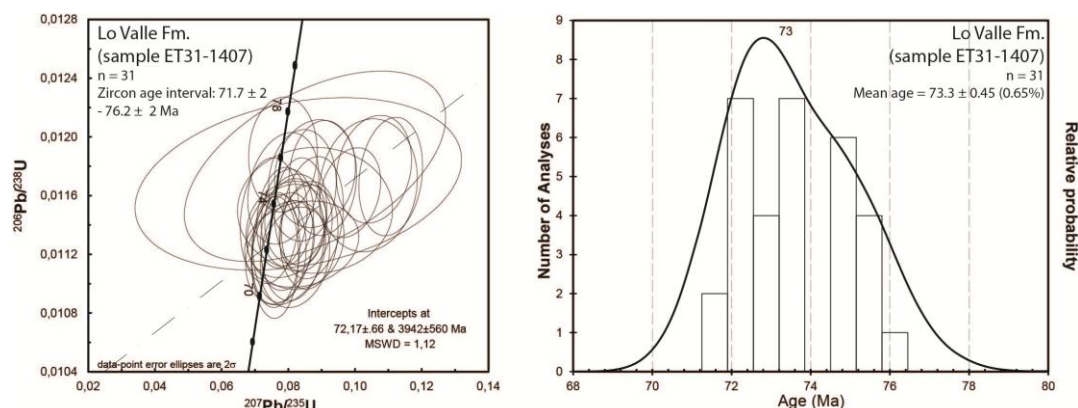


Figura 4.28: Edades de circones ígneos de toba de la unidad quebrada Perales, cerca de la base de la Formación Lo Valle. A la izquierda curva de Concordia, a la derecha diagrama de probabilidad relativa.

4.3.5 Plutón Caleu

Justo en el límite nor-oriental del Plutón Caleu, a menos de 300 m del contacto con las rocas sedimentarias que componen la base de la Formación Las Chilcas fue tomada la muestra P3-2211 que corresponde a una granodiorita de textura fanerítica intensamente alterada. En esta se analizaron 35 circones, de los cuales sólo fueron utilizados los datos de 27, que presentaban más de 85 % de concordancia en las edades. Esta muestra exhibe que la mayor parte de ellos cae sobre la Concordia (Figura 4.29), pero sus edades no son idénticas, dispersándose entre los 109,7 y los 123,4 Ma. Esta dispersión se observa más claramente en un gráfico de probabilidad relativa

(Figura 4.29), donde la mayor probabilidad se encuentra entre dos *peaks* de 113,5 y 116 Ma. La edad media ponderada de estos circones es de $115,1 \pm 1$ Ma. Estas edades son bastante más antiguas que las edades que existen para la unidad más antigua del Plutón Caleu (hasta 106 Ma).

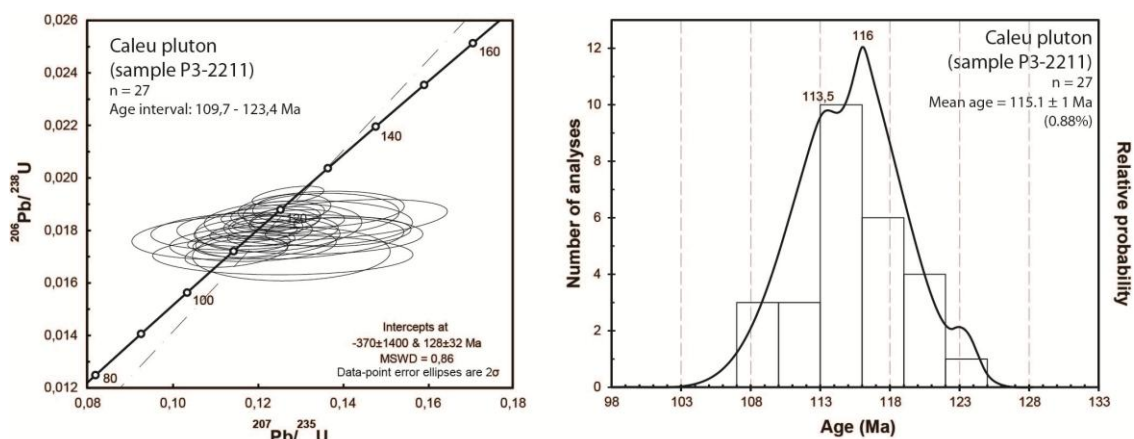


Figura 4.29: Edades obtenidas en las rocas ígneas muestreadas. i) Edades obtenidas para circones en la muestra P16-2111. ii) Edades obtenidas para circones en la muestra P3-2211. Izquierda: Curva de Concordia. Derecha: Histograma.

4.4 Sección estratigráfica general de la Formación Las Chilcas y correlaciones

4.4.1 Introducción

Como se revisó más arriba, al sur del río Aconcagua, entre el cerro Diablo y el cerro Montecristo, se estudió una sección de 2400 m de la Formación Las Chilcas, desde su base hasta su porción media, y 11 km al sur-este, en el cajón de Lo Valle, se estudiaron 900 m de la porción superior de esta formación, cubriendo de esta forma desde la base hasta el techo de la Formación Las Chilcas. Es difícil interpretar la distancia estratigráfica entre ambas columnas, pero a partir del análisis estratigráfico regional que se realizará en este capítulo, esta se puede inferir.

Por otra parte, al norte del río Aconcagua es donde se han realizado la mayor cantidad de trabajos que abordan los problemas estratigráficos de la Formación Las Chilcas, por lo que se hace necesario unificar un criterio en esta zona, para luego poder correlacionar con la geología observada al sur del río Aconcagua.

En la Figura 4.30, a la izquierda, se presenta la columna estratigráfica generalizada de la Formación Las Chilcas al sur del río Aconcagua, realizada a partir de lo descrito en este trabajo. A su derecha se muestran tres columnas esquemáticas de esta misma formación, pero al norte del río Aconcagua, dos de estas realizadas por autores anteriores (ver Figura 1.9) y una efectuada en el presente estudio. Estas se disponen una al lado de la otra de manera de poder correlacionar las diferentes unidades definidas en este trabajo con los miembros descritos anteriormente.

4.4.2 Correlaciones al norte del río Aconcagua

La primera columna esquemática del norte del río Aconcagua, en la Figura 4.30, corresponde a lo descrito por Carter y Aliste (1962), quienes separaron la Formación Las Chilcas definida por Thomas (1958) en: (1) La Formación Cerro Morado, compuesta por 1800 m de lavas y tobas; (2) la Formación Las Chilcas, con un miembro inferior denominado Tabón, compuesto principalmente de rocas volcanoclásticas y un espesor variable de entre 500 y 2500 m, y un miembro superior, Ñilhue, compuesto de calizas y chert, con hasta 825 m de espesor. Recubriendo el conjunto reconocieron a (3) la Formación Lo Valle, compuesta principalmente de brechas volcánicas. Cabe destacar que esta última había sido definida por Thomas (1958) solo al sur del río Aconcagua, compuesta casi exclusivamente de tobas.

Inmediatamente a la derecha se encuentra la columna esquemática de lo observado en el presente estudio, desde el sector de Cerrillos de Catemu hasta la quebrada El Durazno. En esta se observa un miembro inferior de cerca de 500 m de brechas sedimentarias, que se asocia al Miembro Tabón de Carter y Aliste (1962). Estas están sobreyacidas por un nivel de 100 m de calizas y calcarenitas (unidad C2), que se correlaciona con el Miembro Ñilhue de Carter y Aliste (1962). Finalmente, hacia el techo afloran brechas andesíticas que pertenecerían al Miembro El Calvario de la Formación Lo Valle (*sensu* Carter y Aliste 1962).

La tercera, y última, columna hacia la derecha corresponde a lo reconocido por Viteri (1970) y por Arévalo (1992), un poco más al norte, en la zona de la mina Cerro Negro. Estos autores mantienen el Miembro Ñilhue y separan del Miembro Tabón de Carter y Aliste (1962) en un miembro inferior, Pitipeumo, compuesto de conglomerados, brechas, areniscas, fangolitas, calizas, lavas andesítico-basálticas y tobas, con espesores variables de entre 435 y 1015 m, y un miembro superior, que mantiene el nombre Tabón, compuesto de brechas y conglomerados mal seleccionados con un espesor de hasta 950 m.

Al observar estas columnas, se logra apreciar, que sólo al norte del río Aconcagua se presentan importantes variaciones de espesores estimadas para los diferentes miembros según los distintos autores. Así por ejemplo, donde se realizó el presente estudio, en el sector de Cerrillos de Catemu hasta la quebrada El Durazno, el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas (*sensu* Viteri, 1970), compuesto de brechas macizas, se apoya inmediatamente sobre las lavas de la Formación Cerro Morado, con un espesor de cerca de 500 m. Mientras que, en los sectores estudiados por Viteri (1970) y por Arévalo (1992), sobre la Formación Cerro Morado se apoya el Miembro

Pitipeumo, compuesto de areniscas y depósitos volcánicos, para luego dar paso al Miembro Tabón. Por otra parte, lo observado en este estudio indica que, sobre las brechas y conglomerados basales de la Formación Las Chilcas (Miembro Tabón) que afloran entre Cerrillos de Catemu y Meseta del Negro, se apoyan no más de 100 m de depósitos calcáreos, correlacionado con el Miembro Ñilhue de Carter y Aliste (1962), no obstante estos mismos autores describen que esta unidad calcárea alcanza un espesor de hasta 830 m en el sector del fundo El Ñilhue, solo 4 km al sur de la quebrada El Durazno, sin indicar su espesor en otros sectores.

Estas importantes diferencias en los espesores y las litologías de la Formación Las Chilcas en distintas localidades, sumado a la falta de trabajos detallados en otras localidades y dataciones, han impedido históricamente realizar una separación regional de ésta en varias unidades o miembros. Sin embargo, a partir de las nuevas dataciones presentadas en este trabajo (Capítulo 4.3) y del levantamiento de nuevas columnas al sur del río Aconcagua, es posible inferir algunas correlaciones que ayudan a esclarecer el orden estratigráfico y espacial de la Formación Las Chilcas.

4.4.3 Correlación de la estratigrafía entre norte y sur del río Aconcagua, definición de nuevos miembros para la Formación Las Chilcas y su cronología

A partir de los análisis estratigráficos realizados por trabajos anteriores y del mapeo y nuevas columnas realizadas en el presente trabajo, y con el objetivo de hacer más fácil el reconocimiento estratigráfico de la Formación Las Chilcas, se ha decidido definir un nuevo esquema estratigráfico para ésta, correlacionando los miembros definidos en trabajos anteriores, con las unidades observadas en este trabajo. Esto es enormemente facilitado por las nuevas dataciones U-Pb que se presentaron en el capítulo 4.3.

4.4.3.1 *Miembro Pitipeumo*

El Miembro Pitipeumo, de Viteri (1970), se ajusta estratigráfica y litológicamente a los primeros 450 m de la columna realizada en este estudio al sur del río Aconcagua, abarcando a las unidades D, E1-E2, F y la porción inferior de la unidad G (Figura 4.30). Dadas las edades de circón más joven de $105,7 \pm 3$ y $97,9 \pm 2$ Ma para las unidades E2 y G respectivamente (muestras P5-2211 y LC6-1609), el Miembro Pitipeumo tendría una edad de aproximadamente 105 - 100 Ma.

4.4.3.2 *Miembro Tabón*

El Miembro Tabón, de Viteri (1970), comprendido por facies conglomerádicas y de brechas, se correlaciona también de buena manera, en la estratigrafía y en la composición litológica, con la porción media-superior de la unidad G, H e I (Figura 4.30). Sin embargo las unidades de areniscas y conglomerados intercalados con areniscas y fangolitas (unidades J, K, L M y N) no tendrían correlación al norte del río Aconcagua. No obstante, si se considera al Miembro Tabón, tal como fue definido por Carter y Aliste (1962), con depósitos volcanoclásticos intercalados con

fangolitas cafesosas, limonitas, areniscas, tobas y brechas, estas unidades podrían también ser asignadas en este mismo miembro. Tomando esto en cuenta, y a partir de los circones más jóvenes encontrados en su base (Unidad G), de $97,9 \pm 2$ Ma (muestra LC6-1609), y en su porción media-alta (Unidad M), de $93,3 \pm 5,4$ Ma (muestra LC3-1509), el Miembro Tabón acá definido presentaría una edad de entre 100 y 93 Ma.

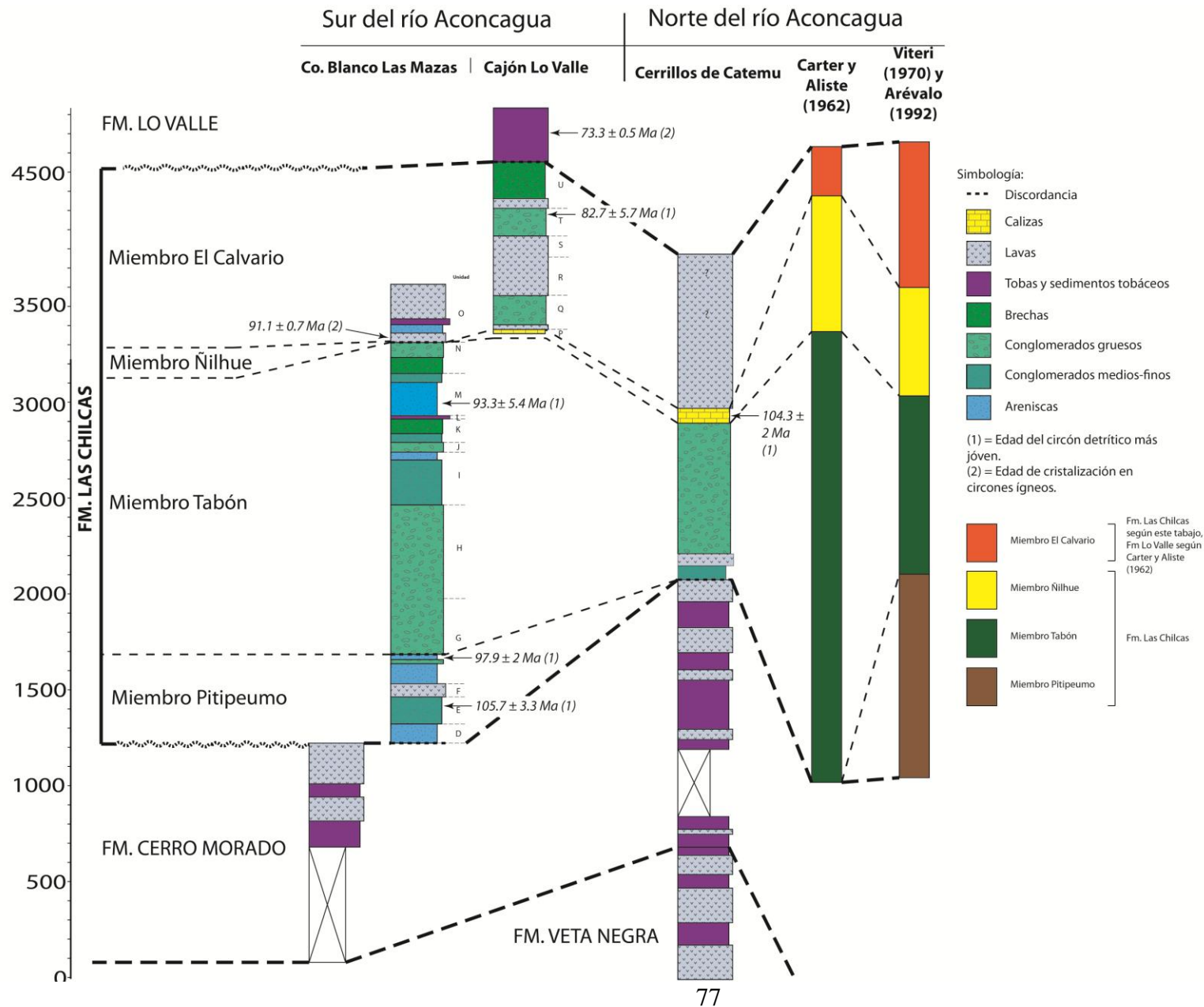


Figura 4.30: Columna estratigráfica generalizada de la Formación Las Chilcas al sur del río Aconcgua, entre el cerro Diablo y la cuesta de Chacabuco correlacionada con los miembros definidos para esta formación al norte del río Aconcgua por Carter y Aliste (1962) y Viteri (1970). Mayor detalle respecto a los miembros y las correlaciones en el texto. Se presentan las edades U-Pb obtenidas en este trabajo: (1) = circones detríticos, edad del circón más joven; (2) = circones ígneos, edad media ponderada.

4.4.3.3 *Miembro Ñilhue*

El Miembro Ñilhue está compuesto principalmente por depósitos calcáreos de agua dulce y según lo descrito por trabajos anteriores al norte del río Aconcagua (Carter y Alsite, 1962), se apoya sobre el Miembro Tabón. Los únicos niveles calcáreos observados al sur del Aconcagua fueron los representados por las unidades D y P. Se puede descartar que la primera unidad corresponda al equivalente del Miembro Ñilhue por su baja posición estratigráfica, sin embargo la unidad P sí pareciera ser el equivalente de éste miembro al sur del río Aconcagua, pues bajo ésta se encuentran los depósitos de conglomerados del Miembro Tabón, definido más arriba, y hacia arriba depósitos mayormente volcánicos, correspondientes a las unidades Q, R, S, T y U, al igual que como se tiene al norte del río Aconcagua bajo y sobre el Miembro Ñilhue. De manera que, sobre la base de su litología y posición estratigráfica, es sensato interpretar que el Miembro Ñilhue y la unidad P son equivalentes laterales.

Sobre la base de esta idea, el Miembro Ñilhue debiera presentar una edad máxima de 93 Ma (correspondiente al techo del Miembro Tabón). No obstante, el circón más joven de la única muestra de arenisca tomada en éste miembro (muestra CA5-1501) tiene una edad de 104.3 ± 2 Ma, bastante más vieja que su edad inferida. Sin embargo, esta corresponde a una edad máxima de depositación, por lo que no se contrapone con la edad máxima esperada para el Miembro Ñilhue de 93 Ma. La edad de su techo está acotada por la edad de la base del miembro superior de la Formación Las Chilcas que se describirá más abajo.

4.4.3.4 *Miembro El Calvario*

El Miembro El Calvario fue definido originalmente por Carter y Aliste (1962) como el miembro basal de la Formación Lo Valle al norte del río Aconcagua. Éste se apoya sobre el Miembro Ñilhue de la Formación Las Chilcas y está compuesto por más de 2000 m de brechas andesíticas.

En el presente trabajo, al sur del río Aconcagua, se reconoció que sobre la unidad P (recién correlacionado con el Miembro Ñilhue), en el cajón de Lo Valle, afloran las unidades Q, R, S, T y U, que corresponden a unos 900 m de brechas, lavas andesíticas y conglomerados asignadas a la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958). De forma que, de ser correcta la correlación de la unidad P con el Miembro Ñilhue, estos niveles volcánicos y volcano-sedimentarios, correspondientes al techo de la Formación Las Chilcas y que sobreyacen a la unidad P, al sur del río Aconcagua, no estarían representados al norte o habrían sido erróneamente incluidos por los distintos autores que trabajaron en ese sector dentro de la Formación Lo Valle, como el Miembro El Calvario. Esto último es muy probable, pues al norte del río Aconcagua el Miembro El Calvario (correspondiente a la Formación Lo Valle según Carter y Aliste, 1962), exhibe gran similitud litológica con la que se observa en las rocas asignadas a la Formación Las Chilcas en el cajón de Lo Valle (unidades Q, R, S, T y U), presentando ambas en la base un potente nivel de conglomerados rojos, y hacia arriba potentes sucesiones de brechas andesíticas. Además la Formación Lo Valle, definida por Thomas (1958) al sur del río Aconcagua, presenta características litológicas muy diferentes a las del Miembro El Calvario, siendo la primera compuesta principalmente por tobas mientras la segunda por brechas andesíticas.

Es por esto que en el presente trabajo se propone definir el Miembro El Calvario como el techo de la Formación Las Chilcas, traspasando el Miembro El Calvario, definido por Carter y Aliste (1962) al norte del río Aconcagua en la base de la Formación Lo Valle, a la Formación Las Chilcas, e incluyendo los niveles principalmente volcánicos que se encuentran hacia el techo de la Formación Las Chilcas al sur del río Aconcagua (unidades Q, R, S, T y U). Así éste está compuesto principalmente por brechas andesíticas de color grisáceo e intercalaciones de conglomerados café-rojizos matriz-soportados, que al sur del río Aconcagua llegan a ser muy potentes (hasta 150 m).

Esta sucesión predominantemente volcánica, en el techo de la Formación Las Chilcas, no solo puede ser observada al norte del río Aconcagua y en el cajón de Lo Valle, pues al este de la cuesta Las Chilcas, sobre los depósitos conglomerádicos del Miembro Tabón, Thomas describe una sucesión muy potente de rocas predominantemente volcánicas, cuya base correspondería a la unidad O definida en este trabajo. Esta se apoya en discordancia sobre la unidad N del Miembro Tabón (el Miembro Ñilhue se encontraría en este sector erosionado).

La edad máxima del Miembro El Calvario estaría acotada, en su base, por una edad media ponderada de U-Pb en circones de una traquita de anfíbola de la Unidad O de $91,1 \pm 0,7$ Ma (muestra QC3-0204), mientras su edad mínima estaría dada por la edad del circón más joven obtenida en una arenisca cerca del techo, en la Unidad T, de $82,7 \pm 5,7$ Ma. Es decir estaría aproximadamente en el rango de los 90 – 82 Ma. Esta edad corrobora que en realidad estos depósitos no pertenecen a la Formación Lo Valle, pues como se vio más arriba, un análisis U-Pb en circones de una toba cercana a la base de esta última arrojó una edad ponderada mucho más joven, de $73,3 \pm 0,5$ Ma.

Con estos antecedentes, se puede indicar que el Miembro El Calvario pudiera correlacionarse con la Formación Salamanca, definida por Rivano y Sepúlveda (1991) en la Hoja Illapel, la cual consta de una secuencia volcano-sedimentaria compuesta por lavas, tobas, brechas volcánicas andesíticas a ácidas, con intercalaciones riolíticas, que hacia la base presenta importantes niveles de conglomerados y areniscas. Para esta formación, Jara y Charrier (2014) obtuvieron dos edades U-Pb de una lava y una toba de $81,5 \pm 1,1$ Ma y $87,7 \pm 1,2$ Ma respectivamente, muy similares a la edad obtenida en la unidad T del Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas, en el cajón de Lo Valle.

A modo de resumen, se puede expresar que, tanto al norte como al sur del río Aconcagua, la Formación Las Chilcas (*sensu* Rivano et al., 1993) podría subdividirse en seis unidades, de base a techo: La Formación Cerro Morado, la Formación Las Chilcas con los miembros Pitipeumo, Tabón, calizas del Miembro Ñilhue y El Calvario (tentativamente correlacionable con la Formación Salamanca) y cubriendo las unidades anteriores, la Formación Lo Valle.

4.5 Nuevo esquema para la Formación Las Chilcas

A partir de las correlaciones antes descritas, es posible conformar un nuevo esquema estratigráfico para la Formación Las Chilcas (Figuras 4.31 y 4.32), en el cual se ha decidido mantener a la Formación Cerro Morado de Carter y Aliste (1962), por presentar características litológicas distintas a la Formación Las Chilcas, como el fuerte predominio de niveles volcánicos por sobre los sedimentarios. La edad de esta formación, acotada por su posición estratigráfica, sería de entre, aproximadamente, 118 y 106 Ma. Esta definición es coherente con la existencia de una serie de edades U-Pb de entre 116 y 106 Ma obtenidas por diversos autores (Wall et al., 1999; Sellés, 2000; Sellés y Gana, 2001; Godoy et al., 2006), tanto al norte como al sur de Santiago, en lavas y tobas intercaladas en potentes niveles volcánicos asignados a la Formación Las Chilcas, pero que, bajo el esquema acá propuesto, corresponderían a la Formación Cerro Morado.

Sobre la Formación Cerro Morado se apoya en discordancia la Formación Las Chilcas subdividida en cuatro miembros regionales: (1) Miembro Pitipeumo: compuesto de calizas, areniscas, lavas y conglomerados medios de buen redondeamiento; (2) Miembro Tabón: compuesto de brechas, conglomerados masivos y algunas intercalaciones de areniscas hacia el techo; (3) Miembro Ñilhue, compuesto por calizas, margas, calcilutitas y calcarenitas. Y (4) Miembro El Calvario, apoyado en discordancia sobre el último, compuesto en la base por conglomerados, areniscas y tobas que pasan hacia arriba a andesitas brechosas, conglomerados y potentes niveles de brechas volcánicas y sedimentarias. La edad de la Formación Las Chilcas, a partir de dataciones de circones detríticos en la base y en el techo, está comprendida entre ~105 y ~82 Ma, Albiano superior a Campaniano inferior.

Bajo este nuevo esquema, además del mapa regional de la Figura 4.32, se presentan, fuera de texto, dos mapas, correspondientes a las zonas encerradas en rectángulos en la Figura 4.6.

4.5.1 La ubicación estratigráfica de las Calizas de Polpaico en este nuevo esquema de la Formación Las Chilcas

Thomas (1958) incluyó dentro de la Formación Las Chilcas a los importantes afloramientos de rocas calcáreas que afloran en el sector de Polpaico. Desde entonces, estas se han mantenido dentro de la Formación Las Chilcas, sin embargo no ha logrado ser esclarecida la posición estratigráfica que estas poseen dentro de la formación.

A pesar de que en este trabajo no se analizó en detalle la geología al sur de la localidad de Rungue, los trabajos geológicos anteriores, sumados a las nuevas edades y definiciones estratigráficas aquí expuestas permiten inferir una posición estratigráfica para esta unidad.

Martinez-Pardo (1994) interpretaron en las Calizas de Polpaico, a partir de una asociación de fósiles encontrados, una edad del Albiano medio, es decir cerca de 106 Ma. Asimismo, Gallego (1994) dató, mediante K-Ar, un nivel de lavas apoyado sobre las calizas, obteniendo una edad de 95 ± 3 Ma (Cenomaniano). Por otra parte, en el presente trabajo fue datado, mediante U-Pb en circones, un nivel de andesitas ubicado en el cerro Punta Peuco (muestra PP3-1601), ubicado 4 km al NNE de los afloramientos de las Calizas de Polpaico, arrojando una edad media ponderada de $103,24 \pm 0,7$ Ma.

Según la estructura observada en este trabajo y la descrita por trabajos anteriores para la Formación Las Chilcas en esta zona, ésta presenta un suave homoclinal buzante hacia el este. Por esta razón, el nivel de lavas, desde el que fue extraída la muestra PP3-1601 se encontraría sobre las Calizas de Polpaico, siendo posiblemente correlacionable con el nivel de lavas datado por Gallego (1994) en 95 ± 3 Ma. De manera que, tomando en cuenta la mayor certeza que presentan las edades U-Pb, es muy probable que las Calizas de Polpaico sean más antiguas que los 103.24 ± 0.68 Ma que presentan las lavas de Punta Peuco, por lo que serían albaianas, lo que es coherente con las edades interpretadas en estas calizas a partir de asociaciones fósiles (Martinez-Pardo et al., 1994; Wall et al., 1999).

Esta edad se encuentra dentro del rango de edad asignada para el Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas en este trabajo (ver Capítulo 4.4.2.1). Además esto concuerda con la existencia de niveles calcáreos (unidad D) y volcánicos (lavas y tobas) descritos en el Miembro Pitipeumo tanto en éste trabajo (Figura 4.13) como por Arévalo (1992). Por lo tanto es sensato asumir que las Calizas de Polpaico, cuyo espesor sería cercano a los 30 m (Gallego, 1994), pertenecen al Miembro Pitipeumo, por lo que corresponderían a la base de la Formación Las Chilcas.

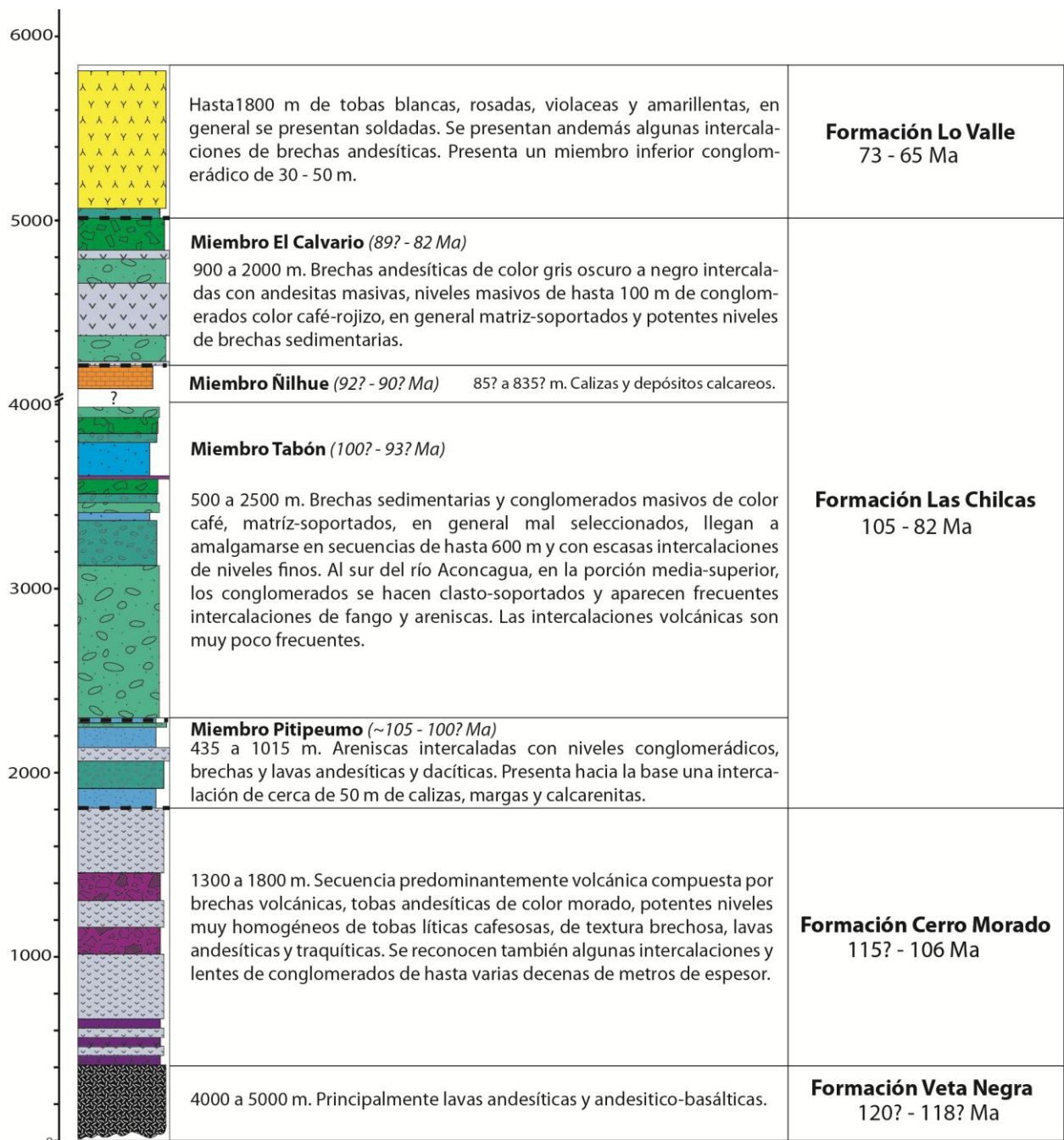


Figura 4.31: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio.

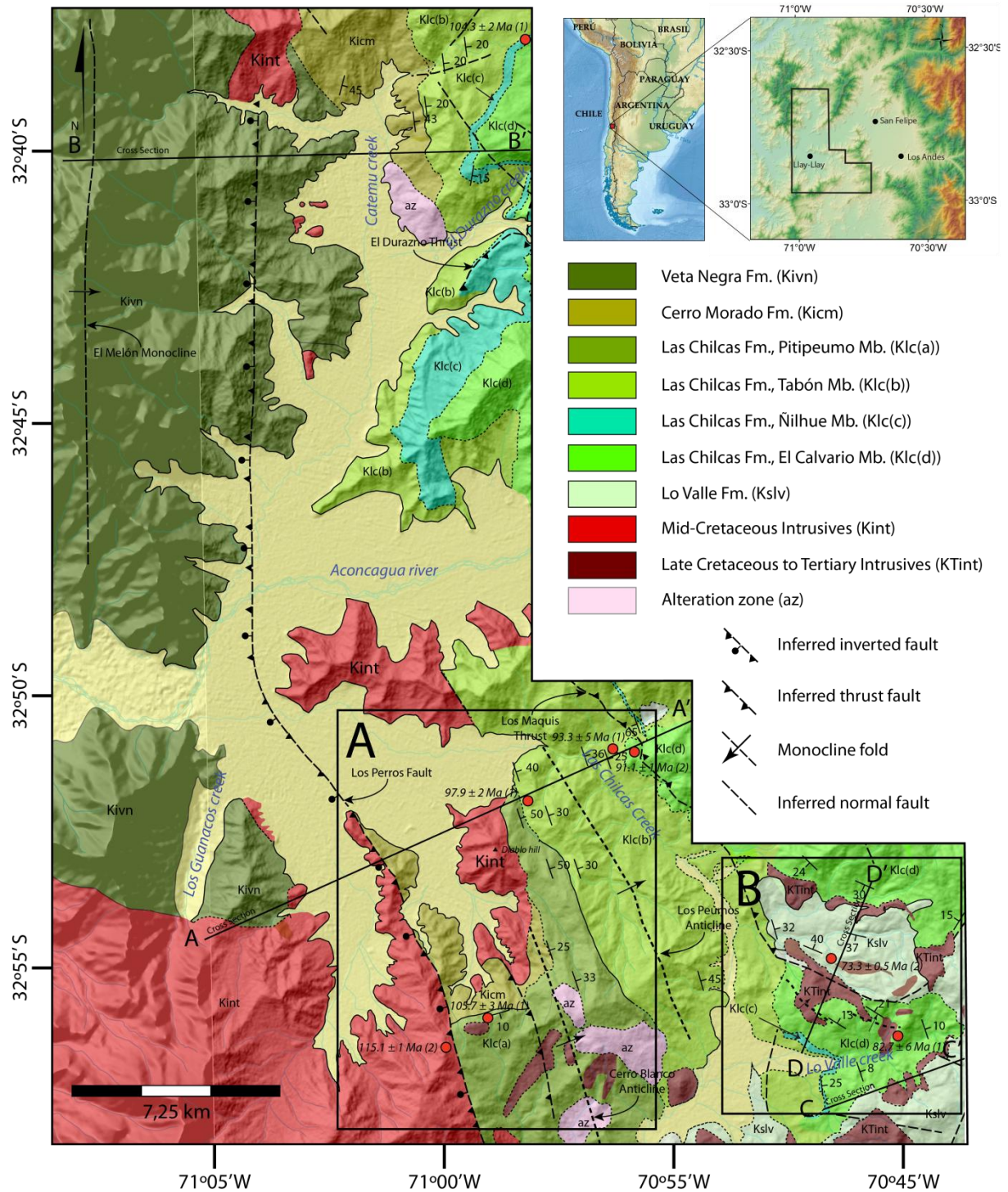


Figura 4.32: Mapa geológico de la zona de estudio en base a los miembros definidos en el presente trabajo. En puntos rojos se muestran las edades U-Pb obtenidas en este trabajo: (1) circones detríticos, edad del circon más joven; (2) = circones ígneos, edad media ponderada. Mapa, a mayor detalle, de las zonas A y B, fuera de texto.

5 SEDIMENTOLOGÍA

5.1 Introducción

Los depósitos que componen la Formación Las Chilcas, en particular en las cercanías de su localidad tipo, son en general, gruesos, continentales, caracterizados por la presencia de conglomerados medios-gruesos, en algunos sectores bastante masivos y continuos. Con el fin de distinguir los ambientes sedimentarios que representan estos depósitos se realizaron 10 columnas estratigráficas, sumando un total de 926 m de potencia en los miembros Pitipeumo, Tabón y la base de El Calvario (Figuras 5.19, 5.20 y 5.21). Se definieron 9 facies que representan procesos de transporte masivos, traccionales y turbulentos, 5 asociaciones de facies y 3 sistemas sedimentarios generales.

Las facies se designaron con códigos de dos letras, siguiendo para los conglomerados una nomenclatura similar a la definida por DeCelles et al. (1991) en su detallado estudio de depósitos de abanicos aluviales del Paleoceno en los Conglomerados de Beartooth (en Wyoming y Montana). Para las areniscas y fangos se siguió lo definido por Miall (1996).

Los nombres de los tipos de flujos que generaron los depósitos aquí descritos derivan de sus diferentes propiedades físicas, que dependen de la concentración de granos o sedimentos en el flujo y del contenido de arcilla. Los diferentes nombres de los flujos en función de estas características se resumen, a partir de lo estudiado por Dasgupta, (2003), en la Figura 5.1. En la Figura 5.2 se explica, mediante un gráfico de gradiente de velocidad versus estrés de cizalle, la diferencia física de los distintos caracteres de los flujos.

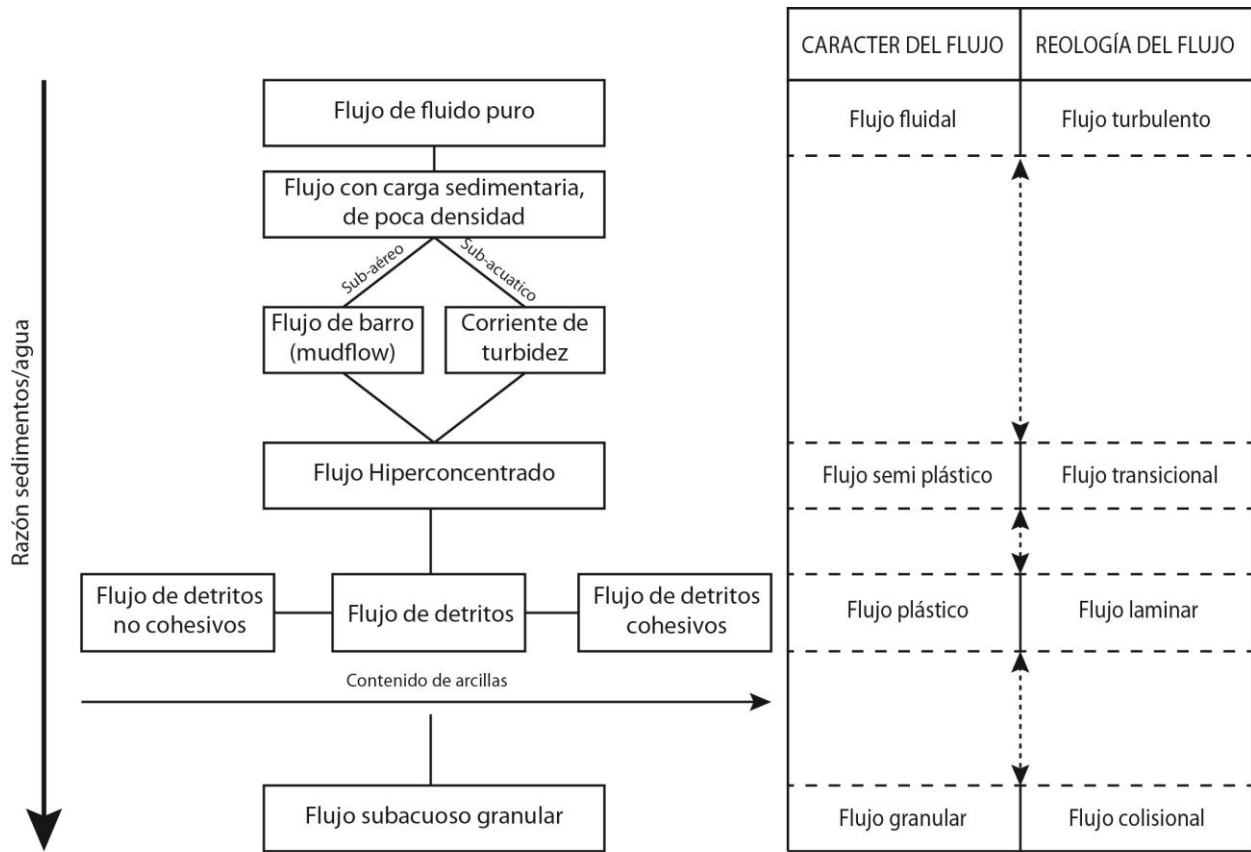


Figura 5.1: Clasificación general de flujos acuosos basada en la tendencia del cambio en el carácter y reología del flujo en relación con la proporción y composición de los granos en el sistema. Modificado de Dasgupta (2003).

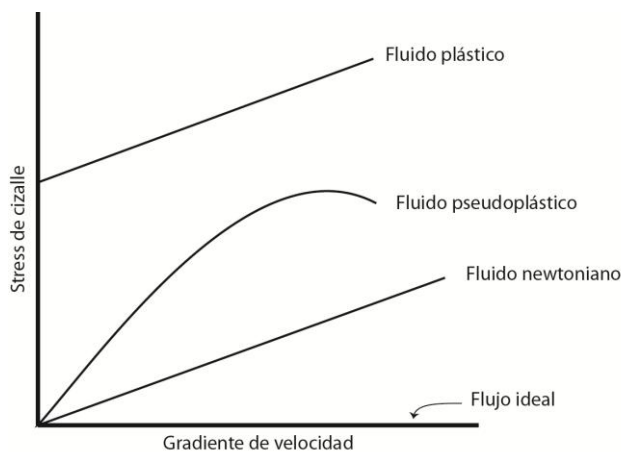


Figura 5.2: Fluidos newtonianos y no-newtonianos. En base a Mott (2006).

Tabla 5.1: Escala granulométrica para sedimentos (Wentworth, 1922).

Tamaño de sedimento (mm)	Inglés	Español
>256	Boulder	Pedreón
64-256	Cobble	Guijarro
16-64	Pebble	Guija
4-16	Pebble	Guija
2-4	Granule	Gránulo
1-2	Very coarse sand	Arena muy gruesa
0.5-1	Coarse sand	Arena gruesa
0.25-0.5	Medium sand	Arena media
0.125-0.25	Fine sand	Arena fina
0.063-0.125	Very fine sand	Arena muy fina
0.004-0.063	Silt	Limo
<0.004	Clay	Arcilla

5.2 Facies

Como se mencionó más arriba, en este trabajo se reconocieron 9 facies que se describen a continuación (Tabla 5.2), estas son:

- Conglomerado clasto-soportado masivo, con selección regular a buena (G1).
- Conglomerado clasto-soportado con selección regular a buena y estratificación horizontal, cruzada en artesa y/o planar (G2).
- Conglomerado clasto- a matriz-soportado mal seleccionado con clastos mal redondeados (G3).
- Conglomerado matriz-soportado, mal seleccionado (G4)
- Brechas masivas, matriz soportadas (Bm)
- Arenisca media a gruesa sin estructuras sedimentarias ni gradaciones (Sm)
- Arenisca media con laminación horizontal (Sh)
- Areniscas medias con estratificación cruzada en artesa (St)
- Fangolita masiva (Fm)

5.2.1 Conglomerado clasto-soportado masivo, con selección regular a buena (G1)

Descripción: Corresponde a conglomerados clasto-soportados de selección regular a buena y redondeamiento y esfericidad de sus clastos regular a buena. Generalmente no presentan estratificación, pero los clastos alargados suelen presentarse imbricados (Figura 5.3 y 5.14), y en algunos niveles presenta gradación normal.

Estas capas en general presentan 1 a 5 m de espesor y bases erosivas. Se presentan tanto como niveles continuos por varios metros, como en niveles lenticulares e intercalados con niveles de fango (Figura 6.12).

Están compuestos por proporciones variables de clastos andesíticos de tamaño variable entre tamaño guija y guijarro. La matriz consiste en arenisca de selección regular, generalmente es arenisca gruesa. En ocasiones, es posible observar en estos conglomerados lentes de forma muy irregular y de espesor menor a 30 cm, de areniscas gruesas con estructuras sedimentarias como estratificación cruzada en artesa (Figura 5.3).

Interpretación: La fábrica clasto-soportada y la presencia de bases erosivas indicarían que los conglomerados de la facies G1 se habrían depositado por flujos turbulentos que depositaban la carga de sedimentos por tracción. Los pequeños niveles lenticulares de areniscas de forma irregular dentro de estos conglomerados (Figura 5.3) confirman esta hipótesis pues estos serían producto del relleno de sedimentos más finos en pequeños canales que quedan entre los guijarros depositados por el río en barras o en los espacios intersticiales, generándose estructuras sedimentarias, típicas de corrientes de tracción, como estratificación cruzada (Miall, 1996).

Existen importantes similitudes encontradas en esta facies con la denominada G1 de DeCelles (1991), la que consiste en conglomerados clasto-soportados, con buena selección, ausencia de estratificación, presencia de imbricación y capas de 0,2 a 0,5 m de espesor. Éste autor la interpretó como gravas fluviales, similares a las que se depositan en sistemas modernos de ríos *braided* o trenzados. La característica bimodalidad en la granulometría probablemente es el resultado de infiltración posterior de sedimentos más finos entre los espacios abiertos que dejó la grava.

En el caso de la facies G1 definida en el presente trabajo, la presencia de gradación normal no fue siempre observada y se observaron niveles de este conglomerado de mayor espesor al encontrado por DeCelles (1991), de hasta 5 m, lo que probablemente sea debido a la amalgamación de varios niveles.

Esta facies también tiene similitudes con la facies Gcm definida por Miall (1996), de gravas masivas, clasto-soportadas, con bases no erosivas. Este autor las interpreta como el producto de flujos pseudoplásticos.



Figura 5.3: Conglomerado clasto-soportado masivo, con selección regular, al este de la cuesta Las Chilcas. Notar estratificación cruzada en artesa en lente arenoso.

Tabla 5.2: Facies definidas en la sección estratigráfica estudiada de la Formación Las Chilcas en el área de estudio.

Facies	Facies de Miall	Descripción	Interpretación
G1	Gcm, Gp	Conglomerado masivo, sin estructuras, bien seleccionado, clasto-soportado, con bases erosivas.	Rellenos de canales durante etapa declinante y acreción de barras.
G2	Gcm, Gt, Gp, Gh	Conglomerado regularmente seleccionado, clasto-soportado, de tamaño guija a guijarro. Presenta imbricación, laminación horizontal y estratificación cruzada en artesa.	Barras longitudinales y frontales; rellenos de canal.
G3	Gmc	Conglomerado masivo, sin estructuras, mal seleccionado, clasto-soportado, con clastos tamaño guija a bloques, mal redondeados.	Flujos hiperconcentrados
G4	Gmm	Conglomerado masivo, de selección regular a mala, con clastos tamaño guija a bloque y matriz soportado.	Flujos de detritos
Bm	Gmm	Brecha masiva, de selección regular a mala, con clastos tamaño guija a guijarro, matriz soportada, rica en cristales	Flujos de lahar hiperconcentrados
Sm	Sm	Arenisca fina a gruesa, masiva o con escasa laminación	Depósitos de sedimentos de flujos de gravedad.
Sh	Sh	Arenisca muy fina a gruesa, puede ser conglomerádica; con laminación horizontal.	Flujo crítico
St	St	Arenisca fina a muy gruesa, puede ser conglomerádica. Presenta estratificación cruzada en artesa.	Dunas de cresta sinuosa y linguoide.

5.2.2 Conglomerado clasto-soportado con selección regular a buena y estratificación horizontal, cruzada en artesa y/o planar (G2)

Descripción: Conglomerado clasto-soportado, con selección regular a buena, y con clastos de tamaño guija. Suele presentar estratificación horizontal e imbricación de clastos (Figura 5.4. b), en ocasiones es distinguible estratificación cruzada en artesa. Es característica en esta facies la frecuente intercalación con lentes y niveles de areniscas gruesas con estratificación horizontal (Figura 5.5), los que presentan bordes más regulares y mayor extensión lateral y vertical que los lentes presentes en la facies G1.

Se presenta en niveles con espesores de 0,5 a 4 m, y extensión lateral de varios metros. Presenta bases erosivas, a veces presenta gradación normal y además de las intercalaciones de areniscas, son frecuentes, en el sector del estero Las Chilcas, las intercalaciones con frecuentes niveles de espesores de hasta 1,5 m de fangolita masiva (Figura 5.4, a).

Se compone de clastos mayormente andesíticos de tamaño grava, bien redondeados, que están usualmente en contacto entre sí.



Figura 5.4: Conglomerados clasto soportados de la facies G2. a: se observa estratificación horizontal y la arquitectura de los canales. b: imbricación de clastos.

Interpretación: Su base erosiva, la fábrica clasto-soportada y la imbricación de los clastos indican la deposición de esta facies a partir de flujos turbulentos. La estratificación cruzada en artesa, así como las bases erosivas de forma cóncava hacia arriba indica deposición en canales. La estratificación horizontal y cruzada planar indican deposición en barras longitudinales y laterales o transversales respectivamente.

Estos canales debieron presentar profundidades de 1 a 4 m, a partir de la potencia de los estratos, aunque probablemente haya niveles amalgamados.

Esta facies tiene muchas similitudes con la facies G2 de DeCelles (1991). Este autor caracterizó la facies G2 como un conglomerado clasto-soportado, moderadamente seleccionado, con clastos de tamaño guija a guijarro, con presencia de estratificación horizontal, cruzada en artesa y planar e imbricación. Argumentó a partir de sus bases erosivas y de las gradaciones normales, deposición en barras longitudinales y canales de entre 1 y 4 m de profundidad, dado el espesor común de estas capas.



Figura 5.5: Conglomerado de la facies G2, con laminación horizontal y base erosiva. Notar en la porción media y hacia el techo lentes de arenisca con laminación paralela.

5.2.3 Conglomerado clasto- a matriz-soportado mal seleccionado con clastos mal redondeados (G3)

Descripción: Conglomerado clasto- a matriz-soportado, mal seleccionado (Figura 5.6). Su base suele ser un contacto gradual, no erosivo, por lo que se hace difícil diferenciar los distintos niveles cuando se encuentran varios metros de espesor de esta misma facies.

No presenta estructuras sedimentarias ni gradaciones, tampoco se suele intercalar con niveles más finos, presentándose en general en estratos masivos.

Se compone de clastos andesíticos de hasta 0,4 m, mal redondeados y matriz de arenisca fina a media.

Interpretación: La ausencia de estructuras sedimentarias generadas por tracción indica que el flujo no es compatible con los que suelen generar estratos bien definidos o “bedforms”. A su vez, probablemente, estos niveles fueron generados por una fase fluida compuesta de arena, limo, arcilla y agua, con una densa dispersión de guijas, guijarros y pedreones, donde se combinaron diferentes fuerzas.

DeCelles (1991) define la facies G3 como un conglomerado masivo, mal seleccionado con clastos de tamaño guijarro a pedreón y matriz- a clasto-soportado, lo cual se correlaciona de buena manera con la facies G3 definida en este trabajo. Se considera que la ausencia de una matriz de grano fino y el dominio de los niveles clasto-soportados, sugieren que el principal mecanismo de transporte no correspondería a flujos pseudoplásticos.

Depósitos similares a estos serían generados por flujos canalizados de alta densidad que formarían carpetas no turbulentas a lo largo del canal (en Miall, 1996).



Figura 5.6: Conglomerado clasto a matriz soportado, con mala selección. Facies G3.

5.2.4 Conglomerado matriz-soportado, mal seleccionado (G4)

Descripción: Conglomerado masivo, sin gradaciones ni estructuras sedimentarias, matriz-soportado, mal seleccionado (Figura 5.7, b), de base no erosiva. En general no se encuentran intercalados niveles más finos.

Se compone de clastos mal seleccionados, mal redondeados, de tamaño guija a pedrones (Figura 5.8). La matriz de estos conglomerados en general se compone de arcillas y arenas.

Entre algunos de estos niveles conglomerádicos es posible encontrar pequeños niveles regulares de fangolita masiva de hasta 15 cm de potencia, con sectores ricos en clastos angulosos de hasta 10 cm de diámetro (Figura 5.8).

Los afloramientos continuos de esta facies pueden tener hasta 15 m de potencia y cientos de metros de extensión lateral, producto de varios flujos amalgamados horizontal y verticalmente (Figura 5.7, a).

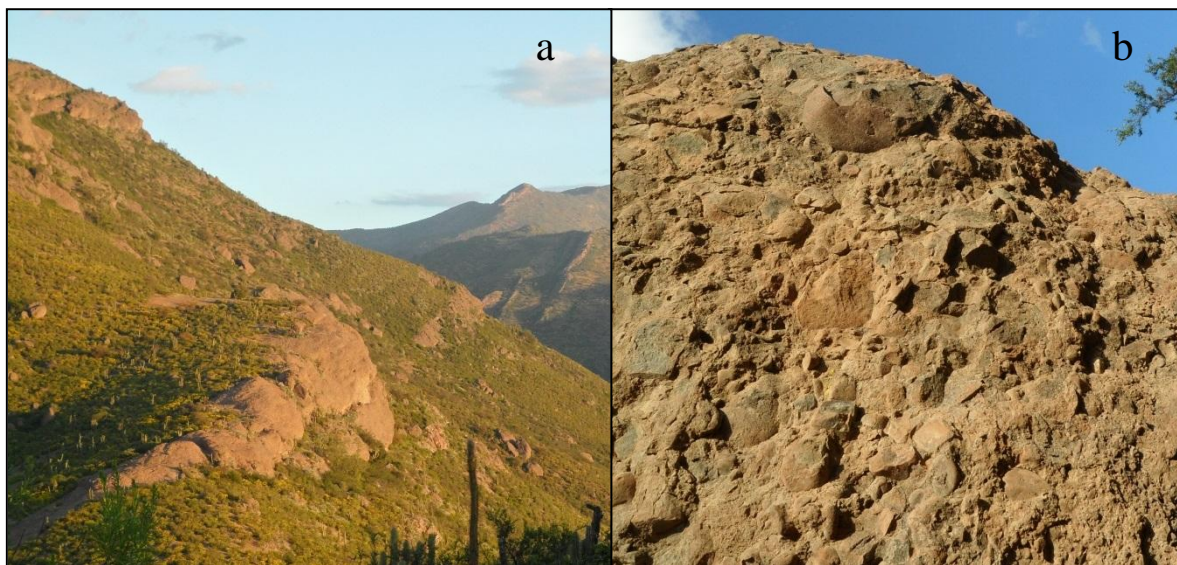


Figura 5.7: Conglomerado de la facies G4. a: apariencia típica masiva de sus afloramientos, con varios flujos amalgamados; en la quebrada Los Loros. b: fábrica matriz-soportada, clastos mal redondeados y mala selección.

Interpretación: Los conglomerados matriz soportados y mal seleccionados son usualmente atribuidos a la deposición de flujos de detritos o pseudoplásticos (DeCelles et al., 1991).

Estos flujos, dada su fábrica matriz soportada, presentan una concentración de sedimentos mayor al 40%, siendo hiperconcentrados. En este caso el esfuerzo de cizalle es transmitido a través del

flujo por fuerzas dispersivas producto de la colisión entre clastos. Los granos de mayor tamaño tienden a moverse a las zonas de menor cizalle, como los bordes del flujo, resultando en gradación inversa. Este mecanismo permite la presencia de grandes clastos en la cima del flujo (Miall, 1996).

Cuando las concentraciones de sedimentos son aún más altas, se forma un flujo hiperconcentrado, pseudoplástico, en el cual la matriz tiene la fuerza suficiente para soportar enormes clastos de tamaño bloque (Miall, 1996), tal como se observa en la Figura 5.8.

Las delgadas capas de fangolitas intercaladas en algunos sectores, correspondería a carpetas de tracción características que forman la base de los flujos de detríticos al avanzar.

DeCelles et al. (1991) definió la facies G4 como un conglomerado masivo muy mal seleccionado, matriz soportado, con clastos de tamaño guija a pedreón, siendo los estratos individuales rara vez identificables por varios metros. Todas estas características se ajustan de buena manera a la facies G4 definida en el presente estudio. Este autor la interpretó como producto de flujos de detritos pseudoplásticos, lo que se coincide con lo inferido para esta facies.

Figura 5.8: Conglomerado de la facies G4. Muy mal redondeamiento, notar clastos de tamaño bloque



flotando en una matriz más fina y abajo carpeta de tracción. Martillo de escala.

5.2.5 Brechas masivas, matriz-soportadas (Bm)

Descripción: Corresponde a brechas volcanoclásticas de color morado ligeramente café, en general con clastos de tamaño guija, con fábrica matriz-soportada y masiva, sin estructuras sedimentarias (Figura 5.9).

En general presenta gradación inversa, sus niveles no exhiben desarrollo de capas y tienen espesores de 3 a 5 m. Hacia la base suele ser muy pobre en clastos, conformando una arenisca masiva, en la que algunas veces es posible observar laminación horizontal. En algunos lugares, donde se ha acumulado esta facies por un espesor importante, es posible diferenciar flujos gracias a la presencia de niveles muy finos, de 10 cm de espesor, de areniscas muy finas o fangolita.

Estas brechas en general presentan selección regular a mala. Los clastos son de tamaño de gránulo a guija (2 a 6 cm), tienen muy mal redondeamiento y ocupan entre un 2 y un 40 % de la roca. Estos en general presentan solo tres tipos de litologías: a) una roca volcánica porfídica, probablemente andesítica, de color gris-verdoso, b) clastos volcánicos de color oscuro y c) cristales de feldespatos. La matriz es de color morado y rica en cristales de feldespatos (30 % de los clastos), probablemente plagioclasas, por su forma tabular, que se encuentran con un color blanco lechoso. Estos cristales presentan similares formas, tamaños y colores que los que se encuentran como fenocristales en los clastos andesíticos, por lo que probablemente cristales como líticos sean el producto de la erosión de la misma roca fuente.

En la ladera occidental del cerro Montecristo esta facies se mantiene por cerca de 50 m de espesor, y se encuentra incidida por un paleo-valle de cerca de 25 m de altura, relleno por conglomerados de la facies G3, en el que se encontró un clasto de cerca de 60 cm de largo, muy mal redondeado, de la facies Bm, lo que confirma como una fuerte de erosión de esta facies y posterior deposición del conglomerado G4.

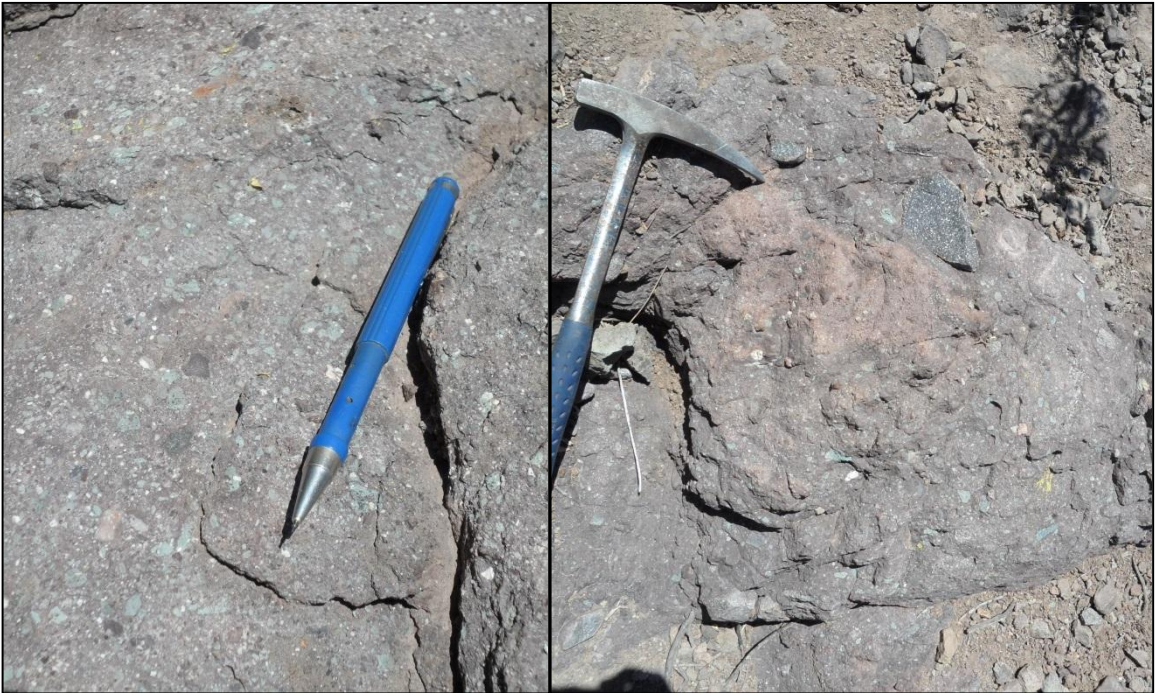


Figura 5.9: Apariencia de facies Bm. Notar la fábrica matriz-soportada y la homogeneidad de los líticos.

Interpretación: La carencia de estratificación interna, la mala selección de los clastos y el arreglo matriz-soportado, indican que estos detritos habrían sido depositados como flujos en masa por mecanismos de tipo flujo de detritos. Dada la ausencia de laminación y el alto porcentaje de matriz, probablemente se trate de flujos hiperconcentrados (Miall, 1996).

Las gradaciones inversas en depósitos de flujos en masa, son atribuidas a presiones dispersivas. Estas generan que los granos de mayor tamaño se muevan a zonas de menor presión, por lo que tienden a ascender dentro del flujo.

Las capas delgadas de fangolita que, en algunos sectores, se encuentran intercaladas con las brechas pueden interpretarse como carpetas de tracción generadas en la base de los flujos de detritos.

El hecho de poder encontrarse este nivel por varios metros, de manera homogénea, sin encontrarse separaciones de estratos, indica que varios flujos fueron amalgamados, gracias a su condición de flujos no erosivos.

5.2.6 Arenisca media a gruesa sin estructuras sedimentarias ni gradaciones (Sm)

Descripción: Arenisca media a gruesa de color gris sin estructuras sedimentarias ni gradaciones (Figura 5.10). Suele presentar clastos aislados, de 0,5 a 2 cm, que ocupan entre un 2 y un 10 % de la roca. Estos se presentan bien redondeados y son de composición andesítica.

En general, se la encuentra intercalada, o como lente, entre niveles conglomerádicos. Se presenta en capas individuales de 0,2 a 1 m de espesor, llegando a completar secuencias de hasta 2 m de potencia. También se le observó intercalada y en la base de brechas sedimentarias asignadas a la facies B1.

Al microscopio estas areniscas corresponden a arenitas arcóicas de grano medio con selección buena y 15 % de matriz. Cerca de un 38 % de la roca corresponde a cristales de plagioclasa y en menor medida feldespato potásico. Los fragmentos líticos componen el 30 % de la roca, son en un 90 % volcánicos andesíticos y un 10 % sedimentarios. Asimismo presenta un 8 % de líticos de cuarzo microcristalino. El cemento se compone de ceolitas y arcillas.

Interpretación: La ausencia de estructuras sedimentarias y de estratos bien formados, además de la frecuente presencia de clastos aislados, indican que estas areniscas debieron ser depositadas por flujos no turbulentos ni tractivos, posiblemente flujos de detritos viscosos.

Miall (1996) define la facies Sm como areniscas masivas, y las interpreta como sedimentos generados por flujos de gravedad, como los generados durante el colapso de los bancos de canales.



Figura 5.10: Afloramiento de areniscas masivas en la quebrada Los Loros (Sm). (Lápiz azul de escala).

5.2.7 Arenisca media con laminación horizontal (Sh)

Descripción: Arenisca media en general de color gris, se suele presentar como niveles irregulares de 10 a 30 cm de potencia y en secuencias continuas de hasta 10 m de potencia. Siempre se la encuentra intercalada con las facies BM y G4.

Típicamente presenta intercaladas abundantes capas delgadas de 1 a 3 cm de espesor de conglomerados matriz-soportados (Figura 5.11), con clastos bien redondeados, que ayudan a identificar la estratificación horizontal en esta facies. De igual modo es común encontrar clastos aislados de hasta 3 cm.

Su contacto basal se observó tanto erosivo como gradual. Es común observar en esta facies un aumento en la frecuencia de los pequeños lentes conglomerádicos, hasta pasar estos a dominar totalmente la litología de la roca, dando paso a conglomerados de la facies G4 (Figura 5.12).

Al microscopio, estas areniscas corresponden a arenitas arcóicas de grano medio a grueso, con selección regular a buena y redondeamiento regular a malo. Presentan un 80 % de cristales de feldespatos, casi exclusivamente plagioclasas y solo un 10 % de fragmentos líticos, todos andesíticos. El cemento está compuesto por clorita y epidota.



Figura 5.11: Facies Sh intercalada con facies Sm. Notar la presencia de niveles conglomerádicos.

Interpretación: La ocurrencia, en algunos sectores, de niveles conglomerádicos muy finos matriz-soportados y de clastos aislados, indicaría una deposición por flujos que, al menos en sectores, serían hiperconcentrados, siendo capaces de transportar los gránulos en medio de las arenas.

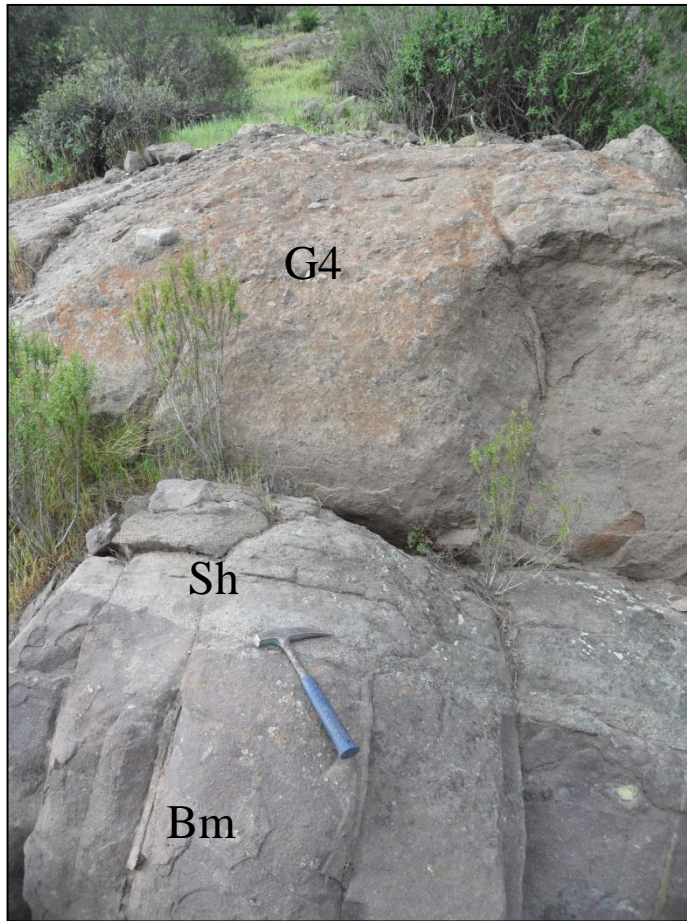


Figura 5.12: Paso de la facies Bm a Sh y a G4.

Miall (1996) definió la facies Sh como areniscas distinguidas por una laminación plana y paralela, las que en ocasiones presentan clastos de mayor tamaño aislados. Este autor interpreta que esta litofacies ocurre bajo dos condiciones, la más importante es la que representa la transición de flujo subcrítico a supercrítico.

Unidades de Sh de hasta varios metros pueden ser depositadas durante un único evento, como una riada o inundación, cuando las condiciones de flujo pueden mantenerse en estado crítico por períodos de varias horas (Miall, 1996).

A partir de estos antecedentes se interpreta la facies Sh como depósitos de flujos supercríticos generados en inundaciones o riadas, que en ocasiones presentaron un alto porcentaje de sedimentos (>40%), siendo capaces de transportar líticos de tamaño mayor a arena.

5.2.8 Areniscas medias con estratificación cruzada en artesa (St)

Descripción: Consiste en areniscas grises, de grano medio y grueso, en partes conglomerádicas, que se presentan en capas gruesas de más de 0,5 m. Presenta estratificación cruzada en artesa, donde juegos cóncavos hacia arriba dan la forma a las artesas, de 30 a 50 cm de alto (Figura 5.13). Los niveles basales de estas artesas, presentan en general capas centimétricas de guija de composición andesítica, con buen redondeamiento.

Hacia la base estas areniscas gradan a areniscas medias con laminación horizontal, mientras hacia el techo se les observó gradando a conglomerados matriz soportados, de la facies G4.

Interpretación: Las areniscas St se producirían por la migración de dunas lunadas subacuáticas en calanes fluviales, en condiciones de bajo régimen de flujo (Miall, 1996).



Figura 5.13: Areniscas medias con estratificación cruzada en artesa.

5.2.9 Fangolita masiva (Fm)

Descripción: Fangolita de color púrpura, en general masiva. Se observa en niveles de 0,2 a 2 m de potencia, y su extensión lateral puede ser de solo 0,5 m hasta decenas de metros. Se encuentra muy meteorizada, por lo que es difícil encontrar estructuras sedimentarias o trazas fósiles.

Esta facies típicamente se presenta intercalada, a través de contactos erosivos, con la facies G1 (Figura 5.14). En estos casos es común encontrar hacia el techo, en los niveles de fangolita, lentes conglomerádicas, clasto- a matriz-soportados.

Al microscopio estas rocas corresponden a limolitas a areniscas muy finas, con 30 % de clastos y 70 % de matriz. Los clastos son en un 40 % cuarzo monocristalino y un 58 % de cuarzo microcristalino, lo que indica una alta madurez composicional. Solo un 2 % de los clastos son fragmentos líticos, difíciles de distinguir por una fuerte alteración a clorita.

La pasta de la roca es de color rojizo y se compone principalmente de cemento que, dado el color, probablemente corresponda a fragmentos cristalinos y líticos muy pequeños, de tamaño arcilla con alto contenido de hematita.



Figura 5.14: Contacto erosivo entre facies de fango masivo (Fm) y conglomerado (G1)

Interpretación: Miall (1977) propuso esta litofacies para las coberturas de fango que generalmente ocurren entre los sedimentos arenosos y guijarrosos de los ríos trenzados, donde representan charcos de agua generados durante el abandono de los canales. Estos depósitos según este autor presentan espesores de hasta varios centímetros y es frecuente encontrar grietas de disecación y raíces de plantas.

Aquellos niveles que presentan espesores mayores a un metro, y formas no canalizadas probablemente representan depósitos de zonas de desbordes, donde se pueden acumular grandes cantidades de fango. Sin embargo una característica de los depósitos de este ambiente es la presencia de laminación, que en este caso pudo haber sido borrada por la meteorización.

5.3 Asociación de facies

5.3.1 Introducción

Las nueve facies definidas en el punto 5.2 pueden ser agrupadas en 4 asociaciones de facies. Se muestra la relación entre las facies y la evolución de las asociaciones en todas las columnas levantadas en el presente estudio en la Figura 5.19 y 5.20. En su conjunto estas asociaciones describen un ambiente semi-árido de abanico aluvial y fluvial con inundaciones repentinas y flujos de lahares, siendo todo muy cercano a un sistema volcánico evidenciado por las coladas de lava presentes hacia la parte superior de las últimas columnas.

5.3.2 A - Areniscas con laminación horizontal y masivas, en sectores conglomerádicas, con intercalaciones de fangolita masiva (Sh, Sm, (Fm) y (Bm)): Inundaciones esporádicas y flujos por gravedad. Pie de abanico aluvial.

Ubicación y generalidades: Esta asociación se encuentra en distintos niveles al este de la cuesta Las Chilcas, en las unidades I, K y M del Miembro Tabón (Figuras 5.19 y 5.20).

Descripción: Consiste en niveles de areniscas guijarrosas masivas, con laminación horizontal y, en menor medida, fangolita masiva y brechas masivas. Las areniscas presentes en esta asociación son todas en mayor o menor medida conglomerádicas, presentando clastos aislados, en cerca de un 2 a 5 % de la roca, soportados por la matriz de arenisca.

Los niveles de areniscas con laminación horizontal presentan espesores de 0,3 a 2,5 m, y el paso a las capas superiores es gradual, sin observarse superficies de erosión. Los niveles de fangolita

no se encuentran siempre en esta asociación, presentan espesores de 0,3 a 2 m y suelen presentar pequeños lentes conglomerádicos, de menos de 30 cm de espesor.

Interpretación: La abundancia de facies Sh, indica una predominancia en este ambiente de flujos críticos, con velocidades cercanas a 1 m/s (Miall, 1996). Por otra parte la fábrica matriz-soportada de las zonas ricas en clastos, indican partes del flujo hiperconcentradas, capaces de dispersar los clastos de mayor tamaño. Collinson (1996) menciona que en aquellos flujos hiperconcentrados no cohesivos, cuya carga de sedimentos es moderada y en general no presenta material muy fino, el flujo puede presentar sectores turbulentos, exhibiendo ligera laminación y algo de imbricación, tal como se presenta en la facies Sh.

Las facies Bm y Sm indican la presencia de flujos de detritos cohesivos y no cohesivos respectivamente.

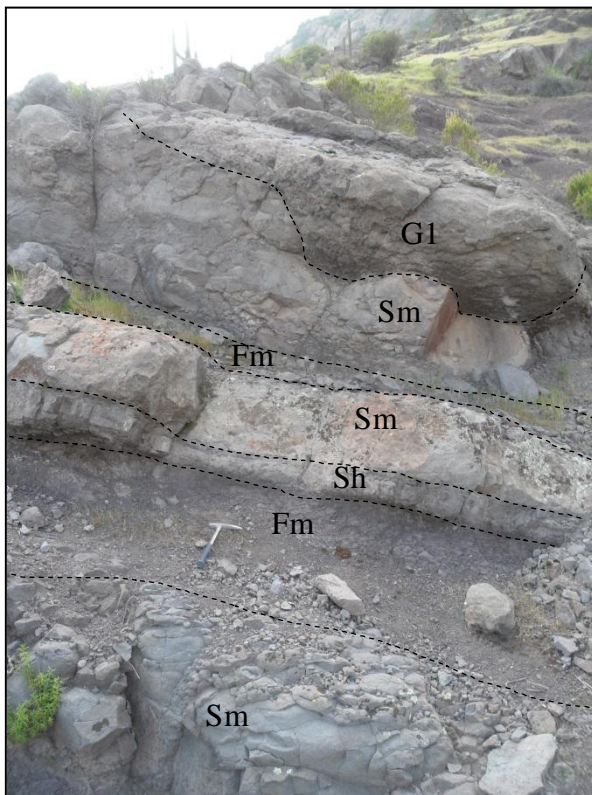


Figura 5.15: Intercalación de facies Sm, Sh y Fm. Ladera oeste del cerro Montecristo.

En una asociación rica en flujos de detritos como esta, el hecho que no existan niveles conglomerádicos, implica una energía moderada, pues los flujos de detritos tienden a perder los clastos de mayor tamaño en la medida que avanzan y disminuyen su energía, pues ya no son capaces de transportarlos.

Las intercalaciones de facies Fm, indicarían la presencia de charcos o canales abandonados que lentamente se rellenaron por sedimentos finos en flotación, hasta que fueron cubiertos por una nueva inundación o flujo de detritos. Su presencia evidencia para este ambiente una superficie de

baja pendiente, donde es posible que se mantenga agua estancada y períodos de tiempo sin inundaciones.

Las facies que componen esta asociación representan flujos de detritos de granulometría fina, típicos de zonas distales de abanicos aluviales, lo que es concordante con la baja pendiente inferida anteriormente para este ambiente. Además, el hecho que esta asociación siempre se encuentra subyacida o intercalada con depósitos de las facies G1 y G2 (Figuras 5.15 y 5.19), indica una íntima relación con un sistema fluvial. De esto se deduce que esta asociación representaría la zona de contacto entre el sistema de abanicos aluviales y el sistema fluvial, o el pie del abanico aluvial.

5.3.3 B - Conglomerados masivos mal seleccionados, clasto y matriz soportados (G3, G4 y Sm, (Fm)): Flujos de detritos en abanico aluvial

Ubicación y generalidades: Esta asociación se encuentra en la ladera oriental de la quebrada Los Loros, hasta la cuesta Las Chilcas y en la ladera occidental del cerro Montecristo, en las unidades E, G, H, J y N del Miembro Tabón.

En el sector de la quebrada Los Loros, se realizó una columna detallada en la parte baja y media de su ladera este, reconociéndose en todo momento la asociación de facies B (Figura 5.19). Desde el último nivel descrito en este sector en la columna estratigráfica hacia arriba, se realizó un estudio no detallado de la estratigrafía de la unidad H, y se observó que continúan conglomerados masivos, clasto a matriz soportados, mal seleccionados, sin variar significativamente el tamaño de los clastos, cuyo techo aflora en la salida oeste de la cuesta Las Chilcas, lo que permite aseverar con cierta seguridad que toda la unidad H continúa perteneciendo a la asociación de facies B.

Descripción: Los depósitos que representan esta asociación de facies, se observan en general muy masivos, haciendo difícil diferenciar los distintos niveles o flujos, pues estos, dado que no presentan superficies erosivas, suelen amalgamarse y formar afloramientos de decenas de metros de espesor, muy homogéneos (Figura 5.19). En algunos sectores es posible observar pequeñas capas de fangolita, de hasta 15 cm de espesor, en sectores brechosos, que se encuentra separando distintos flujos (Figura 5.8). Estos niveles corresponderían a las carpetas de tracción del flujo inmediatamente superior o a una cola de sedimentos finos expulsada durante el colapso del flujo que llega después de su deposición.

En algunos sectores es posible diferenciar la presencia de diferentes flujos, debido a cambios granulométricos entre distintos flujos o a intercalaciones de facies G3 y G4 (Figura 5.16).

Interpretación: Las facies de esta asociación definen un ambiente de abanico aluvial, en el que existe un dominio absoluto de depósitos de flujos de gravedad, y una ausencia total de depósitos turbulentos, no hiperconcentrados. Esto implica un ambiente de alta pendiente, con lluvias y flujos de agua de alta energía esporádicos, capaces de remover repentinamente grandes cantidades de material acumulado en los taludes.

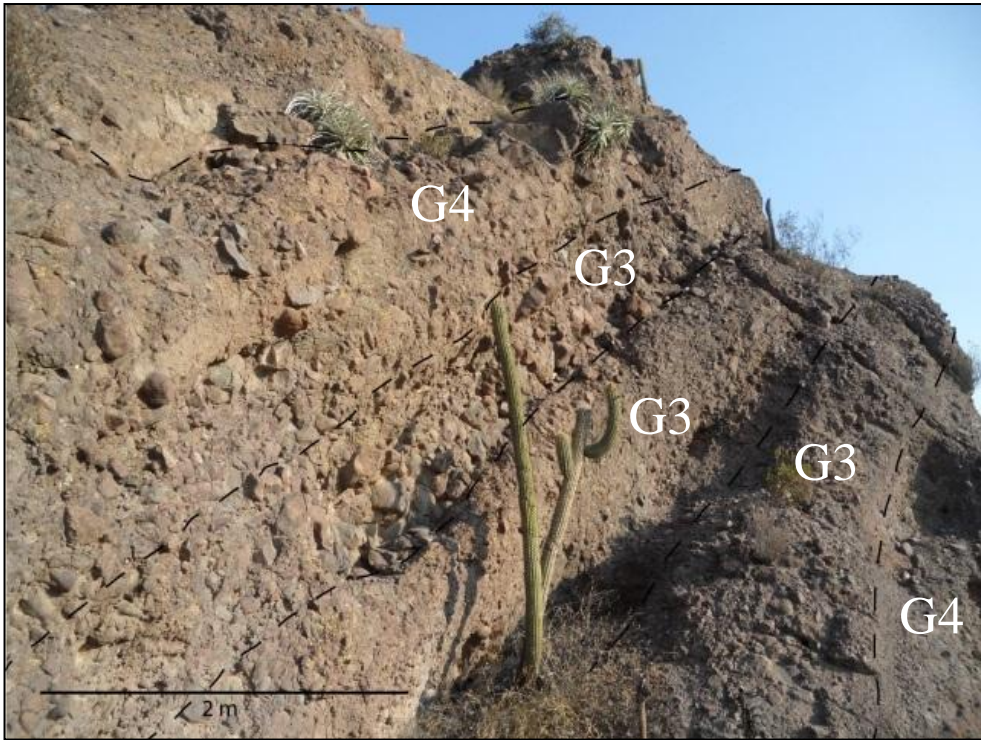


Figura 5.16: Vista de asociación de facies B. Alternancia de facies G4 y G3, en niveles amalgamados.

Estos depósitos se van disponiendo sobre superficies erosivas previamente existentes o sobre la topografía irregular formada por flujos anteriores.

La alternancia de facies G3 y G4, depende posiblemente de la cantidad de sedimentos finos disponibles en el momento en que se generaron las lluvias, o la cantidad que estas fueron capaces de remover. Así, aquellos espesores importantes de depósitos dominados por la facies G3, serían producto de momentos en que la disponibilidad de sedimentos finos era escasa, quizás porque los flujos eran recurrentes y habían ya “lavado” todo el material fino disponible.

5.3.4 C - Conglomerados masivos o con laminación horizontal, bien seleccionados y areniscas con laminación horizontal (G1, G2, Sh, (G4), (Sm), (St)): Río trenzado somero con lecho de grava

Ubicación y generalidades: Esta asociación es posible observarla en la unidad D del Miembro Pitipeumo, en la meseta ubicada inmediatamente al oeste del cerro Blanco de Las Mazas, donde no se realizaron columnas estratigráficas, pero sí dos perfiles de la arquitectura sedimentaria, y en la ladera oriental del estero Las Chilcas, en las unidades I y K del Miembro Tabón.

Descripción: Se han agrupado en esta asociación a potentes secuencias monótonas de conglomerados G1 y G2, que presentan escasos lentes y laminaciones de areniscas con laminación horizontal (Sh). En general los afloramientos de esta asociación se observan estratificados, con niveles que se pueden continuar lateralmente por decenas de metros (Figura 5.17). Los contactos entre los distintos niveles son siempre erosivos.

Interpretación: La presencia de niveles de conglomerados clastosoportados, con buena estratificación, superficies erosivas, clastos imbricados y abundantes lentes de areniscas, algunos de los que presentan formas de cuña, indican la deposición de esta asociación por flujos erosivos, turbulentos, con transporte de sedimentos por tracción.

En estos procesos con alto esfuerzo de cizalle, solo son depositados los clastos de mayor tamaño dejando como depósitos conglomerados clasto-soportados, con espacios huecos entre los clastos, que posteriormente son rellenados por arenas y clastos más finos, característica típica de ríos con lecho de grava de tipo trenzado, errante o meándrico (Miall, 1996) (Figura 5.18).

La homogeneidad vertical que presentan estos depósitos por varios metros, implica que la descarga de los ríos, o sea las condiciones de velocidad y estrés de cizalle, se mantenían constantes durante largos períodos de tiempo (Miall, 1996).

Miall (1996) realizó una generalización de las columnas tipo de todos los ríos con lecho de grava (Figura 5.18). Solo a partir de estas columnas tipo y asociaciones, es difícil interpretar el tipo de río al que pertenecen los depósitos, pues las asociaciones de facies son muy similares entre depósitos de río con lecho de grava trenzado, errante o meándrico. Estos pueden ser diferenciados de mejor manera con un análisis de la arquitectura de los sedimentos, el que se realizará más abajo en el punto 5.4.

Sin embargo, esta asociación se ajusta de buena manera a la asociación de facies mostrada por Miall (1996) para la columna tipo de los ríos trenzados someros con lecho de grava (Figura 5.18, columna B). Al igual que la asociación C, presenta predominio de conglomerados con estratificación horizontal, escasas intercalaciones de areniscas con laminación horizontal y en menor cantidad, intercalaciones de areniscas con estratificación cruzada en artesa.



Figura 5.17: Vista general de afloramientos de asociación C, al oeste del cerro Blanco Las Mazas

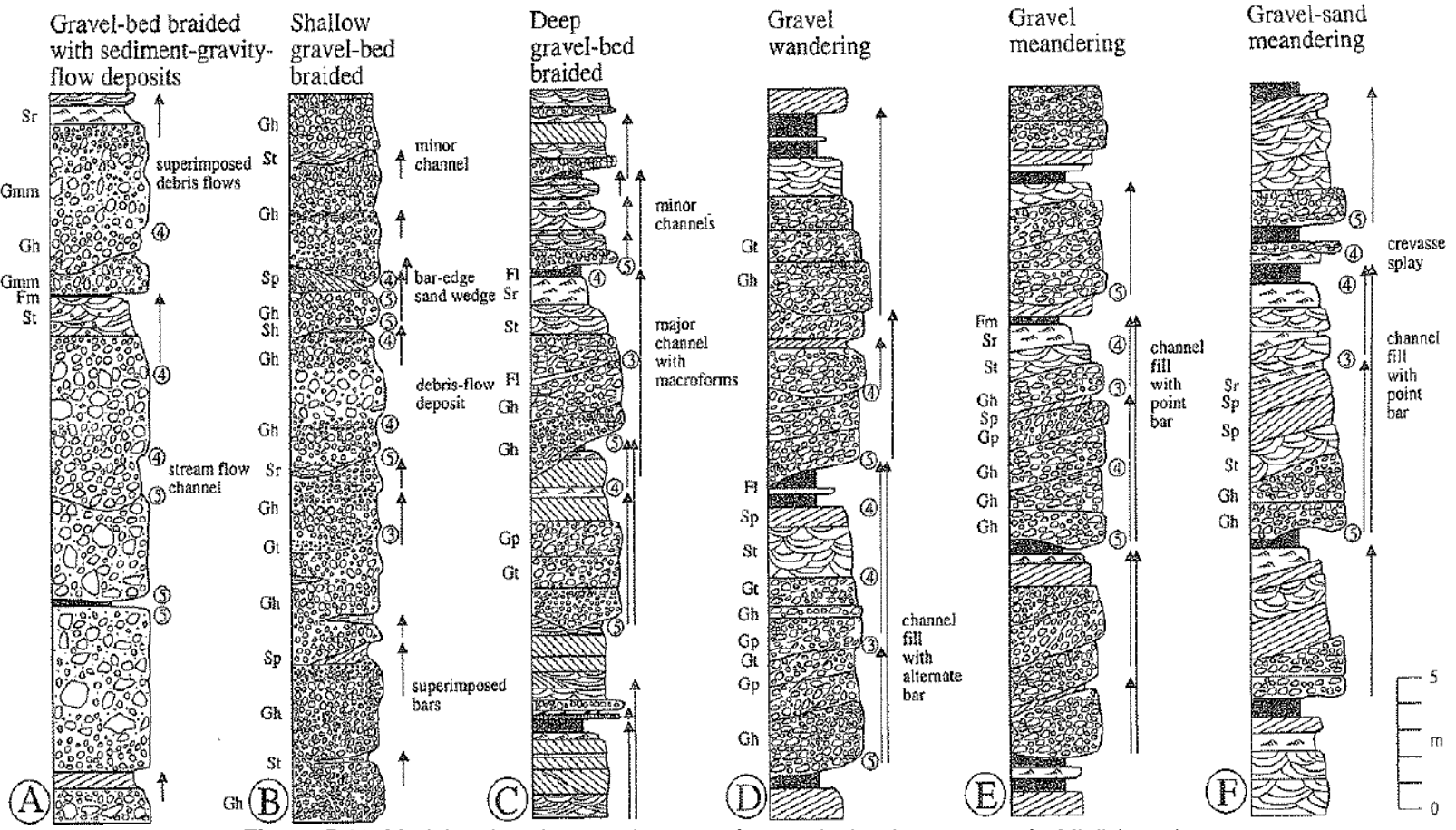


Figura 5.18: Modelos de columnas tipo para ríos con lecho de grava según Miall (1996).

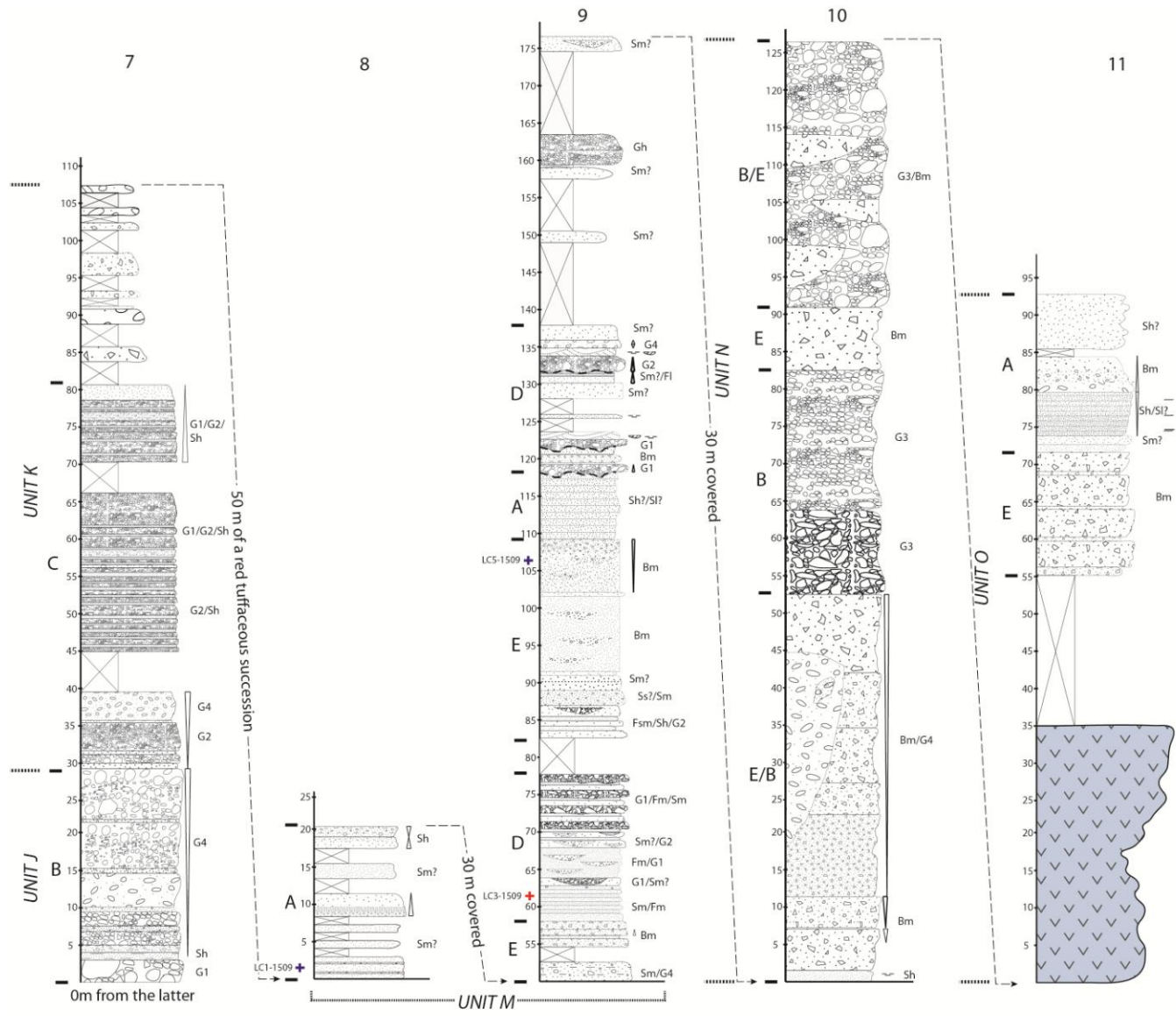


Figura 5.20: Continuación de columnas estratigráficas desde quebrada Los Loros a ladera oeste del cerro Montecristo.

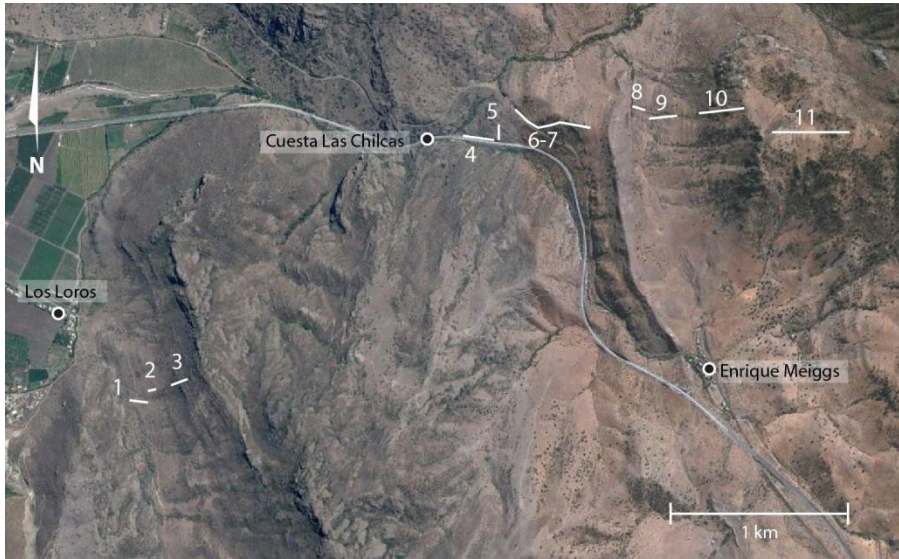


Figura 5.21: Ubicación de las columnas estratigráficas de detalle realizadas.

5.3.5 D - Conglomerados clasto-soportados, bien seleccionados, con laminación horizontal o masivo, intercalado con fangolita masiva (G1, G2, Fm, (G4)): Río con lecho de grava trenzado a meándrico.

Ubicación y generalidades: Esta asociación de facies se encuentra en la ladera oriental del estero Las Chilcas, en las unidades I y M del Miembro Tabón.

Descripción: Esta asociación presenta predominio de conglomerados clasto-soportados, con estratificación horizontal, cruzada y masivos (G2 y G1). Cada 0,8 a 7 m se intercalan niveles o lentes de fangolita masiva de color púrpura con espesores de 0,5 a 1,5 m y con extensión lateral de uno a decenas de metros. Presenta además algunos niveles de la facies G4.

Interpretación: Los conglomerados clastosoportados, con estructuras sedimentarias, buen redondeamiento y selección, indican un transporte por tracción en flujos turbulentos y un nivel importante de retrabajo de los clastos. Asimismo, los frecuentes niveles de fangolita atestiguan acerca de zonas que fueron abandonadas por el flujo principal, que se mantenían sin perturbaciones por largos períodos de tiempo, hasta que un canal del río volvía a activarse en el mismo lugar, erosionando parte de los depósitos de fango y depositando encima las gravas fluviales.

Asociaciones que se caracterizan por el predominio de facies de conglomerados con estratificación horizontal intercaladas con niveles de fango masivo han sido atribuidas por Miall (1996) a ríos con lecho de grava de tipo: trenzado profundo, errante y meándrico. Como se mencionó anteriormente, diferenciar entre estos requiere de un detallado análisis arquitectónico.

Las facies de conglomerados G1 y G2, representarían depósitos de rellenos de canal y barras, mientras la facies de fangolita masiva (Fm) representaría el relleno de canales abandonados o charcos generados por la avulsión de canales (cuando el flujo de agua atraviesa o corta el meandro y este queda abandonado). El hecho que las intercalaciones de fangolita sean tan frecuentes indicaría una alta sinuosidad de los canales, siendo estos constantemente abandonados al generarse la avulsión. Las escasas intercalaciones de facies G4 representarían ocasionales flujos de detritos o aluviones que descendían desde los altos topográficos y que alcanzaban el sistema fluvial.

Una característica peculiar de esta asociación es la escasa presencia de facies de areniscas. En las columnas tipo definidas por Miall (1996), los ríos con lecho de grava tipo errante y meándrico son los que exhiben menor importancia de intercalaciones de areniscas (Figura 5.18, columnas D y E) y frecuentes intercalaciones de fango masivo, lo que indica que esta asociación probablemente pertenezca a uno de estos dos tipos de sistemas fluviales.

5.3.6 E - Brechas en capas masivas, matriz-soportadas (Bm, (Sm)): Lahar

Ubicación y generalidades: Esta facies aflora en el flanco occidental del cerro Montecristo, su espesor varía entre 7 y 50 m. Aparece en las unidades K, M y N del Miembro Tabón.

Descripción: Esta asociación se define por brechas masivas de la facies Fm, que conforman afloramientos continuos hasta por decenas de metros, presentando solo en algunos sectores intercalaciones de areniscas masivas. Es posible encontrar hacia la base de sus niveles que las brechas pasan a una arenisca masiva de color púrpura, que presenta clastos aislados.

Interpretación: Dada la fábrica matriz-soportada de la facies Bm, se asume que son flujos de detritos hiperconcentrados, con escaso transporte y retrabajo desde la fuente, debido a lo anguloso de los clastos líticos y cristalinos.

Scott (1988) realizó extensas observaciones en los lahares de 1980 y 1982 del Monte Santa Helena y en flujos más antiguos en la misma zona, llegando a una serie de generalizaciones para unidades de lahares lo suficientemente distintivas para servir como modelo de facies. Arévalo (1992) interpretó las litofacies de brechas encontradas en el Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas, como lahares, a partir de las generalizaciones realizadas por Scott (1988). Tomados en cuenta estos antecedentes y considerando la abundante cantidad de cristales presentes en la matriz de la litofacies Bm, se ha decidido asignarla a alguna de las facies de lahar definidas por Scott (1988).

La facies Bm concuerda bien con las descripciones que realiza Scott para facies de lahares de llanura de inundación, presentando principalmente en común la fábrica matriz soportada,

gradación inversa en la parte inferior del flujo, sin gradación en la parte central, ausencia de estructuras sedimentarias o estratificación, clastos de tamaño guija y la base rara vez erosiva.

Según Scott (1988), los depósitos de lahares de planicies o llanuras de inundación representan las facies más extensas en un depósito de lahar y se forman por una deposición relativamente uniforme en la planicie de inundación activa. Su gran distribución le da una alta posibilidad de ser preservado en el registro estratigráfico, tal como se observa en las potentes secuencias observadas en la sección estudiada de la Formación Las Chilcas.

Dado que esta asociación se define teniendo presente la existencia de una planicie de inundación, no se la podría encontrar sobre una pendiente alta como ocurre con la asociación de facies de abanico aluvial proximal, sino sobre un ambiente de menor pendiente, como es esperado en las asociaciones A, C o D.

5.4 Análisis arquitectónico de los sedimentos

5.4.1 Introducción

Estudios realizados por Miall (1988), Miall y Turner-Peterson (1989) y DeCelles et al. (1991), entre otros, han demostrado que afloramientos de gran tamaño, con buenas exposiciones de depósitos fluviales y aluviales pueden ser interpretados en términos de las distintas jerarquías de las diferentes superficies límites en los depósitos, lo que permite observar la relación de las facies en tres dimensiones, o sea, los elementos arquitectónicos. En la Tabla 5.3 se exhiben las distintas jerarquías de las superficies límites, sus características y su orden, a partir de lo definido por Miall (1996).

Es a partir del cuarto orden de superficies límites que pueden ser definidos los elementos arquitectónicos en un depósito, como las relaciones laterales y verticales entre las distintas litofacies. Los ocho elementos originales definidos por Miall (1996), más los elementos de relleno de canal abandonado y de hoyo se muestran en la Tabla 5.4 y Figura 5.22.

Manteniendo las jerarquías y elementos arquitectónicos definidos por Miall (1996), se ha realizado en el presente estudio una interpretación de algunas exposiciones de conglomerados de la Formación Las Chilcas. El perfil 1 (Figura 5.24) ha sido realizado al este del estero Las Chilcas, en la unidad I, en una zona donde aflora la asociación de facies D (Figura 5.18, columna 6). Los perfiles 2 y 3 (Figuras 5.25 y 5.26) se han realizado al este del cerro Blanco de Las Mazas, en la unidad D, donde aflora la asociación de facies C. De manera que fue analizada, al menos parcialmente, la arquitectura de los depósitos de las dos asociaciones de facies fluviales

anteriormente definidas (C y D), lo que permitirá asignarlas con mayor precisión a alguno de los ambientes de río con lecho de grava definidos por Miall (1996).

En los buenos afloramientos encontrados se han identificado superficies de hasta quinto grado (Miall, 1996). No se realizaron perfiles en afloramientos masivos de depósitos de conglomerados, asociados a flujos de detritos, por la particular dificultad que presenta en estos distinguir las superficies límites por su frecuente amalgamación.

Para una interpretación fácil de los elementos arquitectónicos encontrados en un afloramiento Miall (1996) propone que en los perfiles las superficies sean etiquetadas con el número correspondiente a su orden. Además propone una nomenclatura estándar para cada elemento, por ejemplo 3B-DA, donde 3 indica que es el tercer nivel encontrado sobre una superficie de quinto orden, B indica que es el segundo (A=1, B=2, C=3, etc) elemento dentro de un mismo nivel entre dos superficies de quinto orden, y DA es una abreviación del elemento que corresponde. Un ejemplo de este modo de representación se exhibe en la Figura 5.22, b.

Los tipos de elementos arquitectónicos de cuarto orden encontrados en los conglomerados de la Formación Las Chilcas son: canales (CH), barras de acreción lateral (LA), canales abandonados rellenos de fango CH(FF) y barras de gravas (GB).

Tabla 5.3: Jerarquías de unidades de arquitectura en depósitos clásticos. Según Miall (1996).

Grp	Escala de tiempo del proceso (s)	Ejemplo de procesos	Tasa de sedimentación instantánea (m/ka)	Unidad deposicional fluvial, deltaica.	Rango y característica de la superficie
1	10^{-6}	Ciclo “burst-sweep”	-	Lámina	Orden 0, superficie de laminación
2	10^{-5} - 10^{-4}	Migración de “bedform”	10^5	Ondulita (microforma)	1er orden, superficie límite de un juego
3	10^{-3}	Migración de “bedform”	10^5	Incremento de duna diurna, superficie de reactivación	1er orden, superficie límite de un juego
4	10^{-2} - 10^{-1}	Migración de “bedform”	10^4	Duna (mesoforma)	2° orden, superficie límite de un lote de juegos
5	10^0 - 10^1	Eventos estacionales, inundaciones de diez de años	10^{2-3}	Macroforma incremento de crecimiento	3er orden, manteniendo 5-20° en dirección de la acreción
6	10^2 - 10^3	Inundaciones de cien años, migraciones de canal y de barras	10^{2-3}	Macroforma, ej: barra de punta, levee, paleosuelo inmaduro	4° orden, macroforma convexa hacia arriba, canal menor, superficie plana, elementos de planicie de inundación
7	10^3 - 10^4	Procesos geomórficos de largo plazo. Ej: avulsión de canales	10^0 - 10^1	Canal, lóbulo de delta, paleosuelo maduro	5° orden, base de canal plana a cóncava hacia arriba
8	10^4 - 10^5	Ciclos de 5to orden (Milankovitch), respuesta a pulso de falla	10^{-1}	Cinturón de canales, abanico aluvial, secuencia menor	6° orden, superficie plana, de extensión regional o base de canal inciso
9	10^5 - 10^6	Ciclos de 4to orden (Milankovitch), respuesta a pulso de falla	10^{-1} - 10^{-2}	Sistema deposicional mayor, secuencia de “fan tract”	7° orden, límite de la secuencia, superficie plana, de extensión regional, o la base de canal inciso
10	10^6 - 10^7	Ciclos de 3er orden. Procesos tectónicos y eustáticos	10^{-1} - 10^{-2}	Complejo de relleno de una cuenca	8° orden, discordancia regional

Tabla 5.4: Elementos arquitectónicos, según Miall (1996).

Elemento	Símbolo	Principal asociación de facies	Geometría y relaciones
Canales	CH	Cualquier combinación	Dedos, lentes o capas; base erosiva, cóncava hacia arriba; escala y formas muy variables; superficies de erosión interna de 3er orden muy comunes
Barras de gravas y "bedforms"	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes, mantos; usualmente cuerpos tabulares, comúnmente intercalados con SB
"Bedforms" arenosos	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, capas, mantos y cuñas como rellenos de canal, barras menores, abanicos de desborde.
Macroforma de acreción río-abajo	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes sobre superficies planas o canales, con superficies de erosión interna de 3er orden, convexas hacia arriba y superficies de 4to orden.
Macroforma de acreción lateral	LA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss, en menor medida Gm, Gt, Gp	Cuñas, capas, lóbulos; caracterizados por superficies internas de acreción lateral.
Hoyos de erosión	HO	Gh, Gt, SAt, Sl	Hoyo con relleno asimétrico.
Sedimentos de flujos de gravedad	SG	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, capas, típicamente intercalado con GB
Capas de arena laminada	LS	Sh, Sl, en menor medida Sp, Sr	Capas, mantos
Finos de desborde	FF	Fm, Fl	Mantos delgados a gruesos, comúnmente intercalados con SB, pueden rellenar canales abandonados
Canal abandonado	CH(FF)	Fsm, Fl, Fm, Fr	Cinta comparable en escala a canal activo

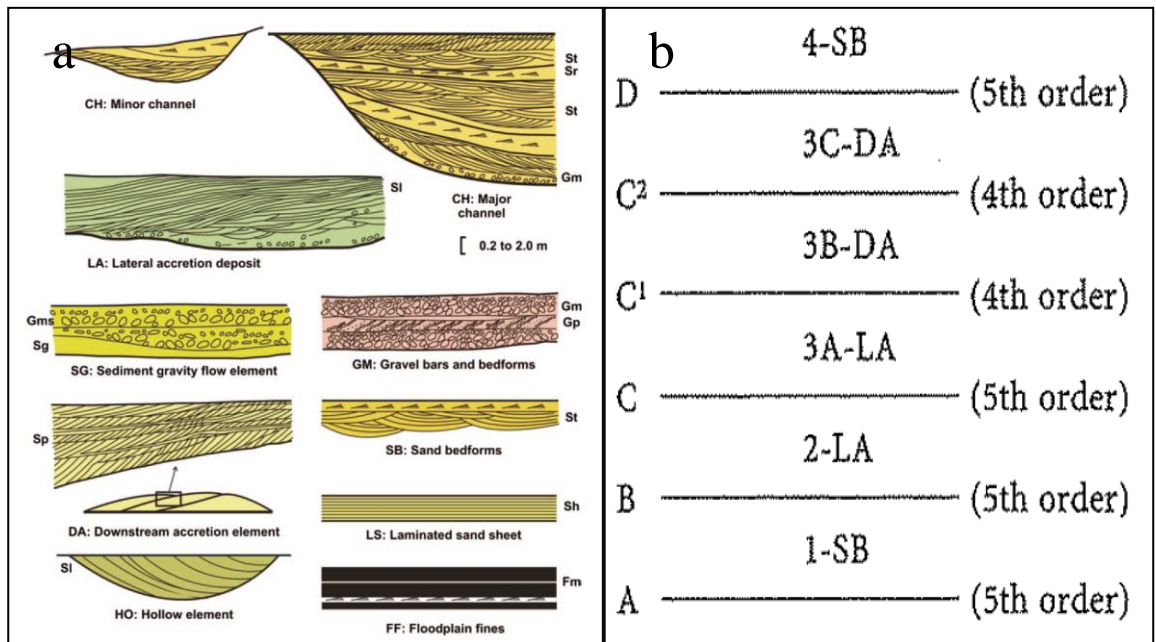


Figura 5.22: a: representación de los 8 elementos arquitectónicos principales para depósitos fluviales definidos por Miall (1985), más elemento de hoyo. Tomado de Miall (2014). b: anotación propuesta por Miall (1996) para representar en perfiles de arquitectura de sedimentos.

5.4.2 Elemento de canal (CH):

Descripción: La geometría de este elemento, a gran escala, es tabular, con 1 a 1,5 m de potencia y 1,5 a > 8 m de largo. Presenta base erosiva, cóncava hacia arriba y techo plano, que puede ser erosivo o gradacional. En general los canales pueden tener varios niveles rellenos, siendo los límites entre estos erosivos.

Los cuerpos incluyen varias unidades limitadas por superficies erosivas onduladas, limitadas por superficies de orden 2 y 3, presentando potencias de hasta 3 m. Se compone de facies G1 y G2 con laminación paralela, lo que indica acreción vertical.

En el perfil 1 (Figura 5.24), algunos canales presentan los márgenes con pendientes muy altas, esto ocurre, en general, cuando el borde o la base del canal está compuesto por fango, pues este ofrece considerable resistencia a la erosión (Miall, 1996). De hecho, cuando sólo gravas y arenas son la mayoría de los sedimentos transportados, los canales suelen tener bordes casi planos, formándose canales tabulares (Miall, 1996), tal como es el caso de lo observado en los perfiles 2 y 3 (Figuras 5.25 y 5.26).

Paleocorrientes medidas a partir de imbricación de clastos en este elemento en el perfil 2, en la unidad D, dieron direcciones de flujo hacia el este.

Interpretación: Miall (1996) interpretó que este elemento representa el relleno de canales en sistemas fluviales con grano grueso. Los depósitos del relleno del fondo del canal, se depositan a partir de las corrientes más energéticas que transportan los materiales más gruesos. En algunos casos esta fase de relleno sufre procesos de rápida agradación y escasa erosión, lo que favorece la preservación de espesores de hasta 1,5 m de gravas (Armas y Sánchez, 2011).

La ausencia de gradaciones y la escasez de niveles arenosos rellenando estos canales, indican que fueron depositados en condiciones constantes de alta energía.

5.4.3 Elemento de banco de gravas (GB):

Descripción: Este elemento se presenta como capas homogéneas de gravas de 0,5 a 2 m de espesor (Figura 5.24), su límite inferior es en general plano y erosivo, al igual que su límite superior. Sin embargo, debido a lo pequeño de los afloramientos observados, es posible que se hayan asignado elementos de canal a este elemento, pues estos pueden tener extensiones laterales de varios metros (Miall, 1996).

Se compone de las facies G1 y G2 y presenta laminación horizontal, sin gradación o con gradación normal.

Es posible observar en este elemento abundantes lentes de areniscas muy finas, que indican una alta sinuosidad de los cursos de agua que formaron estos bancos (Miall, 1996).

Este elemento se observó en los perfiles 1, 2 y 3.

Interpretación: Según Miall (1996), este elemento se generaría en ríos trezados y anastomosados, durante episodios de alta descarga de agua y sedimentos, cuando las capas se añaden verticalmente hacia arriba y río abajo por la adición de clastos, formando gravas con estratificación horizontal. Esta estructura es conocida como barra longitudinal, alcanza hasta 1,5 m de altura y puede o no presentar gradación.

5.4.4 Elemento de acreción lateral (LA):

Descripción: Este elemento consiste en unidades compuestas de la facies G2 con estratificación cruzada planar de ángulo entre 8° y 15°, presenta bases erosivas. La potencia observada es de 1 a 2 m.

Este elemento se observó sólo en el perfil 1 (Figura 5.24).

Interpretación: Es característico de sistemas fluviales de alta sinuosidad (Armas y Sánchez, 2011), representando en general barras laterales.

5.4.5 Elemento de canal abandonado (FF(CH)):

Descripción: Este elemento se caracteriza por presentar exclusivamente la facies Fm, compuesta de areniscas muy finas y fangolitas, aunque en algunos sectores puede presentar finos lentes conglomerádicos, cuya matriz es la misma fangolita. Tiene espesores de 0,2 a 1,5 m. Presenta bases erosivas, cóncavas hacia arriba, techos erosivos, cóncavos o planos; los bordes pueden ser de pendientes suaves hacia el centro del canal o pendientes fuertes que escapan de este, esto producto de la erosión e incisión generada por nuevos canales que cortan este elemento.

Miall (1996) indica que en este elemento son características las grietas de desecación. El hecho de que estas no se hayan observado en este estudio, puede deberse a que en general la litofacies Fm, es una de las que presenta mayor grado de meteorización, por lo que es difícil que se preserven estructuras sedimentarias.

Este elemento se observó sólo en el perfil 1 (Figura 5.24).

Interpretación: Según Miall (1996), este elemento se generaría al colmatarse de sedimento la boca o la entrada del canal, lo que llevaría a su abandono, haciéndose este cada vez menos afectado por los remolinos y turbulencias del canal principal, quedando como lagos o lagunas por considerable espacio de tiempo. De esta manera estas aguas se hacen cada vez más estáticas, y son rellenadas lentamente con arcillas depositadas por suspensión.

Miall (1996) describe que este elemento se produce, en general, en sistemas fluviales de sedimentos finos, meándricos y anastomosados. El hecho que en la zona de estudio, este se encuentre exclusivamente relacionado a depósitos gruesos, pasando directamente de fangolita a conglomerados, podría indicar la presencia granos finos en la fuente que se está erosionando y de un ambiente fluvial de un río de alta energía, capaz de transportar por tracción las gravas, pero que cambia recurrente y rápidamente su curso, dejando con frecuencia canales abandonados por largos períodos de tiempo, como se muestra en un ejemplo actual en la Figura 5.23.

Se interpreta este elemento como canales abandonados, siendo algunos de hasta 1,5 m de profundidad y varios metros de extensión, mientras otros son solo pequeños charcos entre las barras de gravas.



Figura 5.23: Ejemplo de canales abandonados rellenos por fango cercano a la desembocadura del río Maipo. Barras longitudinales y transversales de gravas separan de la zona de flujo principal del río a los pequeños canales abandonados convertidos ahora en charcos y lagunas rellenas con sedimentos finos depositados sobre las gravas.

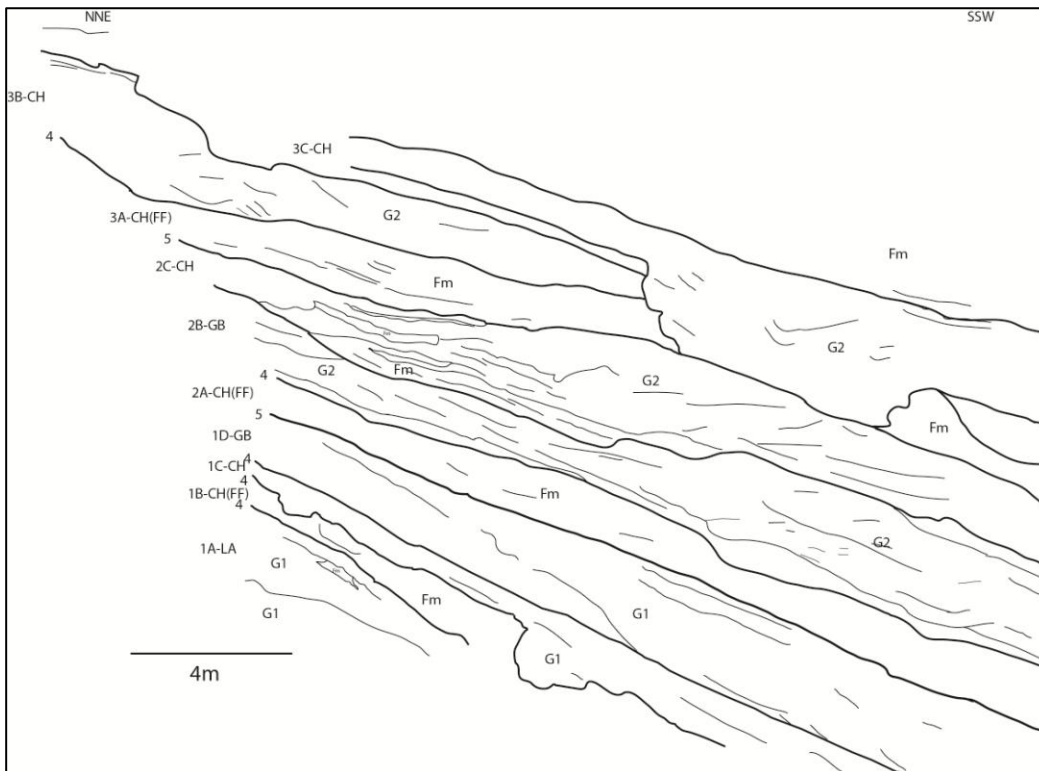


Figura 5.24: Perfil 1: arquitectura en afloramiento al este de estero Las Chilcas, en la vía del tren.

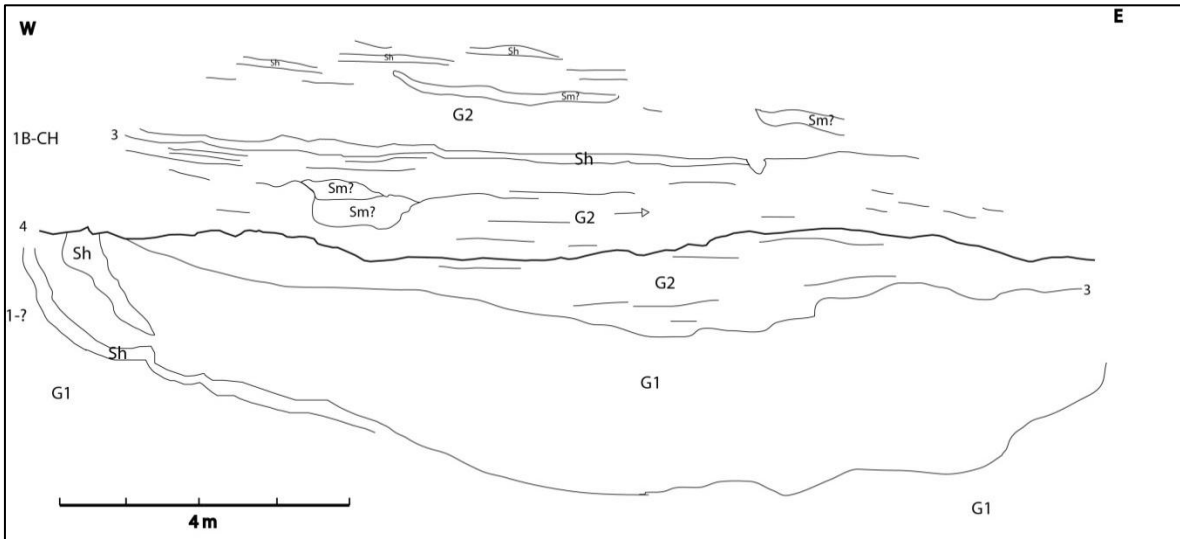


Figura 5. 25: Perfil 2: arquitectura al oeste del cerro Blanco de Las Mazas; observar los canales con bordes casi planos.

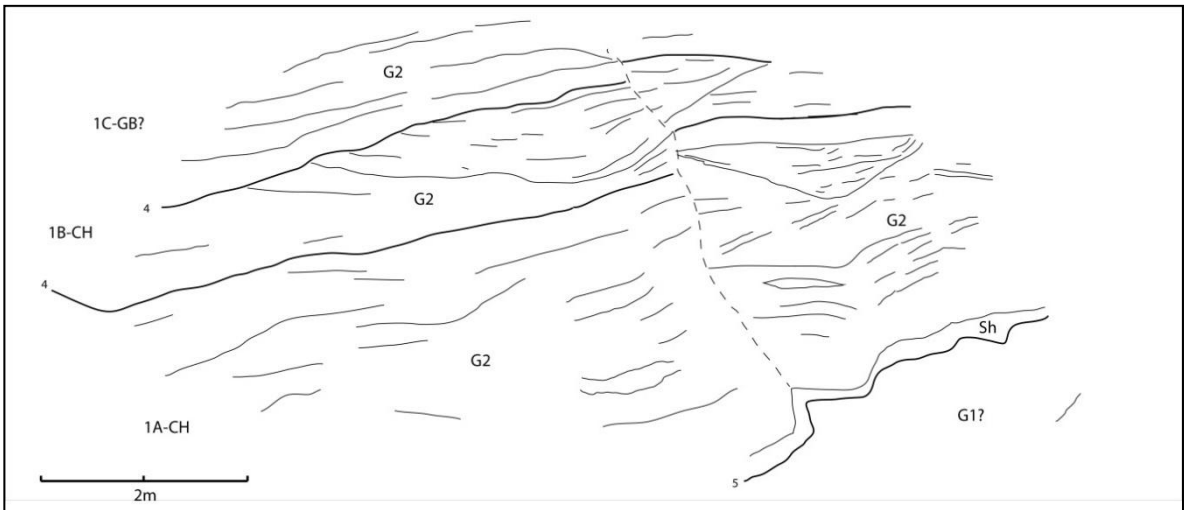


Figura 5.26: Perfil 3: Arquitectura al este del cerro Blanco de Las Mazas. Observar elemento de canal con los conglomerados con estratificación cruzada en artesa.

5.5 Análisis de sistemas sedimentarios:

5.5.1 Introducción

A partir del análisis de las 5 asociaciones de facies y de los cinco elementos arquitectónicos, se pueden establecer los tres sistemas sedimentarios a los que pertenecen las diferentes unidades estudiadas de la Formación Las Chilcas. Estos son: D1) Sistema de abanico aluvial de alta energía, D2) Sistema de río trezado de alta sinuosidad con lecho de grava y depósitos de sedimentos de flujos de gravedad y D3) Sistema de río con lecho de grava trezado somero.

Tabla 5.5: Sistemas sedimentarios interpretados en la sección estudiada de la Formación Las Chilcas.

Nombre	Litofacies	Elementos arquitectónicos	Proceso deposicional	Paleoambiente
D1	G3, G4, (Sm), (Sh)	SB, GB	Flujos de detritos y flujos laminares	Abanico aluvial
D2	G1, G2, G3, Sh, St y Fm	CH, GB, LA, CH(FF)	Flujos turbulentos y depositación de fango por suspensión	Cuenca con río errante de alta sinuosidad con lecho de grava
D3	G1, G2, G3, Sh, Sm	GB, CH	Flujos turbulentos de baja densidad	Cuenca con río trezado somero, con lecho de grava

5.5.2 Sistema de abanico aluvial de alta energía (D1)

Ubicación y generalidades: Este ambiente lo define la asociación de facies B, y se expone en el flanco oriental de la quebrada Los Loros, hasta la parte más occidental de la cuesta Las Chilcas, así como en la falda occidental del cerro Montecristo, en lo que correspondería a la porción inferior y media del Miembro Tabón (Figura 5.30).

Descripción: Se caracteriza por la presencia de potentes niveles de conglomerados de hasta 20 m de las facies G3 y G4, sin superficies de erosión claras, compuestos por lóbulos elongados (SG) de conglomerados masivos, en general mal seleccionados, con clastos de hasta 1 m de diámetro, mal redondeados y matriz a clasto-soportados.

Interpretación sedimentaria: Se interpreta como un sistema de abanico aluvial, varios metros sobre el nivel base de los ríos, dada la escasa o nula presencia de intercalaciones fluviales y la alta energía que debieron presentar sus depósitos para transportar los enormes clastos que los componen.

Blair y McPherson (1994) establecieron un modelo para la evolución de los abanicos aluviales, identificando tres estadios principales (Figura 5.27) que se resumen a continuación:

- Estadio precursor o estadio 1: desde un relieve de alta pendiente se producen caídas de rocas del material meteorizado que se encuentra en zonas de debilidad como fracturas, fallas y discontinuidades litológicas o se generan avalanchas o deslizamientos de roca. Este proceso genera un talud de conos en el frente montañoso, que usualmente precede a la formación del abanico aluvial. Los abanicos en este período presentan una pendiente alta, de entre 12° y 25° y corta distancia horizontal.
- Estadio 2: Dada la presencia heredada de la fase anterior de un “manto” de coluvios y la convergencia de las lluvias, se comienzan a hacer más importantes los deslizamientos coluviales, flujos de detritos gruesos y flujos fluidos de gravedad. Estos permiten la extensión horizontal del abanico a 1 a 5 km, sumado a una disminución en su pendiente, teniendo 5° a 15°. El abanico se compone de flujos de detritos con clastos gruesos y/o flujos laminares, además de la presencia o no de caídas, deslizamientos y avalanchas de rocas y de canales incisos.
- Estadio 3: Se continúa expandiendo la red de drenaje del abanico, con canales incisos de más de 1 km de largo. Los procesos sedimentarios son generados por el colapso de los coluvios con altas pendientes, donde se continúan generando procesos de sedimentación por gravedad. Sin embargo estos son frecuentemente cubiertos por flujos de detritos o flujos laminares. El resultado de estos procesos es un abanico con un radio de 3 a > 10 km y pendientes de 2° a 8°. El abanico se compone de depósitos de flujos de detritos de tamaño arena a ripio o flujos laminares, además de canales incisos y escasos depósitos de caída de roca.

La evolución de un sistema de abanico aluvial se puede definir a partir de las litofacies que sus depósitos presentan como también por la granulometría que presentan los flujos de detritos que los componen.

Tomando en cuenta que en esta asociación se observó un dominio absoluto de facies de conglomerados gruesos interpretadas como flujos de detritos, característico del estadio 2, además de la ausencia de depósitos de avalanchas y deslizamientos de rocas, típicas del estadio 1, y de flujos de detritos de arenas, típicas del estadio 3, se puede deducir que correspondería a un

abanico aluvial depositado en el estadio 2 de Blair y McPherson (1994). Por lo tanto, la extensión frontal de este abanico debiera ser de 1 a 5 km y su pendiente entre 15° y 5°.

De lo anterior se desprende que el relieve que se encontraba generando los abanicos aluviales que se interpretan en la asociación de facies B, se encontraría en un rango de distancia aproximado de 2 a 5 km del lugar donde se estudió la secuencia.

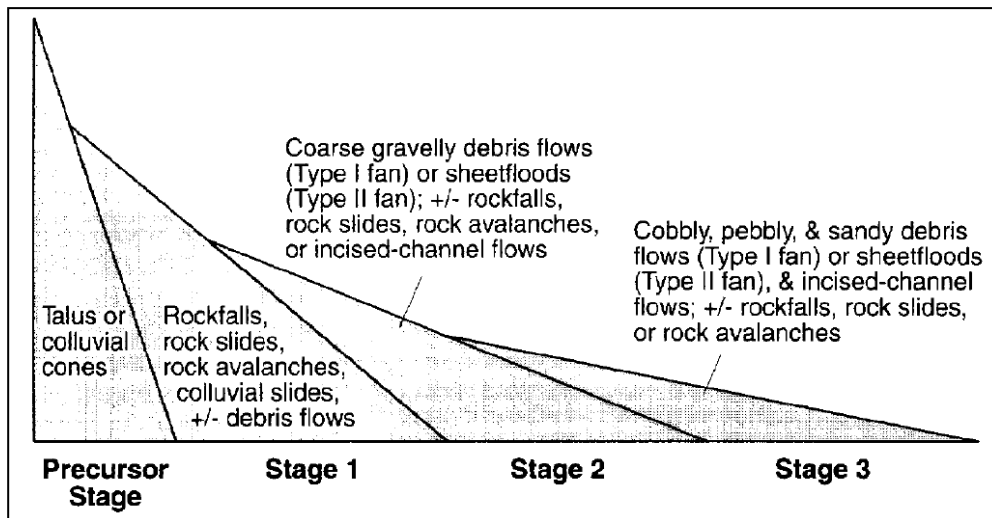


Figura 5.27: Distintos estadios de desarrollo definidos por Blair y McPherson 1994) para abanicos aluviales.

Si se considera que este ambiente sedimentario alcanza una potencia cercana a los 1000 m en la ladera oeste de la quebrada Los Loros, hasta el estero Las Chilcas (Figura 5.30), se infiere un constante rejuvenecimiento del relieve, capaz de mantener el abanico aluvial en el estadio 2 de Blair y McPherson (1994) a lo largo de todo este espesor, sin que en los 1000 m de potencia se produzca una evolución a un ambiente considerablemente más distal, como el pie de un abanico.

Interpretación tectónica: Como se mencionó anteriormente, la granulometría en depósitos de abanicos aluviales se encuentra relacionada con el estadio de evolución en que el abanico se encuentra (Blair y McPherson, 1994), presentándose flujos de detritos más gruesos en los estadios iniciales y más finos hacia los estadios finales. Así, para las asociaciones de facies de abanicos aluviales encontradas en las secciones estudiadas, es relevante conocer si existe una variación en el tamaño de los clastos de los flujos de detritos, de manera de observar posibles tendencias que indiquen como el sistema varía en su madurez a lo largo del tiempo. En la Figura 5.30 se observa una columna generalizada de los cerca de 2400 m que afloran de la Formación Las Chilcas en el sector comprendido entre la quebrada Los Loros y el cerro Montecristo, en esta también se presenta la granulometría promedio medida en terreno para los niveles estudiados.

Tomando en cuenta sólo las variaciones granulométricas observadas en los ambientes de abanicos aluviales encontrados a lo largo de la columna, en la Figura 5.29, se observan al menos

seis eventos de rejuvenecimiento del relieve, o pulsos tectónicos, evidenciados por importantes aumentos de la granulometría de los flujos de detritos, que son ilustrados con flechas hacia arriba a la derecha de la figura.

Se describen a continuación las características generales que presentan los pulsos tectónicos observados.

- Pulso 1: Sobre depósitos calcáreos finos de areniscas y calcilitas, de la base del Miembro Pitipeumo, aparecen rápidamente conglomerados masivos de las facies G3 y G4, esta es la primera aparición en la columna de facies de abanico aluvial, y serían el producto de la generación de un relieve cercano. Este abanico pasa en 150 m a facies de flujos de detritos de areniscas, por lo tanto más distales, evidenciando una rápida erosión del relieve antes generado.

- Pulso 2: Se manifiesta por un aumento muy rápido y muy fuerte de la granulometría de los flujos de detritos, interpretándosele como una segunda generación, rápida e importante de relieve. Dada la fuerte caída que presenta la granulometría después de alcanzar el peak, se interpreta que el relieve es nuevamente erosionado de manera rápida.

- Pulso 3: Se genera un nuevo evento de rejuvenecimiento del relieve. El aumento de la granulometría parece ser, en esta ocasión, más gradual y no se alcanzan a transportar tamaños de grano tan gruesos como en el evento anterior, por lo que este alzamiento debió ser más lento o bien las tasas de erosión debieron ser mayores durante todo el proceso de alzamiento relativo.

- Pulso 4: Este evento no es certero, pues no se midió con precisión la granulometría de estos niveles, sin embargo, se mantienen facies de flujos de detritos gruesos por centenas de metros, por lo que es necesario que se haya rejuvenecido el relieve al menos en un pulso.

- Pulso 5: Luego de más de 200 m de dominio de depósitos fluviales, en un ambiente distal respecto al relieve que se había generado, vuelve a formarse un ambiente de abanico aluvial, aumentando rápidamente la granulometría, para luego volver a caer rápidamente y pasar de nuevo al ambiente fluvial. Esto indicaría una rápida y efímera activación de un relieve cercano, que fue rápidamente erosionado, siendo cubierto por depósitos fluviales.

- Pulso 6: Luego de cerca de 400 m de depósitos fluviales intercalados con flujos de detritos distales, se vuelve a generar un evento de alzamiento relativo, que vuelve a generar facies de flujos de detritos gruesos con una tendencia granocreciente. Este evento comienza con casi 50 m de depósitos de lahar.

5.5.3 Sistema de río errante de alta sinuosidad con lecho de grava y depósitos de sedimentos de flujos de gravedad (D2)

Ubicación y generalidades: Este ambiente se expone, en la zona de estudio, en la ladera este del estero Las Chilcas y en la vertiente oeste del cerro Montecristo, sólo hacia el techo del Miembro Tabón (Figura 5.30). Se encuentra como una gran unidad intercalada entre depósitos de flujos de detritos pertenecientes al sistema de abanico aluvial de alta energía.

Descripción: Este sistema se compone por la asociación de las facies A, D y E. Son característicos los elementos de canal (CH), acreción lateral (LA), banco de gravas (GB) y canal abandonado CH(FF), observados en el perfil 1, perteneciente a la unidad I.

Una de las principales características de los depósitos encontrados en este sistema es la frecuente aparición del elemento CH(FF), por lo tanto, una cantidad importante de canales abandonados. El elemento CH queda evidenciado por fuertes incisiones que genera en niveles inferiores, las que se aprecian bien en el perfil 1 en los elementos 1B-CH y 2B-CH.

Las gravas G1 y G2 constituyen la facies dominante. En la unidad M este sistema presenta importante interacción con flujos de detritos distales, inundaciones y lahares de llanura de inundación, los que componen parte significativa de la columna.

Interpretación sedimentaria: Este sistema se interpreta como un sistema fluvial de alta sinuosidad por la recurrente presencia de niveles del elemento CH(FF), lo que indica un frecuente abandono de canales (Miall, 1996), pero un continuo suministro de aguas evidenciado por el relleno de los canales abandonados con sedimentos finos transportados en flotación.

La presencia de acreción lateral y vertical evidencia variaciones locales en la dirección de la corriente, característica de ríos errantes. En condiciones de flujo normal se produce migración de barras que acrecieron lateralmente y corriente abajo, rellenando canales. El efecto erosivo de corrientes enérgicas queda registrado en las fuertes incisiones verticales de los elementos de canal en las unidades de fangolita subyacentes.

Miall (1996) definió tres tipos principales de río con lecho de grava: trenzado, errante y meándrico (Figura 5.18), siendo el errante una clase intermedia entre los otros dos. Estos ríos presentan enormes similitudes en sus depósitos y su diferenciación requiere de un minucioso trabajo de medición de paleocorrientes y de reconocimiento de elementos arquitectónicos (Miall, 1996). Sin embargo, a partir del reconocimiento de las facies y del análisis arquitectónico realizado es posible enumerar algunas observaciones que pueden ayudar a identificar el tipo de

sistema fluvial. Se presentan a continuación algunas características definidas por Miall (1996) para los distintos tipos de ríos con lecho de grava:

- Ríos trenzados presentan dominio de los elementos de gravas GB y CH, tal como se observó en el Perfil 1 y la asociación D. Sin embargo estos ríos suelen presentar frecuentes intercalaciones de areniscas de facies St, siendo muy usual la aparición del elemento SB (barras de arenas), características no observadas de manera importante en el sistema acá estudiado.
- Ríos errantes (Figura 5.28) ocupan una clase intermedia entre ríos trenzados, de baja sinuosidad y varios canales, y ríos meándricos, de un solo canal. Dominan las litofacies de gravas Gh, Gp y Gt y areniscas con estructuras sedimentarias que forman la porción superior de las barras, domina el elemento de acreción lateral (LA). Los depósitos finos son generalmente fango masivo o arenas estratificadas subyacidos por gravas, características que se ajustan de buena manera con las observadas en este sistema.
- Ríos meándricos son dominados por elementos de acreción lateral (LA), lo cual no se ajusta con lo observado en el perfil 1. Por otra parte Arche (2009) describió la presencia de abundantes depósitos de grano fino en canales abandonados y en sucesiones de desbanco en una sucesión de un río cuaternario de estas características en España. Esta característica sería concordante con el continuo estrangulamiento o avulsión de canales interpretado para este sistema por la frecuente aparición del elemento CH(FF).

Tomando en cuenta que en el perfil 1 se observó un dominio de los elementos GB y CH, tal como en los ríos trenzados, pero que a la vez se presentan frecuentes intercalaciones del elemento CH(FF), más característico de ríos meándricos, parece prudente interpretar este sistema como un término medio entre un río con lecho de grava trenzado y uno meándrico, siendo posiblemente un río errante con lecho de grava (Figura 5.28).

Las poco frecuentes intercalaciones de las litofacies G3, G4 y Sm, indica la llegada esporádica de flujos de detritos. De igual forma la presencia de potentes niveles de la facies Sh implicaría la presencia de inundaciones repentinas. Las capas de facies Bm, evidencian la generación de lahares en los centros volcánicos que bajaron desde las zonas canalizadas y se dispersaron sobre los depósitos fluviales, adquiriendo la característica litológica de la asociación E.

Por lo tanto se puede afirmar que a pesar de que el ambiente era principalmente fluvial, continuaba recibiendo, de vez en cuando, flujos en masa que bajaban desde los altos topográficos, cubriendo los depósitos fluviales.

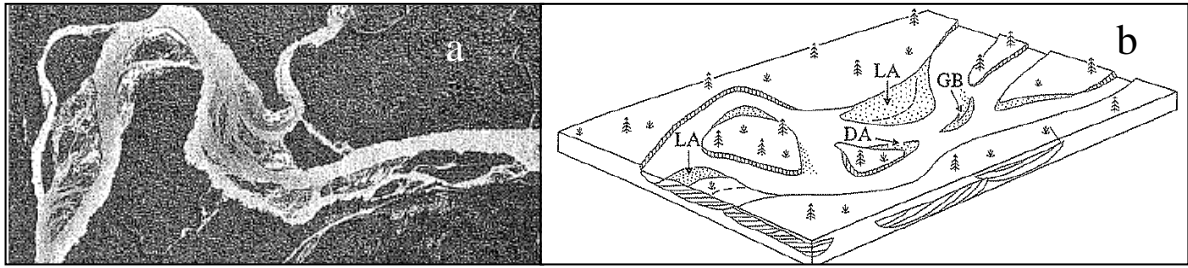


Figura 5.28: Ejemplo de río errante con lecho de grava. Tomado de Miall (1996). a: vista en planta. b: modelo arquitectónico.

Interpretación tectónica: La arquitectura a gran escala del sistema D2, constituida por abundantes canales abandonados bien preservados, entre los que se encuentran depósitos de fangolita de más de 1,5 m de espesor, evidencia, un sistema de alta acomodación (Martinsen et al., 1999), lo que implica una alta tasa de subsidencia.

5.5.4 Sistema de río trenzado somero con lecho de grava (D3)

Ubicación y generalidades: Este ambiente se expone en los conglomerados que afloran al este del cerro Blanco de Las Mazas, en la unidad D del Miembro Pitipeumo (Figuras 5.25 y 5.26), de más de 150 m de potencia y en dos niveles de menos de 100 m de potencia del Miembro Tabón, al este de la cuesta Las Chilcas (Figura 5.30).

Descripción: Este sistema se compone por las asociaciones de facies D y E y se caracteriza por la presencia de elementos de banco de gravas (GB) y canales (CH) que típicamente presentan profundidades de 1 m y cuyos bordes son rara vez identificables. Estas características se observan en los perfiles 2 y 3, pertenecientes a la unidad D.

Las gravas G1 Y G2 constituyen las facies dominantes, siendo principalmente gravas con estratificación horizontal y con estratificación cruzada en artesa, características de rellenos de canal. Es usual que las gravas que pertenecen al elemento CH presenten niveles delgados y lentes acunados por erosión de arenisca con laminación horizontal (Figura 5.25). En menor medida, presenta intercalaciones de la litofacies Bm.

Interpretación sedimentaria: Este se interpreta como un sistema fluvial, donde la presencia de los elementos GB y CH, evidencian pequeñas variaciones en la dirección del flujo, siendo los depósitos acretados de manera vertical y río abajo. El hecho que los elementos de gravas CH tengan decenas de metros de extensión indica una regular migración de los canales, formando capas de gravas o cinturones de canales móviles (Figura 5.29, b).

Las características descritas para este sistema, coinciden de muy buena manera con las características, nombradas en el punto anterior, que Miall (1996) advierte para ríos trezados. Sin embargo, dentro de los ríos trezados este autor realiza una diferenciación entre aquellos que corren a una altura similar a la de sus bordes, y los que corren rodeados por terrazas fluviales, definiendo ríos someros y profundos respectivamente (Figura 5.18, columnas B y C). La principal diferencia en los depósitos de ambos sistemas, es que los primeros suelen preservar en el registro estratigráfico las llanuras de inundación sobre las terrazas, dejando frecuentes intercalaciones de depósitos de arenas y fangos, mientras los segundos, dado que el río corre al mismo nivel que las llanuras de inundación, no preservan estos depósitos, que por la migración de los canales del río son erosionados, dejando sedimentos compuestos principalmente por gravas con diversas estructuras sedimentarias, tal como en el sistema aquí descrito. Por esta razón se interpreta este como un sistema fluvial de río trezado somero.

Miall (1996) caracteriza los depósitos de sistema fluvial de río trezado somero, como sedimentos dominados ampliamente por el elemento GB, que presenta abundantes superficies de erosión y depósitos de gravas con estratificación horizontal, cruzada planar y cruzada en artesa. Muchas veces se presentan también barras de arenas (en cerca de un 5% de la sucesión), debido al abandono de canales. Se pueden formar además delgadas capas de arena en el techo de las barras de gravas.

Este sistema consiste en una red variable de canales inestables y de baja sinuosidad donde se depositan una variedad de cuerpos de gravas (Miall, 1996) (Figura 5.29). Los canales son abandonados durante períodos de menor descarga de aguas, en este caso delgados lentes y cuñas de arena se depositaron (elemento SB).

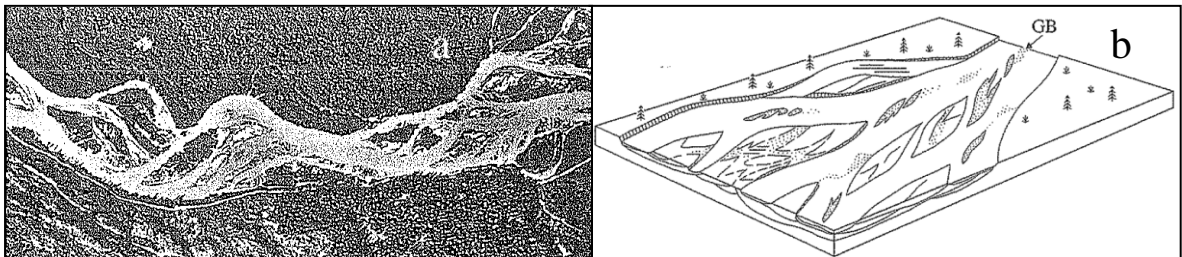


Figura 5.29: Ejemplo de río trezado somero con lecho de grava. Tomado de Miall (1996). a: vista en planta; b: Modelo arquitectónico.

Interpretación tectónica: La arquitectura del sistema D3, constituida por canales altamente agradantes y escasos depósitos de planicies de inundación, corresponden a condiciones de baja acomodación (Martinsen et al., 1999), es decir de baja subsidencia de la cuenca.

5.6 Evolución tectónica, paleogeográfica, y sedimentaria

Dado que se conoce a lo largo de una columna de espesor importante los distintos sistemas sedimentarios presentes, es posible determinar la evolución temporal de los sistemas. En la Figura 5.30 se han unido y generalizado las columnas estratigráficas levantadas en este estudio entre la mina El Sauce y el cerro Montecristo. Junto a la columna aparece la información respecto a la evolución en las asociaciones de facies sedimentarias, los distintos sistemas sedimentarios, la granulometría promedio y las unidades estratigráficas a las que pertenecen (definidas en el Capítulo 4). A partir de los sistemas sedimentarios encontrados se han definido once etapas, donde cada una marca el establecimiento de un nuevo sistema sedimentario.

Esta columna cubriría la porción baja a media-superior de la Formación Las Chilcas, abarcando los miembros Pitipeumo y Tabón completos y solo la base del Miembro El Calvario. De manera que la base de esta columna se encontraría apoyada sobre las lavas de la Formación Cerro Morado, mientras el techo de esta estaría varios cientos de metros bajo la superficie erosiva sobre la que se depositó la Formación Lo Valle. El Miembro Ñilhue se encuentra erosionado en el sector donde se realizó esta columna.

De esta manera se puede representar la siguiente evolución de los sistemas sedimentarios para la porción baja a media de la Formación Las Chilcas, al sur del río Aconcagua:

- Etapa 1. Son depositados más de 1500 m de tobas, lavas y brechas andesíticas de la Formación Cerro Morado.
- Etapa 2. Sobre estos depósitos volcánicos, y a partir de la correlación realizada en el Capítulo 4 entre las calizas de Polpaico y las existentes en el Miembro Pitipeumo, se produciría una ingesión marina, gracias a una fuerte subsidencia inicial de la cuenca. Después, se instauraría un sistema fluvial caracterizado por ríos trenzados someros, de baja sinuosidad, con ausencia de terrazas fluviales y direcciones de flujo hacia el este, o sea las corrientes en esta etapa provienen desde el oeste. Dado la arquitectura de este sistema, se interpreta como un cortejo de baja acomodación (Martinsen et al., 1999). El volcanismo se mantiene activo, intercalándose frecuentes niveles de lavas entre los sedimentos. Este sistema se mantiene por una cantidad de tiempo importante, hasta completar más de 150 m de espesor. Estos depósitos corresponden al Miembro Pitipeumo al sur del río Aconcagua.
- Etapa 3. Se genera a menos de 5 km de distancia un relieve importante, cuya erosión permite la acumulación, en sus faldas, de la base del Miembro Tabón, con grandes abanicos aluviales, apoyados en discordancia sobre los depósitos de las etapas 1 y 2. Este relieve es rejuvenecido por al menos tres pulsos tectónicos, por lo que la energía de los flujos de detritos que se generaban producto de las lluvias se conserva relativamente constante, depositándose por cerca de mil metros de

potencia un ambiente de abanico aluvial en el segundo estadio de evolución definido por Blair y McPherson (1994).

- Etapa 4. Eventualmente la gran cantidad de flujos desprendidos desde este alto topográfico, sumado al cese en los pulsos tectónicos, terminan por erosionar el relieve. Esto permite el desarrollo de un sistema fluvial, representado por ríos errantes de alta sinuosidad que depositan más de 100 m continuos de sedimentos gruesos y fango, que conforman un cortejo de alta acomodación (Martinsen et al., 1999).
- Etapa 5. Este sistema fluvial varía a un sistema de río trenzado somero, similar al encontrado en la Etapa 2, evidenciando una menor tasa de subsidencia de la cuenca.
- Etapa 6. Vuelve a establecerse un sistema de río errante de alta sinuosidad, lo que hace inferir un nuevo evento de fuerte subsidencia. Luego de depositar este sistema cerca de 30 m de gravas, se suceden varias inundaciones repentinas y flujos de detritos de grano fino, que depositan cerca de 50 m de areniscas masivas y areniscas con laminación horizontal. Este evento de inundaciones pareciera marcar el inicio de un nuevo evento tectónico que muestra su mayor desarrollo en la Etapa 7.
- Etapa 7. Se genera nuevamente un relieve cercano, lo que provoca el descenso de una serie de flujos de detritos gruesos que se depositan en una leve discordancia sobre los sedimentos fluviales anteriores (Capítulo 4). Estos flujos son acumulados por cerca de 45 m. El relieve no se mantiene en el tiempo y es rápidamente erosionado.
- Etapa 8. Se instala nuevamente un sistema fluvial de ríos trenzados someros, al igual que en las Etapas 2 y 6, evidenciando nuevamente un cortejo de baja acomodación. Posteriormente son generados varios lahares que cubren los depósitos fluviales por cerca de 38 m.
- Etapa 9. El sistema fluvial cambia nuevamente a un sistema de río errante de alta sinuosidad, pero en esta ocasión, las inundaciones repentinas se hacen recurrentes; lo que pudiera implicar que probablemente existía aún, quizá a la distancia, un relieve importante, desde donde descendían frecuentes flujos de detritos, depositando sus depósitos más finos en las zonas más distales de los abanicos aluviales, donde estos se conectan con el sistema fluvial.
- Etapa 10. Esta etapa comienza con la generación continua de lahares, que depositan más de 50 m de sedimentos. Luego de esto, se genera un nuevo pulso tectónico que genera un relieve cercano, permitiendo la erosión e incisión de los depósitos de este lahar, donde se generan pequeños valles que son rellenados posteriormente por flujos de detritos, pasando luego a dominar nuevamente un ambiente de abanico aluvial proximal.
- Etapa 11. Sobre una discordancia de erosión, que parece haber borrado, en este sector, todo registro del Miembro Ñilhue, se establece un nuevo ambiente volcánico, correspondientes al Miembro El Calvario. Se depositan cerca de 40 m de lavas andesíticas, sobre las que se apoyan cerca de 20 m de lahares para pasar luego a cientos de metros de lavas andesíticas de textura brechosa.

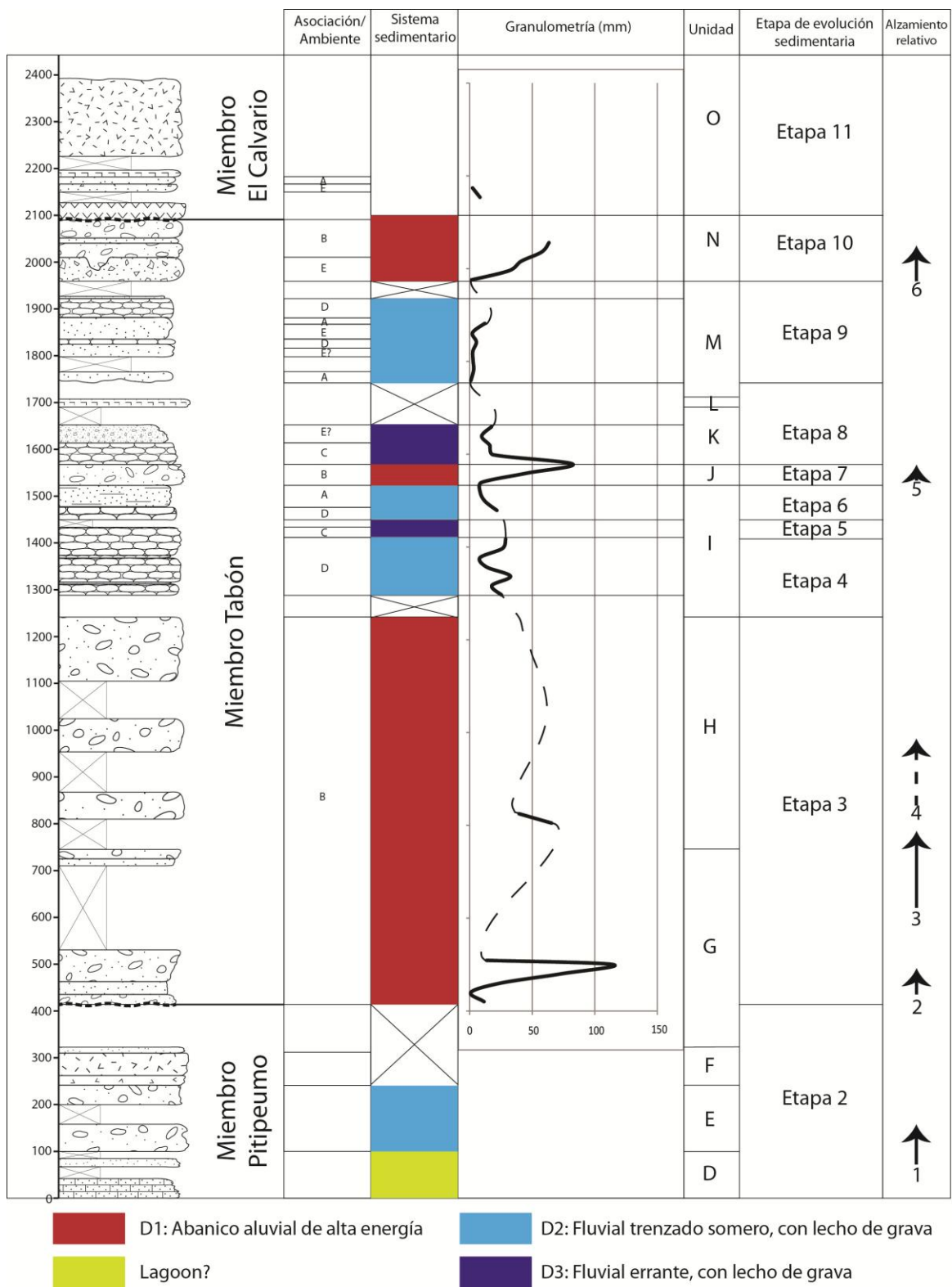


Figura 5.30: Cuadro resumen de la estratigrafía encontrada en el perfil estudiado de la Fm. Las Chilcas, se muestran también las facies, asociaciones de facies, la variación granulométrica, las unidades definidas en el capítulo 4, las etapas en la evolución de los sistemas y los momentos de alzamiento relativo del borde de la cuenca.

6 ESTRUCTURA

6.1 Introducción

6.1.1 Motivación

El principal rasgo estructural de la Cordillera de la Costa de Chile central, descrito por diferentes autores (Charrier y Muñoz, 1994; Gana et al., 1994a; Rivano et al., 1993; Thomas, 1958; Wall et al., 1999), es el basculamiento hacia el este que presenta toda la secuencia mesozoica, desde la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa hasta la Depresión Central. Los buzamientos de las distintas unidades varían entre 50 y 40° en la zona occidental de la Cordillera de la Costa, haciéndose menos inclinados hacia el este (Rivano et al., 1993). La temporalidad de esta deformación no ha sido acotada y tampoco se han reconocido las estructuras que podrían estar generándola.

A la Formación Las Chilcas se le ha asignado un espesor de entre 3000 y 7000 m de depósitos, mayormente volcanoclásticos gruesos (Thomas, 1958; Carter y Aliste, 1962; Rivano et al., 1993), sin embargo, no se han encontrado, hasta hoy, estructuras importantes que hayan sido capaces de generar el espacio necesario para el acomodo de toda esta secuencia. A partir de lo concluido en el Capítulo 5 del presente trabajo, se hace evidente que estas estructuras existieron, que generaron relieves importantes y que se encontraban muy cerca de los depósitos de esta formación.

Identificar estas estructuras, el estilo de deformación que generaron y la arquitectura de la cuenca es de suma importancia pues ayudaría a comprender el ambiente tectónico y la paleogeografía en que se depositó la Formación Las Chilcas. Esto a su vez podría permitir asociar los distintos niveles o unidades identificadas en la zona de estudio a secuencias de *pre-rift*, *sin-rift*, *post-rift* y *sin-inversión*.

Por otra parte, tampoco se han encontrado evidencias estructurales en la Cordillera de la Costa de Chile central del período de *rifting* del Cretácico Temprano (Mpodozis y Ramos, 1990; Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2014). Sólo a partir de un estudio geoquímico e isotópico de la evolución de los más de 15 km de depósitos volcánicos que afloran en la Cordillera de la Costa,

Vergara et al. (1995) pusieron en evidencia un continuo y creciente adelgazamiento de la corteza para este período, siendo esto coherente con lo mostrado por Parada et al. (2005), quienes concluyen que los magmas que constituyeron al Plutón Caleu se habrían generado en una corteza muy adelgazada, antes del Cretácico “medio”. Por otra parte, el régimen tectónico en que fue depositada la Formación Cerro Morado no se conoce, no obstante, análisis geoquímicos realizados en sus lavas (Diego Morata, *com. pers.*) indican un magma muy primitivo, consecuente con una corteza muy adelgazada, lo que sumado a su contacto gradual y concordante con el techo de la Formación Veta Negra, indica que, posiblemente, corresponda a parte de la secuencia *syn-rift* o al *post-rift*.

6.1.2 El concepto de inversión estructural

La tectónica de inversión involucra un cambio en el ambiente tectónico que pasa de la extensión cortical a la compresión, de manera que las cuencas extensionales son comprimidas y se convierten en regiones con relieves positivos. El estudio y comprensión de estos sistemas es fundamental pues la arquitectura de los sistemas de fallas inversas en situaciones de inversión de cuencas está fuertemente influenciada por la existencia de fallas normales preexistentes (Cooper et al., 1989; Hayward y Graham, 1989; McClay y Anderton, 1989; Coward et al., 1991).

El concepto de “inversión de cuenca” se refiere al caso en que las cuencas hayan sido extensivas y delimitadas por fallas normales, donde estas se relacionan con hemi-grabens asimétricos. Esto, pues estudios sísmicos muestran que muchas de las cuencas extensionales se relacionan con este tipo de estructuras, compuestas por una serie de fallas antitéticas a la falla principal (fallas en dominó), con cambios periódicos en el manto de la falla (fallas lítricas). Es por ello que Bally (1984), modela la inversión positiva usando una simple geometría de un hemi-graben sobre una falla lítrica (Figura 6.1 i, A).

La inversión positiva es aceptada para la reactivación de fallas normales preexistentes, pero con movimiento inverso. Así también se define la inversión negativa la cual ocurre cuando a continuación de un evento de acortamiento litosférico se produce extensión (Cooper y Williams, 1989). Se habla también de inversión parcial cuando, con la reactivación de parte de la falla normal a inversa, las capas de pre-rift en el basamento se mantienen en clara extensión, mientras que las capas post-rift están en clara compresión (Figura 6.1 i, B). Una inversión total se genera, en cambio, cuando toda la falla normal es reactivada como inversa, reconstruyendo la estratigrafía previa al hemi-graben, generándose la extrusión del material *syn-rift* (Bally, 1984) (Figura 6.1 i, C).

A fin de cuantificar el movimiento de las fallas se definen las secuencias de pre-rift o previas al desarrollo de la falla normal, de *syn-rift*, contemporáneas al movimiento de la falla normal y de *post-rift*, cuando la falla deja de actuar (Figura 6.1 ii).

La geometría encontrada en cuencas invertidas es muy complicada, pues la geometría de los niveles sin-rift puede ser ya compleja, exhibiendo anticlinales de *roll-over*, los que la inversión apretará y amplificará.

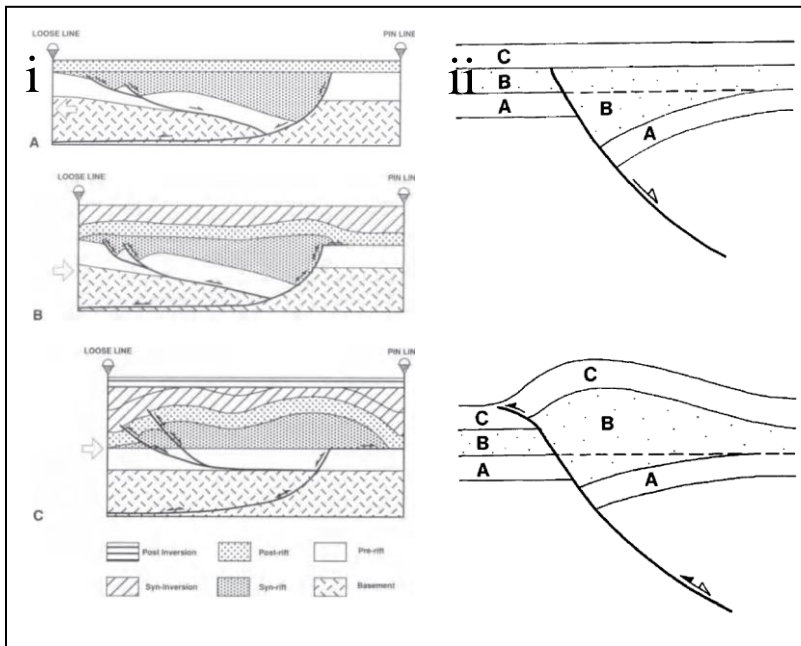


Figura 6.1: i) Perfiles esquemáticos de un hemi-graben extensional sometido a una inversión parcial y a una total (tomado de McClay y Buchanan, 1992). ii) Diagrama esquemático de una inversión donde A = pre-rift, B = sin-rift, C = post-rift. Notar la propagación de la falla invertida a través del post-rift.

Las cuencas extensionales que han sido invertidas comúnmente muestran en su borde anticlinales con crecimiento (i.e. el pliegue se desarrolla en estratos que están siendo depositados al mismo tiempo que el pliegue crece), con estratos más delgados sobre el borde reactivado de la cuenca y niveles más potentes en los flancos de la estructura (McClay y Buchanan, 1992). Mientras que en el *hanging-wall*, afectando los depósitos sin-rift, aparecen fallas inversas pequeñas, anticlinales y estructuras de pop-up (McClay y Buchanan, 1992). En valores mayores de inversión las fallas se propagan a las secuencias de post-rift y sin-inversión, con ángulos menores a los de la falla normal, elevando los depósitos de sin-rift, lo que lleva a conformar complejas geometrías de arpon o punta de fecha. A valores mayores de compresión pueden generarse fallas inversas en el *foot-wall* (*short-cuts*), incorporándose bloques de basamento en la deformación (McClay y Buchanan, 1992; Pinto et al., 2010). Cuando la cuenca ha sido sometida a una mayor compresión los depósitos sin-rift presentan en ocasiones deformación interna como cabalgamientos o pliegues apretados cercano a la falla del borde (*buttressing*) (McClay y Buchanan, 1992).

6.2 Estructura local

6.2.1 Sur del río Aconcagua

6.2.1.1 *Cerro El Roble a Cuesta Las Chilcas*

En este sector las estructuras de primer orden corresponden a una falla invertida, la Falla Los Perros, y a un anticlinal asimétrico ubicado inmediatamente al este de la falla, el Anticlinal Cerro Blanco (Figura 6.2).

Anticlinal Cerro Blanco: Este anticlinal exhibe una geometría asimétrica (Figuras 6.3, 6.4 a), presenta un rumbo N15°W y una extensión de, al menos, 12 km (Figuras 6.2 y 6.11). Es posible observar que afecta a la Formación Cerro Morado y a los miembros Pitipeumo y Tabón de la Formación Las Chilcas. Hacia el oeste, el limbo trasero es casi sub-horizontal y es afectado por, al menos, una falla de vergencia este, interpretada como una falla de acomodación generada durante el crecimiento del anticlinal (Figura 6.3). El limbo frontal cae con cerca de 50° hacia el este (Figura 6.4).

Sobre éste, en el limbo frontal, se apoyan en *onlap* y con estratos de crecimiento cerca de 900 m de conglomerados del Miembro Tabón (unidades G y H, ver Cap. 5) asociados a un ambiente de abanico aluvial (Figuras 6.4 y 6.5) (ver Capítulo 4), conformando un pliegue de crecimiento en el limbo frontal. La disposición de estas unidades indica que fueron generadas como producto del alzamiento y la erosión del anticlinal. Evidencia de ese proceso de erosión se puede apreciar en el sector de la quebrada Los Loros, donde el limbo oriental del anticlinal, conformado por rocas del Miembro Pitipeumo, presenta una fuerte incisión rellenada y sobrepasada por el Miembro Tabón (Unidades G y H) (Figuras 6.4 a, 4.11 y Mapa B). Esto, a su vez, es consecuente con lo descrito en el capítulo 5, donde se concluyó que estas unidades debieron generarse como producto del continuo rejuvenecimiento de un relieve cercano.

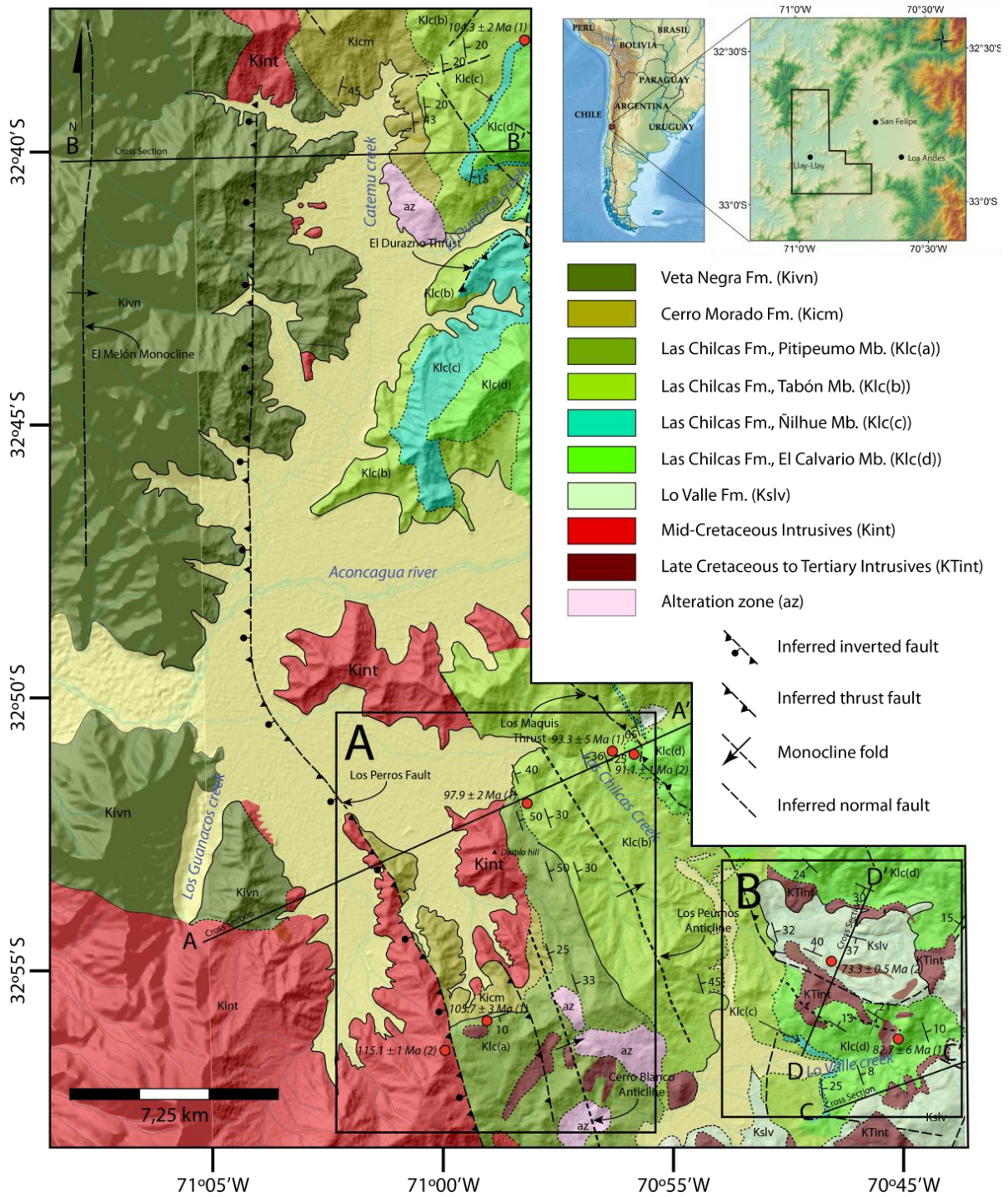


Figura 6.2: Mapa geológico de la zona de estudio. Se muestran en puntos rojos las edades U-Pb obtenidas, (1) = edad de circón detrítico más joven, (2) edad media ponderada de circones ígneos. Encerrados en rectángulos se muestra el área abarcada por los mapas fuera de texto.

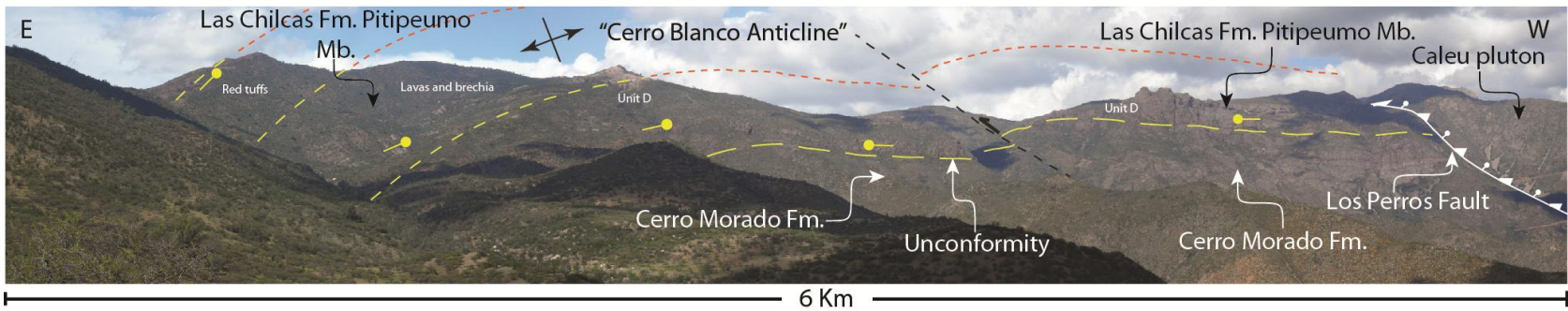


Figura 6.3: Foto y foto interpretada del anticlinal asimétrico “Anticlinal Cerro Blanco” observado desde el cerro Diablo, al oeste de la cuesta Las Chilcas.

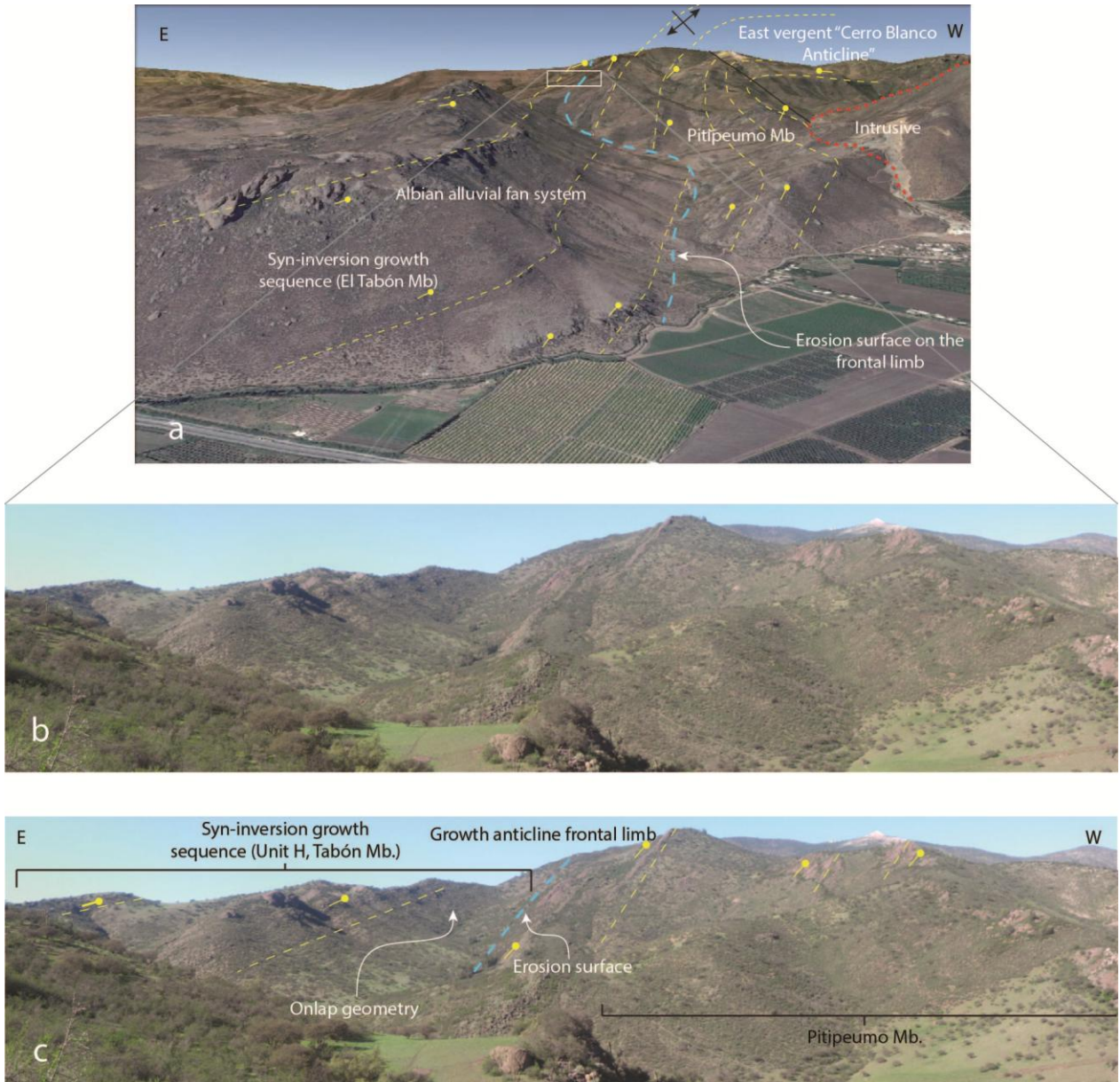


Figura 6.4: a) Limbo frontal del "Anticlinal Cerro Blanco" con los depósitos de flujos de detritos de la base del Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas apoyados en *onlap*, con estratos de crecimiento, sobre el Miembro Pitipeumo. b) Detalle de la figura 6.3c donde se observa el *onlap* del Miembro Tabón sobre el Miembro Pitipeumo en el limbo frontal del "Anticlinal Cerro Blanco". c) Interpretación de la figura b.

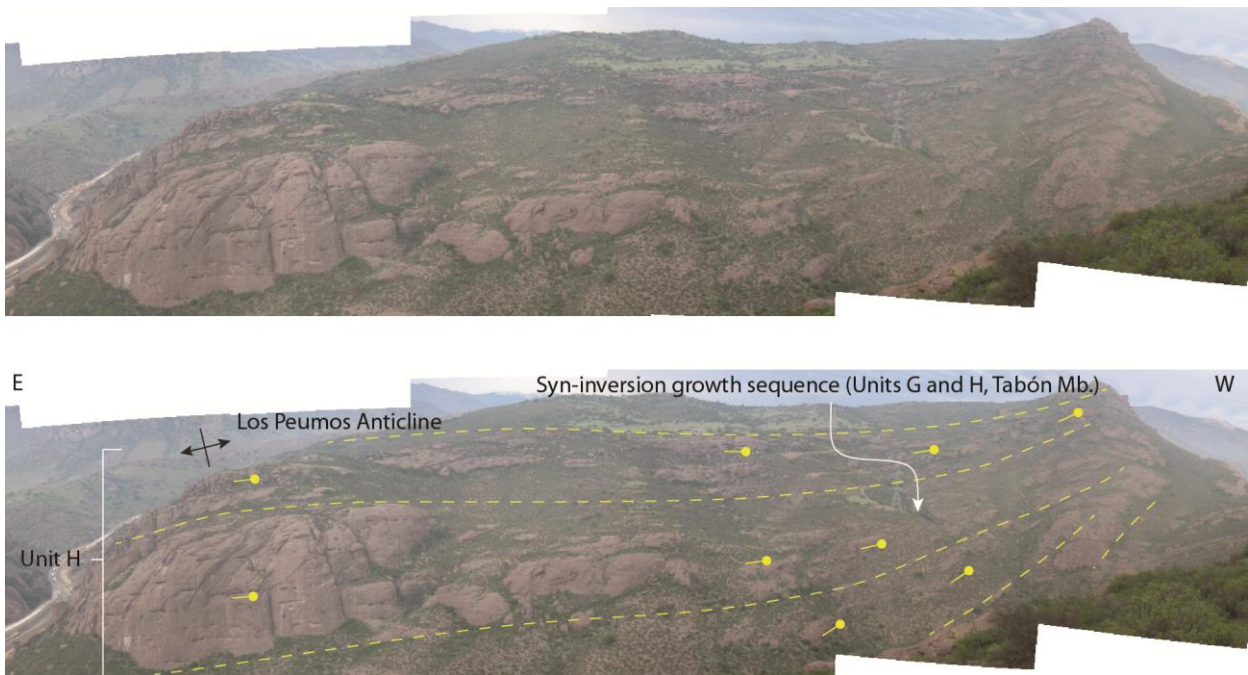


Figura 6.5: Estratos de crecimiento en la unidad H del Miembro Tabón, en el limbo frontal del Anticlinal Cerro Blanco.

Falla Los Perros: Hacia el oeste del “Anticlinal Cerro Blanco” aflora el Plutón Caleu (Figura 6.2). En esta zona, el contacto entre el Plutón Caleu y las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas es sub-vertical y ha sido tradicionalmente considerado como un contacto por intrusión (Thomas, 1958; Rivano et al. 1993; Parada et al., 2005). Sin embargo, en el presente estudio se identificó, en el borde oriental del plutón, un sector de unos 200 a 400 m de ancho conformado por rocas de fallas (Figuras 6.6 y 6.7). Estas presentan una textura recrystalizada, con cristales de tamaño muy pequeño, en sectores se presentan plegadas o con deformación dúctil, y en otros con textura brechosa, o con deformación frágil, siendo estas naturalmente milonitas y cataclasitas respectivamente (Figura 6.7). También es posible observar sectores con espejos de falla y fallamiento inverso en estructuras de tercer orden (Figura 6.8). Esta estructura ha sido denominada Falla Los Perros, pues se observa de mejor manera en la quebrada homónima, posee un rumbo N20°W, idéntico al del eje del Anticlinal Cerro Blanco.

Una muestra de una granodiorita del Plutón Caleu, tomada unos 80 m al oeste de la zona de falla, arrojó edades U-Pb en circones de entre 109,7 y 123,4 Ma (Figura 6.6 a y b) y una muestra de arenisca de la base de la Formación Las Chilcas (Muestra P5-2211) arrojó una edad de 105 Ma en el circón más joven. Estas edades obtenidas inmediatamente adyacentes a la falla, permiten confirmar que el plutón no intruyó a las rocas de la Formación Las Chilcas, sino que se emplazó allí por medio de la estructura recién descrita. Respecto al sentido de movimiento de esta falla, su disposición sub-vertical (Figura 6.6) sugiere un origen como falla normal, sin embargo, Parada et al. (2002) calcularon una profundidad de emplazamiento para el Plutón Caleu de cerca de 7 km, en una corteza aún adelgazada, y Parada et al. (2005) calcularon una rápida exhumación durante el Cretácico medio, lo cual necesariamente indica un alzamiento tectónico a través de la corteza de este intrusivo, posiblemente facilitado por

esta falla. Por otra parte, en la zona de falla se encontraron fallas inversas de tercer orden (Figura 6.8). Esto implicaría un alzamiento del bloque occidental, lo cual es coherente con el hecho que hacia el oeste de la Falla Los Perros se presentan las mayores alturas de la Cordillera de Costa. De manera que dadas su geometría subvertical y las evidencias de movimiento inverso, se infiere que la Falla Los Perros es una falla invertida, de vergencia este y que posiblemente fue la responsable de la rápida exhumación del Plutón Caleu durante el Cretácico medio.

Al sur del río Aconcagua la Falla Los Perros presenta una extensión N-S de, al menos, 14 km a lo largo del borde oriental del Plutón Caleu. Esto es, desde el cordón de cerros que se ubica inmediatamente al sur del poblado de El Provenir, en el valle de Llay-Llay, pasando por la quebrada Los Perros, hasta el poblado de Rungue (Figura 6.2 y Mapa B). Desde ahí hacia el sur el límite oriental del plutón se curva hacia el oeste, sin embargo, Wall et al. (1999) trazan desde Rungue hacia el SSW una falla, sin sentido de movimiento definido, que corta a la Formación Las Chilcas, pasando por la quebrada El Peumo, el estero Til-Til, hasta el estero Polpaico. Ésta pudiera ser la continuación hacia el sur de la Falla Los Perros. Es importante destacar la presencia a lo largo de esta estructura de abundantes zonas con alteración hidrotermal y mineralización, encontrándose actualmente una serie pequeños de yacimientos de cobre en explotación inmediatamente al sur del pueblo de Til-Til, en Rungue y en la parte alta de la quebrada Los Perros.

Al oeste de la Falla Los Perros, dada la presencia del Plutón Caleu, la estructura que presentan las rocas estratificadas puede ser sólo observada en el sector de la quebrada Los Guanacos, al sur-oeste de Llay-Llay (Figura 6.2), donde la Formación Veta Negra se dispone formando un homoclinal que buza cerca de 45° hacia el este, muy diferente a la disposición sub-horizontal que presentan las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas al este de la Falla Los Perros. De manera que, posiblemente, la estructura que se encuentra separando el panel estructural que se dispone con un manteo de 45° en el oeste, con el panel sub-horizontal que conforma el limbo trasero del “Anticlinal Cerro Blanco” corresponda a la Falla Los Perros.

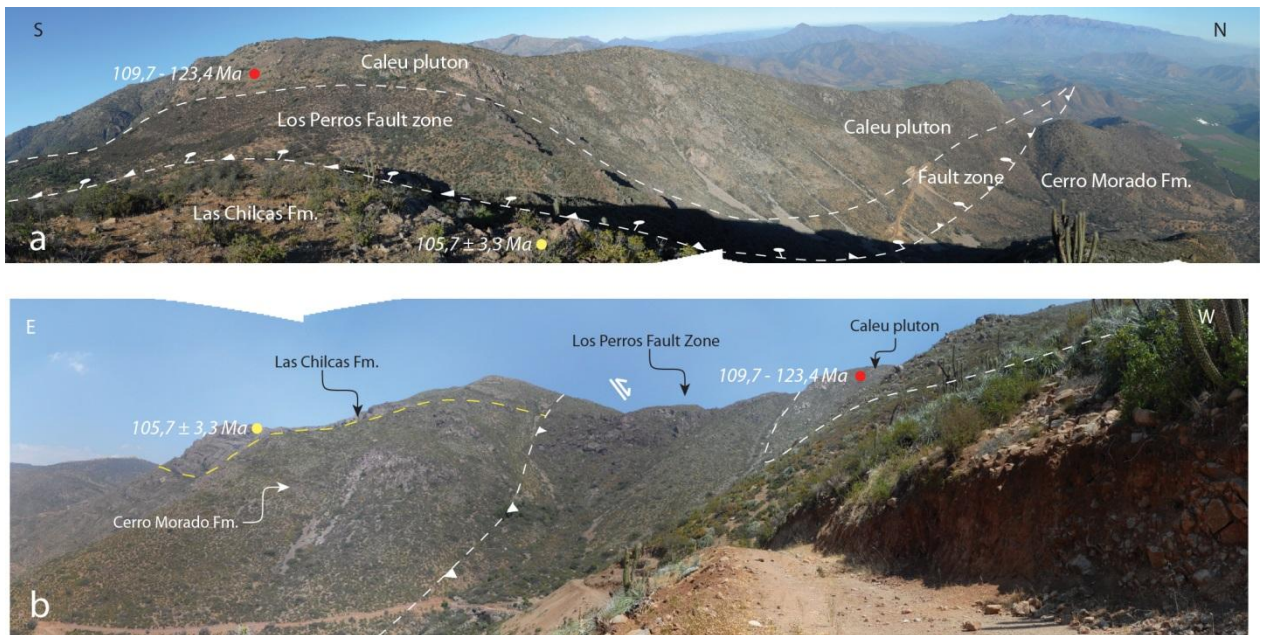


Figura 6.6: a) Vista hacia el oeste, en la quebrada Los Perros, donde se observa al Plutón Caleu montándose sobre las formaciones Cerro Morado y Las Chilcas por medio de la Falla Los Perros. b) Vista hacia el sur de la misma configuración, en la quebrada Los Perros. Con un punto rojo se muestra la edad de cristalización obtenida en una muestra en ese sector del Plutón Caleu. Con un punto amarillo se muestra la edad del circón más joven obtenida en una arenisca tomada en el Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas en ese sector.



Figura 6.7: Rocas de falla en la Zona de Falla Los Perros. a) Rocas intensamente alteradas y brechizadas b) Espejos de falla. c) Rocas con deformación frágil en la zona de falla. d) Milonitas en la zona de falla.

Como estructuras de segundo orden, asociadas al Anticlinal Cerro Blanco, es posible encontrar en esta zona el Anticlinal Los Peumos, que se ubica al este del Anticlinal Cerro Blanco, y la Falla Los Maquis.

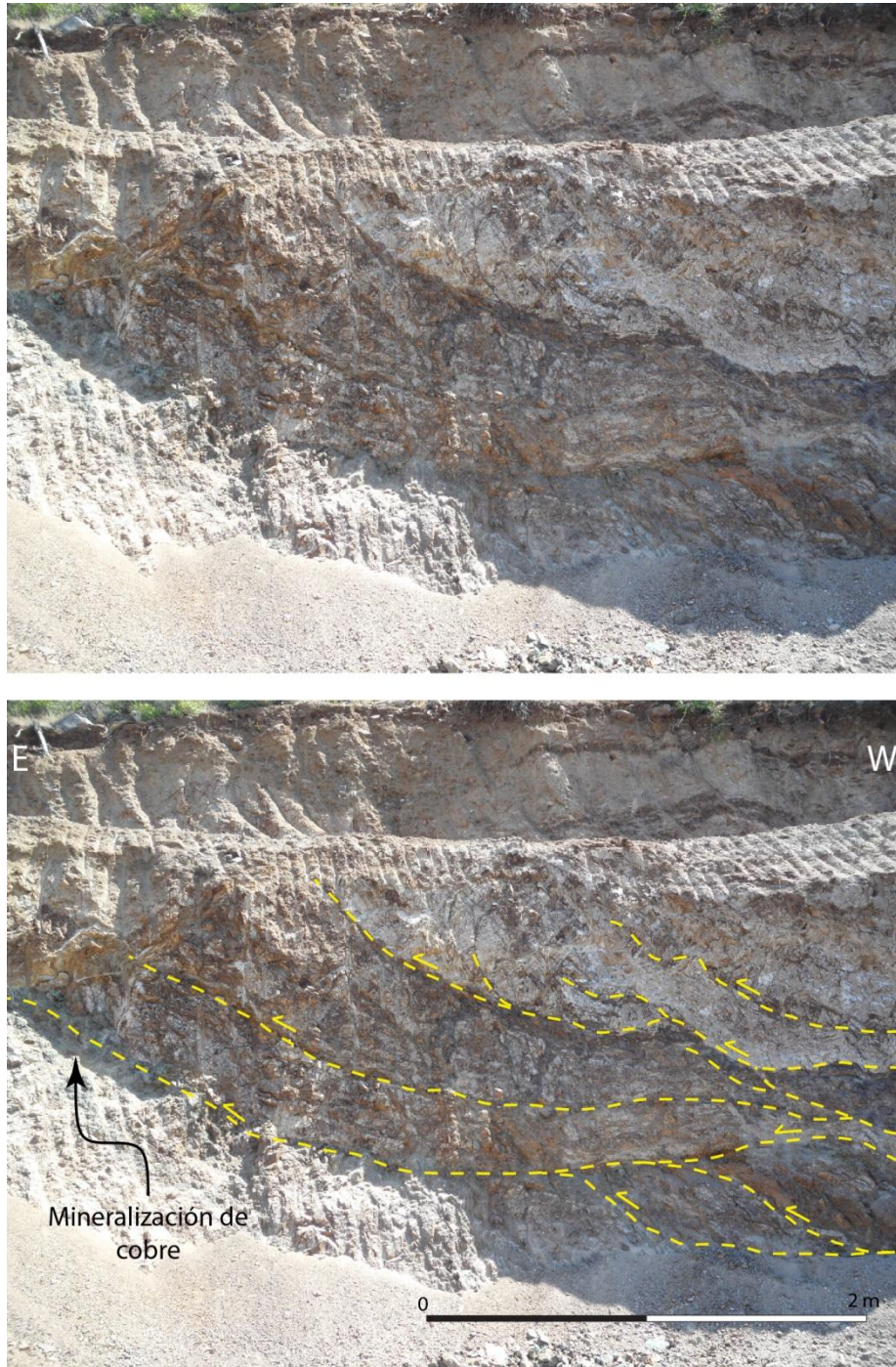


Figura 6.8: En la quebrada Los Perros, fallas inversas de escala métrica en secuencia formando un dúplex en la zona de Falla Los Perros. La permeabilidad generada por estas estructuras es aprovechada por fluidos mineralizadores.

Anticlinal Los Peumos: Unos 3 km al este de la charnela del “Anticlinal Cerro Blanco”, los conglomerados y las unidades superiores que pertenecen al techo del Miembro Tabón son afectados por un anticlinal asimétrico de rumbo N15°W y de vergencia este, cuyo limbo trasero es sub-horizontal y su limbo frontal cae con entre 25 y 30° hacia el este (Figuras 6.2, 6.5 y 6.11). Este presenta una extensión longitudinal similar a la del “Anticlinal Cerro

Blanco”, sobrepasando posiblemente los 12 km de extensión y su limbo oriental se extiende por, al menos, 2 km hacia el este.

Retrocorrimiento Los Maquis: El limbo oriental del “Anticlinal Los Peumos” es cortado por una falla inversa de vergencia oeste y rumbo N20°W a N40°W (Figura 6.9), la cual fue mapeada inicialmente por Rivano et al. (1993). Esta falla cabalga, con una disposición de cerca de 60° hacia el este, niveles conglomerádicos fluviales, de la porción media del Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas, sobre areniscas y conglomerados del techo de este mismo. Esta falla fue sellada por un nivel volcánico perteneciente al Miembro El Calvario, que se apoya en discordancia sobre los conglomerados. Un desplazamiento vertical, de este nivel volcánico, de unos 50 m en el lado oeste de la falla evidencia una actividad posterior de esta estructura.

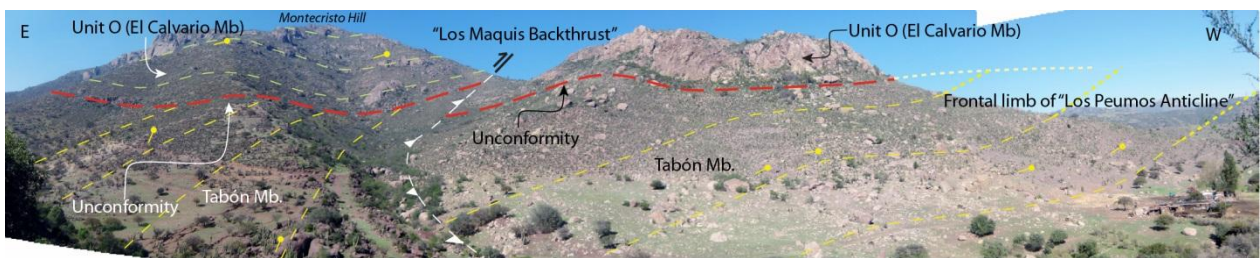
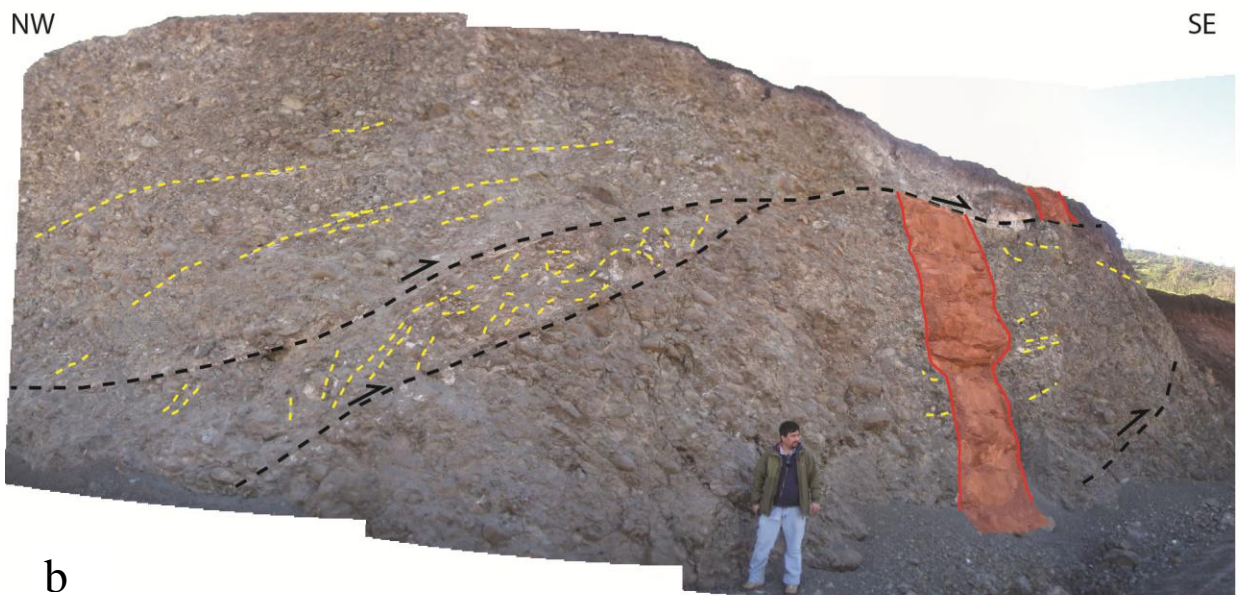


Figura 6.9: En la quebrada Los Maquis, al este de la cuesta Las Chilcas, se observa la Falla Los Maquis plegando y montando niveles medios del Miembro Tabón sobre niveles correspondientes a su techo. Arriba, la deformación es sellada por el Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas.

Finalmente, es posible observar en los conglomerados que componen el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas pequeños pliegues y fallas inversas de escala métrica (Figura 6.10) cuya edad no está acotada, pero que mantienen un rumbo y vergencia similar a la del “Anticlinal Cerro Blanco”, por lo que seguramente fueron generados durante su desarrollo.



a



b

Dique andesítico
 Falla de tercer orden
 Vetillas rellenas de arcillas

Figura 6.10: Fallamiento inverso de vergencia este de longitud de onda métrica en el Miembro Tabón sobre el limbo frontal del “Anticlinal Cerro Blanco”.

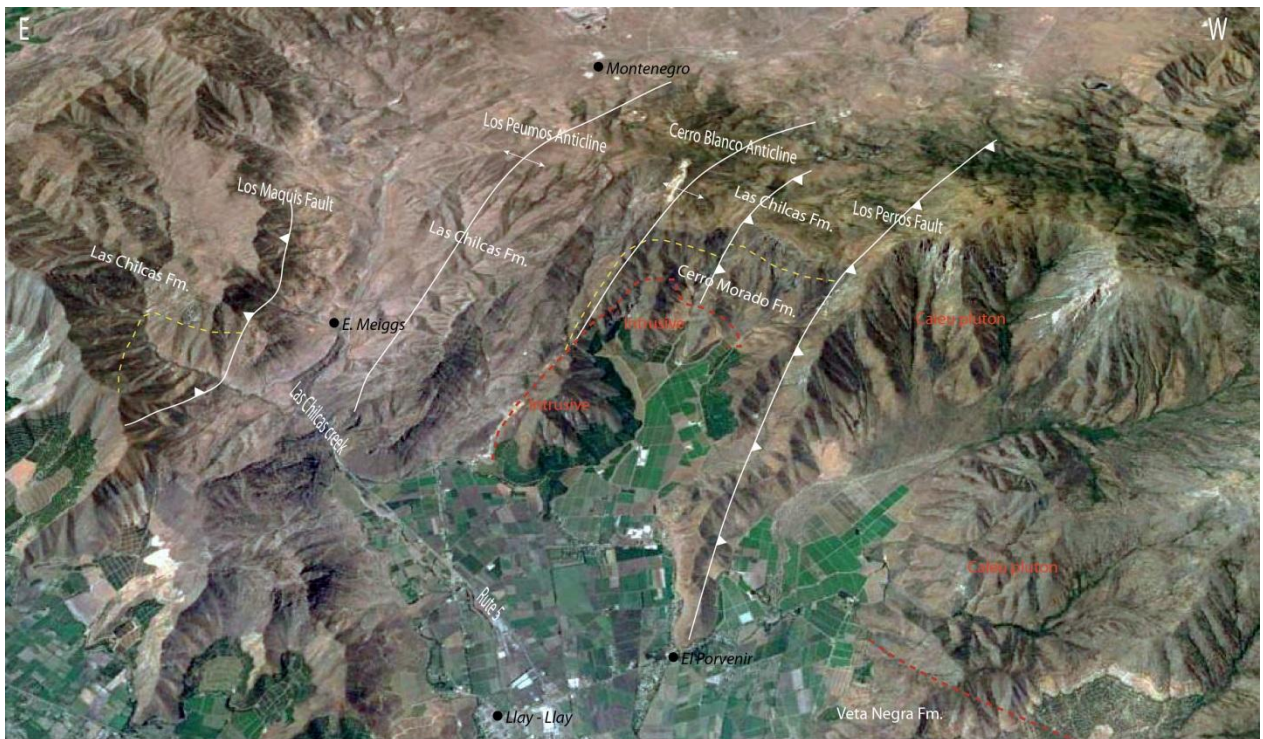


Figura 6.11: Imagen satelital mostrando una vista panorámica E-W de la zona del cerro El Roble a la cuesta Las Chilcas donde se observan las principales estructuras y unidades descritas.

6.2.1.2 *Cajón de Lo Valle*

En este sector, al este de la localidad de Montenegro y del Anticlinal Los Peumos, se pueden identificar dos estructuras de primer orden: un homoclinal de bajo ángulo que afecta a la Formación Las Chilcas a lo largo del cajón de Lo Valle y la Falla La Piedra, una falla normal de orientación NW-SE.

El homoclinal afecta los miembros Ñilhue y El Calvario de la Formación Las Chilcas (Figuras 6.12 y 6.13), es sub-horizontal, con manteos de entre 15 y 8° al este, pero hacia el oeste presenta manteos algo mayores (hasta 25°), producto de la presencia de al menos dos suaves monoclinales de vergencia este (Figura 6.13). Sobre esta estructura se apoya, en discordancia de erosión, con una disposición sub-horizontal, la Formación Lo Valle (Figuras 6.12 y 6.13).

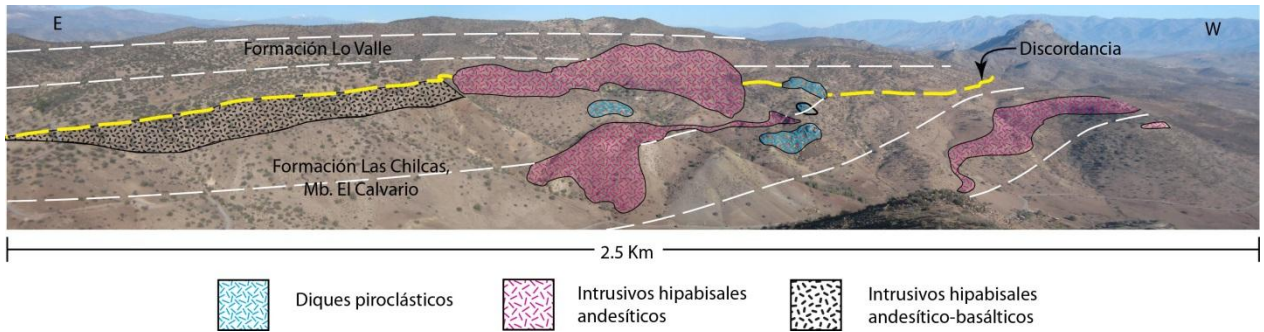


Figura 6.12: Vista hacia el sur en el cajón de Lo Valle. Se observa la discordancia entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle.

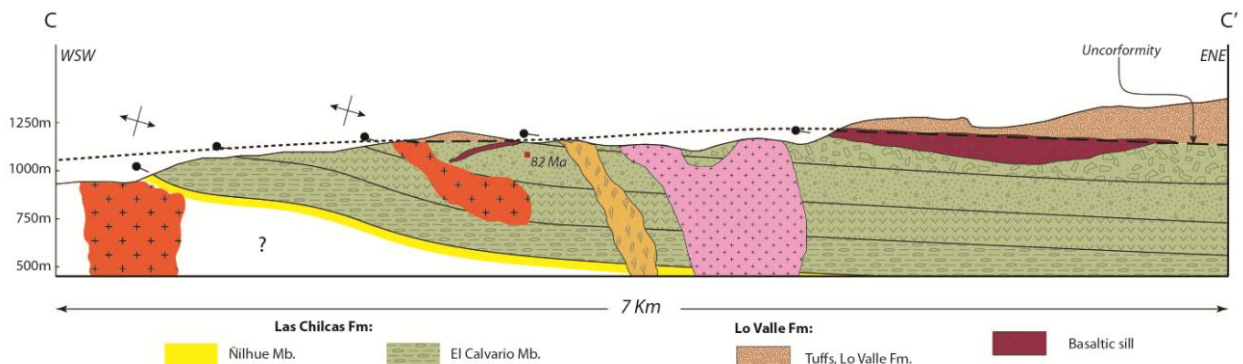


Figura 6.13: Perfil estructural C – C' a lo largo de la ladera sur del cajón de Lo Valle. Se observan los suaves pliegues que sufre el Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas, y la disposición discordante sobre estas estructuras de la Formación Lo Valle. Ubicación del perfil en Figura 6.2 y en el Mapa B.

Además de estos suaves monoclinales de vergencia este, es posible encontrar, como estructuras de segundo orden, fallas normales y otros pliegues menores. Entre las fallas normales destaca una que aparece en la parte alta del estero de Lo Valle, con rumbo ENE, donde el bloque del sur ha caído al menos unos 100 m (Figura 6.14 y Mapa A). Esta estructura permite que sea posible encontrar a la Formación Lo Valle a menor altura en la ladera sur del cajón de Lo Valle que en la ladera norte. En esta falla se emplaza un dique leucocrático.

Asimismo, en toda la ladera norte del cajón de Lo Valle es posible observar la presencia de un suave monoclinal buzante al norte (Figura 6.15). Este está posiblemente controlado por el colapso generado por la caldera encontrada inmediatamente al norte que se describirá más adelante.

Como estructuras de tercer orden es posible observar también varias fallas normales de desplazamiento métrico que afectan a los miembros El Calvario y Ñilhue de la Formación Las Chilcas. (Figuras 6.16 y 6.17). Estas estructuras evidencian la presencia de esfuerzos extensionales en esta zona posteriores a la depositación del Miembro El Calvario. Esto es consecuente con la gran cantidad de intrusivos hipabisales oligocenos que intruyen esta zona

(Mapa A), los que posiblemente se emplazaron en este lugar gracias a la existencia de este tipo de estructuras extensionales en ese momento.

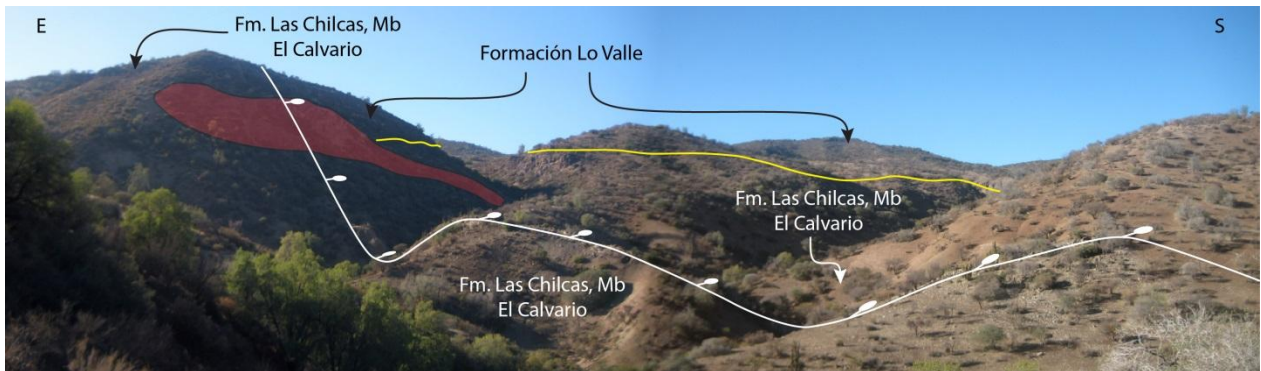


Figura 6.14: Vista hacia el SE de una falla normal en la parte alta del cajón de Lo Valle



Figura 6.15: Monoclinal buzante hacia el norte que afecta al Miembro El Calvario en la ladera norte del cajón de Lo Valle.



Figura 6.16: Falla normal recta de alto ángulo en el Miembro El Calvario.

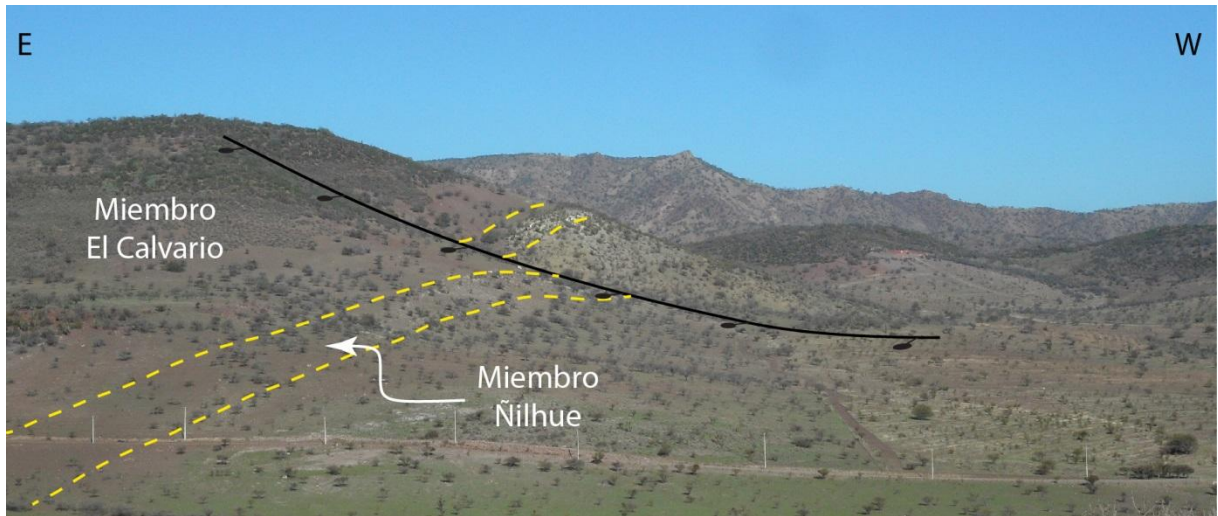


Figura 6.17: Falla normal de alto ángulo afectando a los miembros El Calvario y Ñilhue.

6.2.1.3 *Fundo El Tabón*

Al norte del cajón de Lo Valle, en el límite sur del fundo El Tabón, afloran más de 400 m de depósitos principalmente de tobas de la unidad piroclástica Perales (ver Capítulo 4), asignada a la Formación Lo Valle. La base de esta unidad se encuentra, topográficamente, hasta 400 m por debajo de la cota a la cual se encuentra la base de la Formación Lo Valle en el cajón homónimo, lo que origina un irregular contacto entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle (Figuras 6.2 y 6.18). Esta distribución fue interpretada por Thomas (1958) como el producto de un sinclinal de orientación E-W cuyo plano axial pasaría por la parte central del fundo El Tabón. Asimismo, Godoy (1982) explica la aparición de esta unidad piroclástica entre los depósitos de la Formación Las Chilcas como el resultado de un juego de fallas normales, de orientación N-S y E-W, que habrían generado el descenso de distintos bloques de la Formación Lo Valle.

A partir del mapeo realizado en el presente trabajo se pudo observar que el límite sur de la unidad piroclástica Perales corresponde a una falla normal de rumbo WNW-ESE (Falla La Piedra) (Figura 6.18), a lo largo de la cual se emplaza un conducto alimentador de un criptodomo andesítico que intruye hacia el sur a rocas de la Formación Las Chilcas (Mapa A). La falla es subvertical y se extiende por aproximadamente 5 km, haciendo descender el bloque del norte (Figura 6.2 y Mapa A) y poniendo así en contacto el Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas con la unidad piroclástica Perales de la Formación Lo Valle. Su desplazamiento vertical se puede estimar hasta en 400 m.

En el sector norte del fundo El Tabón, el contacto entre las formaciones Las Chilcas y Lo Valle (unidad piroclástica Perales), presenta también una disposición WNW-ESE, sin embargo allí se observó a la Formación Lo Valle apoyada de manera concordante sobre la Formación Las Chilcas. No obstante, la abundante presencia de intrusivos emplazados a lo largo de este contacto no permite descartar la posibilidad que exista una o más fallas que hagan descender en este sector a las rocas de la unidad piroclástica Perales.

La estructura interna que presenta la unidad piroclástica El Tabón es muy compleja, con al menos cinco bloques en distinta disposición, separados por fallas sub-verticales (Figuras 6.18, 6.19 y Mapa A), alguna de las cuales fueron descritas por Godoy (1982).



Figura 6.18: Imagen satelital panorámica donde se muestran las principales estructuras que se encuentran en el sector del cajón de Lo Valle – fundo El Tabón.

Esta estructura, con una falla normal sub-vertical, en la cual se emplaza un criptodomo, y un set de fallas de alto ángulo, sub-paralelas, que separan bloques de distinta disposición, con buzamientos concéntricos, es sumamente similar a la estructura interna que presentan las calderas, según lo interpretado a partir de modelos análogos realizados en diversos estudios (Figura 6.20) (Acocella et al., 2004; Acocella, 2007). Esto, sumado a las características estratigráficas expuestas en el Capítulo 4, ha llevado a interpretar a la unidad piroclástica Perales como el depósito de una caldera de colapso con forma de hemi-graben de orientación WNW-ESE (Boyce et al., 2014). Esta, junto con una serie de diques ignimbríticos encontrados en el cajón de Lo Valle cortando a la Formación Las Chilcas, sería una de las fuentes piroclásticas de la Formación Lo Valle.

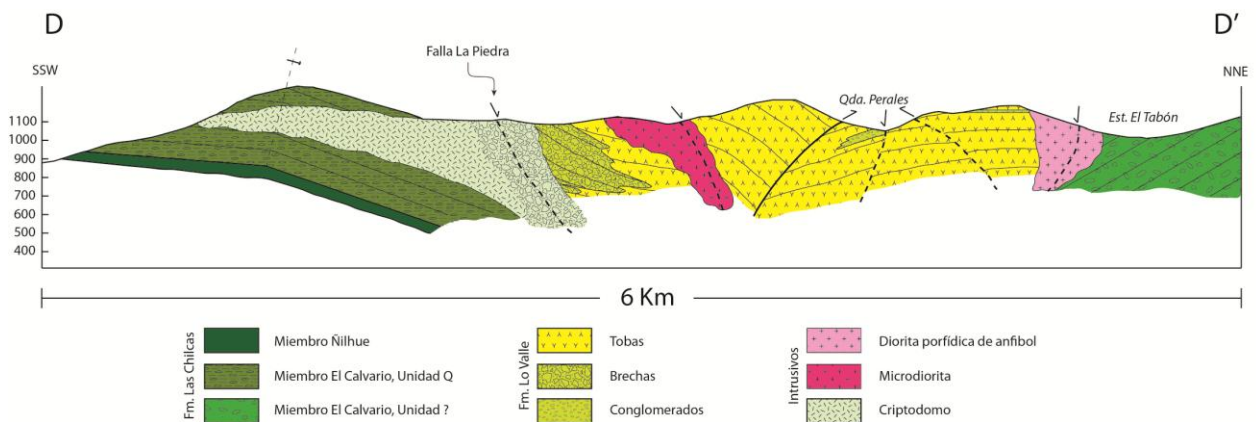


Figura 6.19: Perfil estructural D – D' esquemático interpretado. Se observa la Falla La Piedra y el monoclin que pliega al Miembro El Calvario hacia el norte. Se puede apreciar el espacio de la posible caldera relleno por la unidad piroclástica Perales, que presenta al menos cuatro fallas que limitan bloques de distinta disposición. La ubicación del perfil se encuentra en la Figura 6.2 y en el Mapa B.

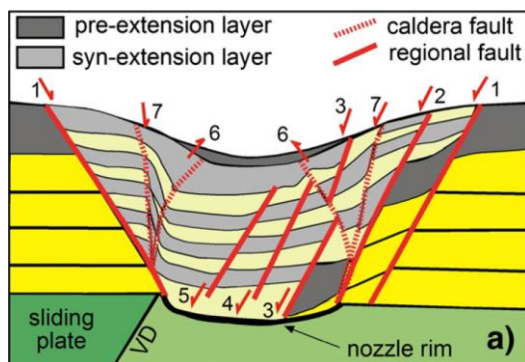


Figura 6.20: Esquema de modelo análogo llevado a cabo por Acocella et al., 2004, donde se analiza la formación de calderas sometidas a esfuerzos regionales.

6.2.2 Norte del río Aconcagua: cerro Caqui a Cerrillos de Catemu

Al norte del río Aconcagua la estructura regional ha sido descrita por autores anteriores como un monótono homoclinal con buzamientos de entre 35 y 45° hacia el este, afectando a las formaciones Lo Prado, Veta Negra, Cerro Morado, al oeste del valle de Catemu, y a la Formación Las Chilcas, hacia el este con menor inclinación (Thomas, 1958; Rivano et al., 1993). Sin embargo, un estudio más detallado de esta estructura permite reconocer algunas características tectónicas importantes que afectan a las rocas volcánicas de la Formación Veta Negra, como son la presencia de un monoclin de vergencia este de gran longitud de onda (Monoclin El Melón), el cual se extiende por al menos 22 km en un rumbo N-S a lo largo de la cordillera del Melón, al oeste del valle de Catemu, y una falla posiblemente invertida de vergencia este (Falla Los Perros), que es la prolongación de la falla así denominada al sur del río Aconcagua y que limita el monoclin por el este. Estas estructuras principales se describen a continuación.

Falla Los Perros: Se encuentra en la ladera occidental del valle de Catemu, y se manifiesta tanto por una franja N-S de intensa alteración hidrotermal, donde se emplaza una serie de yacimientos de cobre (Figura 6.22), como por un gradual aumento hacia ella

del manto del Monoclinal El Melón, llegando en esta zona a 50° al este (Figura 6.21). La correlación con la Falla Los Perros, encontrada al sur del río Aconcagua, se basa en que ambas presentan un rumbo y posición estructural similar y porque ambas limitarían por el este al monoclinual que afecta hacia el oeste a las formaciones Veta Negra y Cerro Morado. Esto aún cuando, al sur del río Aconcagua, inmediatamente al oeste de la falla se encuentra emplazado el Plutón Caleu.

En este sector la falla pone en contacto niveles más profundos, del bloque occidental, con niveles someros de la Formación Veta Negra. Debido a la homogeneidad que presenta esta formación, es difícil determinar el rechazo o desplazamiento vertical que presenta esta estructura. Por otra parte, esta posiblemente actuó originalmente como falla normal limitando una sub-cuenca y controlando el depocentro de una parte de la sucesión volcánica de la Formación Veta Negra.

Hacia el límite norte del valle de Catemu, a lo largo de la traza de la falla, se encuentra emplazado un plutón elongado N-S (Figuras 6.2 y 6.22), asignado por Rivano et al. (1993) a la Superunidad Illapel. Posiblemente, al igual que la mineralización que se encuentra más al sur, los magmas que generaron esta intrusión debieron facilitar su ascenso a través de la falla.

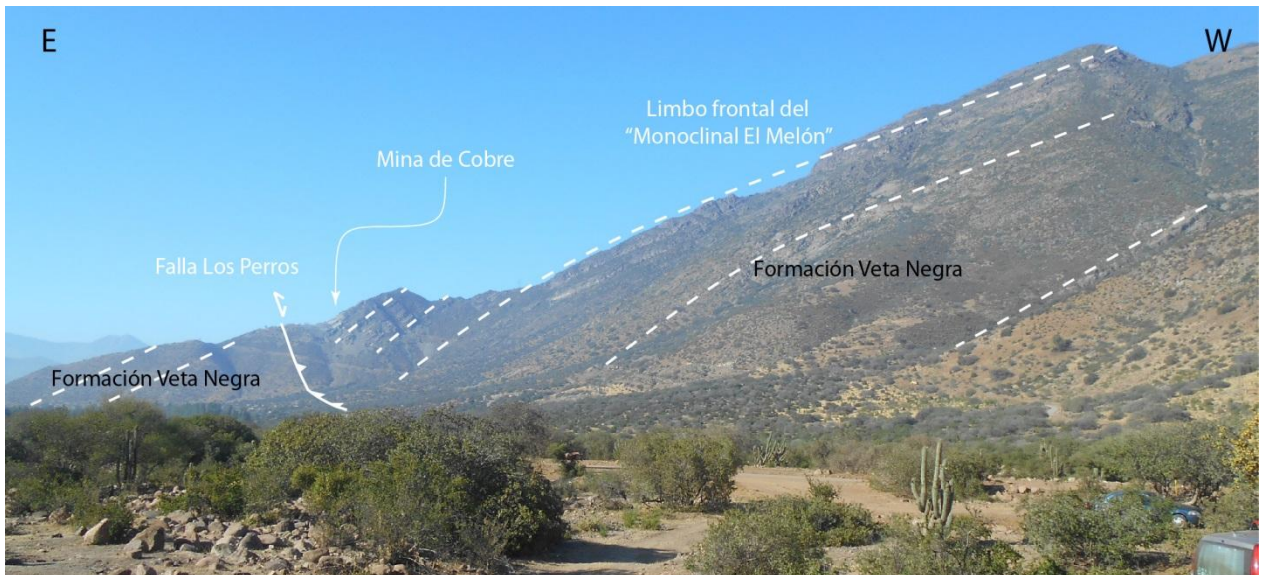


Figura 6.21: Interpretación de estratos de la Formación Veta Negra aumentando su manteo al acercarse a la Falla Los Perros. En la ladera oriental del valle de Catemu.

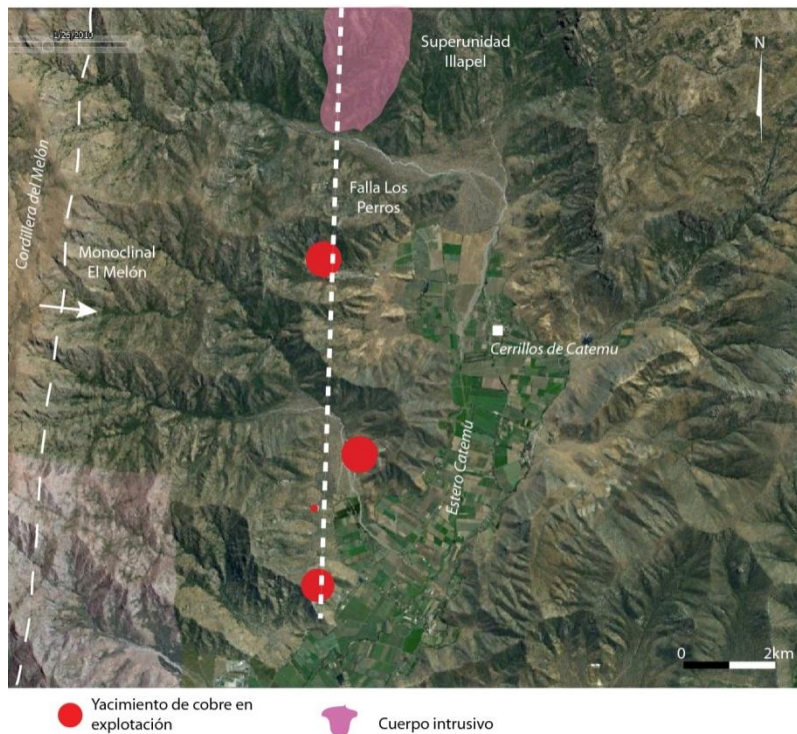


Figura 6.22: Imagen satelital del sector de la Cordillera del Melón – valle de Catemu, donde se observa la alineación de minas de cobre a lo largo de la traza inferida de la Falla Los Perros.

Monoclinal El Melón: Éste se observa a lo largo de toda la cordillera del Melón, al oeste del valle de Catemu (Figura 6.23). Presenta un rumbo N-S, paralelo a la Falla Los Perros en esta área (Figuras 6.2 y 6.22). En el sector más occidental éste afecta rocas pertenecientes a la Formación Lo Prado, manteniendo entre 25 y 30°, mientras que hacia el este afecta a la Formación Veta Negra, la que al llegar a la Falla Los Perros, alcanza mantos de 50°. El crecimiento del monoclinal estaría asociado al desarrollo y posterior inversión de una sub-cuenca, que acomodó los depósitos volcánicos de la Formación Veta Negra, cuyo depocentro estaba limitado por el este por la Falla Los Perros, lo cual será explicado más adelante.

El monoclinal presenta una serie de fallas normales de segundo orden sub-paralelas al rumbo de la Falla Los Perros, que posiblemente fueron generadas durante su crecimiento, las que a su vez suelen albergar mineralización de cobre (Figura 6.24). No se observaron estructuras de deformación intensa.

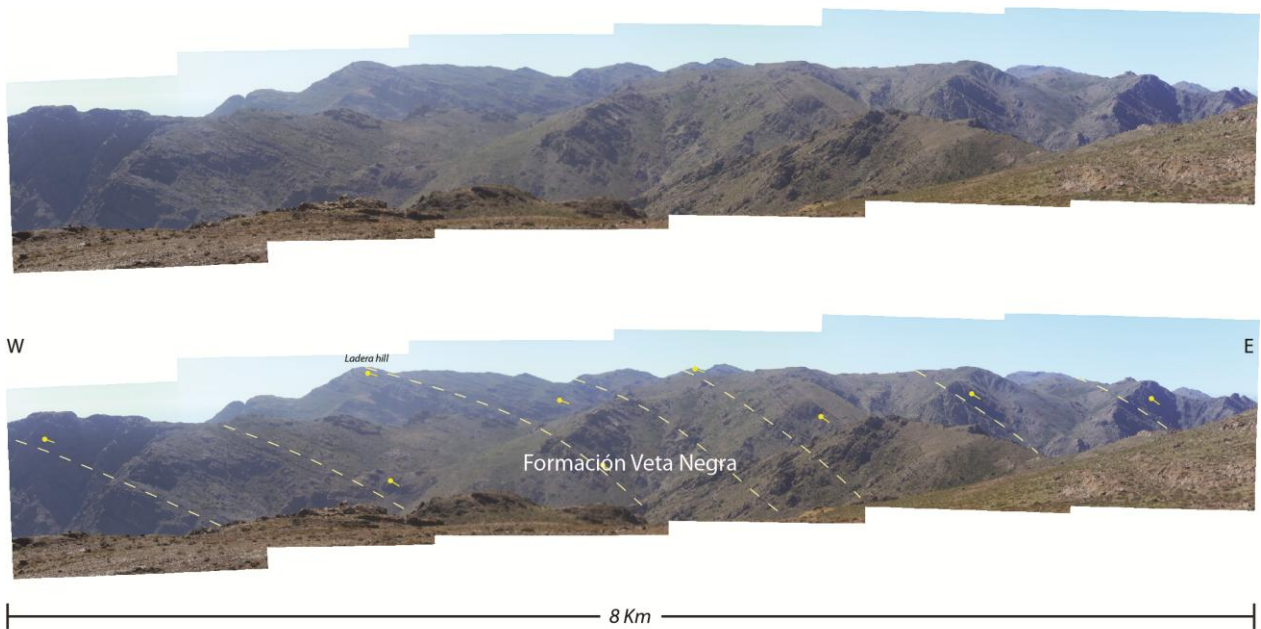


Figura 6.23: Fotografía original e interpretación de la arquitectura del Monoclinel El Melón. Al este de la mina El Soldado.

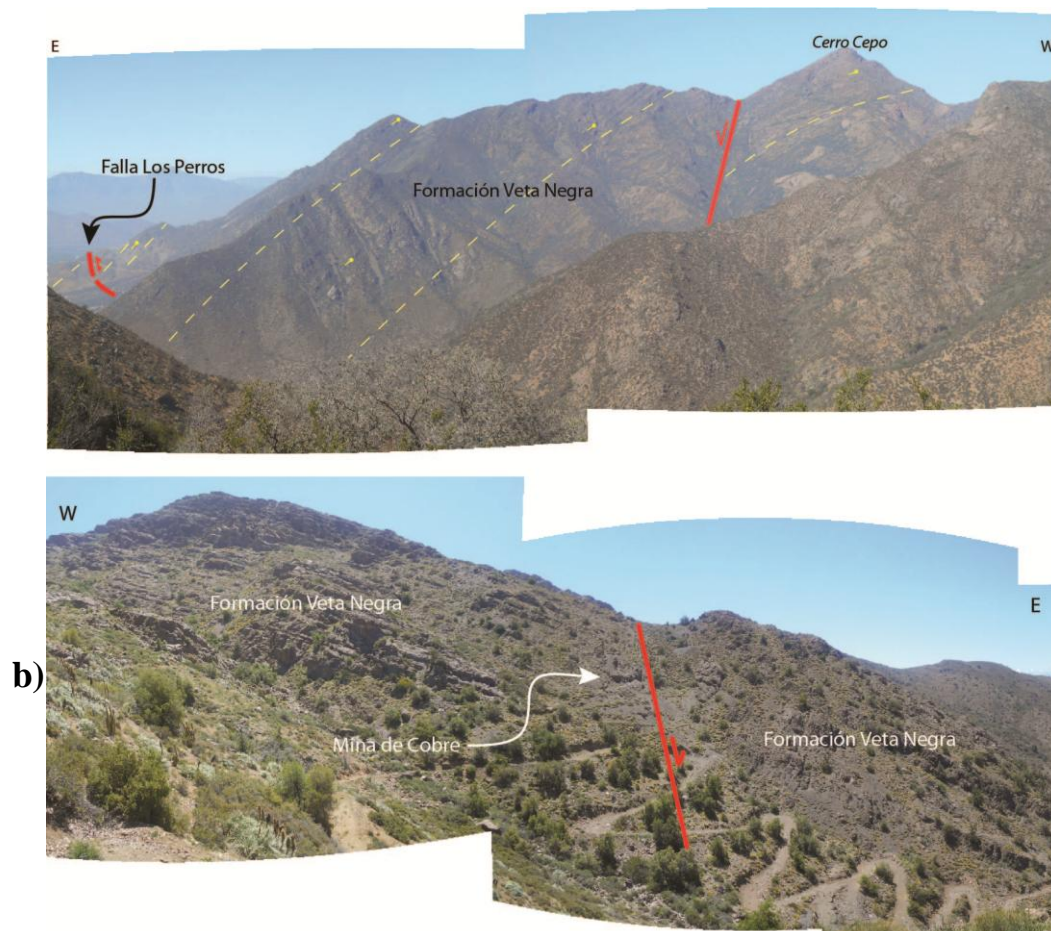


Figura 6.24: a) Limbo frontal del Monoclinel El Melón, se aprecia al este la Falla Los Perros y al oeste una falla normal de segundo orden. b) En el Monoclinel El Melón falla normal. Su posición coincide con un yacimiento de cobre.

Al este de la “Falla Los Perros”, en el valle de Catemu, las formaciones Veta Negra y Cerro Morado se mantienen basculadas con cerca de 40° hacia el este, llegando a los 35° en la ladera oriental del valle de Catemu (Figuras 6.2 y 6.25). Sobre la Formación Cerro Morado se encuentra también basculada, pero en discordancia angular y, con sólo 20° de manteo hacia el este, el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas (Figura 6.25). Este basculamiento pone en evidencia la presencia de otra falla profunda hacia el este, que no aflora en superficie (más adelante se le llamará como Falla El Sauce). Como será explicado más adelante, esta falla posiblemente habría controlado otro depocentro de la Formación Veta Negra, lo cual explicaría la presencia de esta formación hacia el este de la Falla Los Perros, y, al igual que esta última, habría sido invertida durante el Cretácico medio, depositándose sobre las secuencias basculadas por la falla los conglomerados del Miembro Tabón. Posteriormente esta falla habría continuado su actividad, dado que el Miembro Tabón presenta un basculamiento de 20° al este.

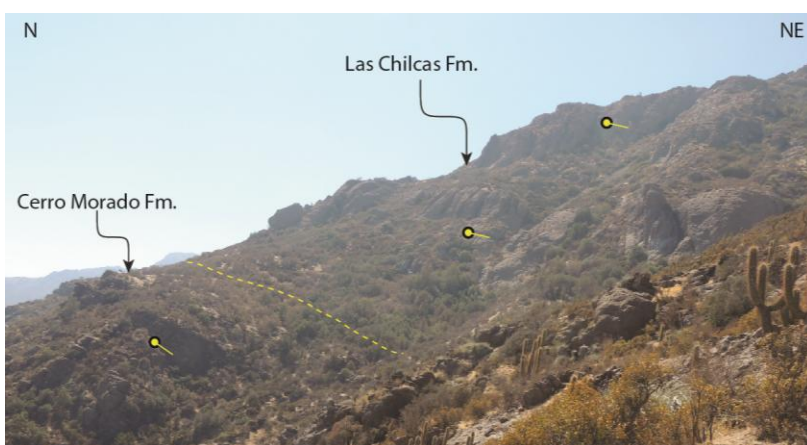


Figura 6.25: Se observa en la ladera oriental del valle de Catemu a la Formación Cerro Morado basculada con 35° hacia el este y sobre esta el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas con 20° hacia el este.

El hecho que el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas, compuesto en esta zona por cientos de metros amalgamados de flujos de detritos, con clastos de litología muy similares a las que se encuentran en la Formación Cerro Morado, se encuentre en discordancia angular sobre sobre esta última, sin estratos de crecimiento (Figura 4.1) b, lleva a inferir que el basculamiento que afectó a las formaciones Veta Negra y Cerro Morado en el valle de Catemu, posiblemente asociado a la generación del gran Monoclinal El Melón, sería anterior al Cenomaniano tardío (edad del Miembro Tabón) y posterior a la Formación Cerro Morado. Esta edad coincide con la edad de al menos ~94 Ma inferida anteriormente para la actividad de la Falla Los Perros a partir edades de exhumación del Plutón Caleu de Parada et al. (2005).

Hacia el este del valle de Catemu el basculamiento de la Formación Las Chilcas se mantiene constante hasta el sector de la quebrada El Durazno (Figura 6.2), donde el Miembro Ñilhue es montado mediante una falla inversa de vergencia oeste (definido aquí como Retrocorrimiento Ñilhue) sobre el Miembro El Calvario de esta misma formación (Figuras 6.2 y 6.26). De esta forma, el Miembro Ñilhue aparece repetido, tanto sobre los llanos de Portales como inmediatamente al este de la quebrada El Durazno. Esta estructura presenta un rumbo aproximado N25°E, su extensión sería de al menos 12 km y posiblemente es la responsable de que cercano a la localidad de Ñilhue el miembro homónimo presente un espesor exagerado de

800 m (Carter y Aliste, 1962). Respecto a la edad de esta estructura, sólo se puede saber que es posterior al Miembro El Calvario (Santoniano? - Campaniano).



Figura 6.26: Fotografía original e interpretación del Retrocorrimiento El Durazno, donde el Miembro Ñihue es repetido y montado sobre el Miembro El Calvario.

6.3 Interpretación y modelo estructural en profundidad

6.3.1 Introducción

El hecho que las rocas de la Formación Veta Negra, generadas en un contexto de *rifting* y en una corteza adelgazada (Äberg et al., 1984; Charrier, 1984; Vergara et al., 1995; Charrier et al., 2007; Charrier et al., 2014), se encuentren basculadas y se hayan vuelto un relieve positivo sobre el que se depositaron, en discordancia, cientos de metros de potencia de sedimentos continentales de alta energía, lleva a inferir que el estilo estructural en esta zona está controlado por una tectónica de inversión.

6.3.2 Geometría en profundidad de las estructuras principales

Las fallas normales pueden ser lístricas o planas. Cuando la geometría de una falla normal en profundidad es lístrica, el bloque colgante se encuentra compuesto por una cuña de estratos pre- y syn extensionales (Shelton, 1984), formando los niveles sin-rift un anticlinal de *roll-over*, sobre

el segmento curvo de la falla, producto del continuo descenso del bloque colgante y del crecimiento de estratos hacia la falla.

Al norte del río Aconcagua el Monoclinal El Melón presenta un manteo hacia el este que aumenta al acercarse al este a la Falla Los Perros, coherente con la estructura de un anticlinal de *roll-over*. Sin embargo no fue observado un claro aumento de espesor de los estratos al acercarse a esta estructura, aunque esto pudiera ser producto de la baja calidad de los afloramientos y de lo difícil que es observar este tipo de estructuras en niveles masivos de lavas. No obstante, dado que se infiere a partir de datos geoquímicos e isotópicos que estos kilómetros de lavas fueron depositados en un ambiente extensional (Vergara et al., 1995), es posible suponer que el Monoclinal El Melón conforma un anticlinal de *roll-over*, generado por la Falla Los Perros que sería de tipo lístrica, manteniendo hacia el oeste en profundidad.

Por otra parte, como se mencionó más arriba, dado que hacia el este de la Falla Los Perros continúa apareciendo la Formación Veta Negra, se puede interpretar que esta estructura no es el borde más oriental de la cuenca, sino que posiblemente sea parte de un sistema de dos o más fallas que conformaron la gran cuenca del Cretácico Temprano donde se depositaron las formaciones Lo Prado y Veta Negra (cuenca marginal abortada de Äberg et al. (1984); cuenca de intra-arco de Charrier (1984); cuenca de antearco de Lo Prado de Charrier et al. (2007) y Charrier et al. (2014)). Esto además es coherente con lo encontrado al sur del río Aconcagua, donde necesariamente al este de la Falla Los Perros debe existir, bajo el Anticlinal Cerro Blanco, otra falla profunda de vergencia este que haya permitido el crecimiento de esta estructura. Esta falla sería ciega y se llamará Falla El Sauce.

De hecho, anticlinales asimétricos con crecimiento de estratos en *onlap* sobre sus limbos, como el “Anticlinal Cerro Blanco”, han sido típicamente considerados como el producto de la inversión de cuencas limitadas por fallas extensionales (McClay y Buchanan, 1992). Estos son explicados por el mecanismo de plegamiento por propagación de falla, siendo ampliamente reconocidos en modelos análogos (Figura 6.1) (McClay y Buchanan, 1992; Yamada y McClay, 2003; Gomes et al., 2006. De manera que, como ya se mencionó, posiblemente también la generación del Anticlinal Cerro Blanco esté asociada a la inversión de otra cuenca extensional generada durante el Cretácico Temprano, al este de la que formó la Falla Los Perros. La falla maestra, que conformó el borde de esta cuenca y que posteriormente fue invertida y generó el pliegue, no aflora en superficie (Falla El Sauce) pero, dada la geometría de éste, debiera encontrarse bajo el limbo oriental del anticlinal, ser de alto ángulo y de vergencia este. Evidencia de este evento compresivo se puede observar en algunas fallas inversas de tercer orden encontradas en los depósitos sin-orogénicos del Miembro Tabón, al sur del río Aconcagua.

Al sur del río Aconcagua la estructura que presenta la Formación Veta Negra se encuentra oculta por el Plutón Caleu, por lo que sólo se puede observar su estructura en escasos lugares. Uno de estos es la quebrada Los Guanacos (Figura 6.2), donde se observan, al igual que al norte, los niveles basculados con inclinaciones entre 35 y 45° hacia el este. Esto permite inferir que el Monoclinal El Melón se mantiene hacia el sur del río Aconcagua, lo cual es coherente con la presencia de la Falla Los Perros al este del Plutón Caleu.

6.3.3 El rol de la inversión tectónica

El Monoclinal El Melón fue posiblemente generado como un anticlinal de *roll-over* en un ambiente extensional, sin embargo hoy se encuentra exhumado. Por otra parte, inmediatamente hacia el este, en su limbo frontal se hayan apoyados en discordancia sobre los depósitos de post-rift, una potente secuencia de flujos de detritos (Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas). De esto se deduce que existió una inversión de la cuenca producto de la cual se generó un relieve importante antes del Cenomaniano. Esto a su vez es coherente con la edad de la inversión de la Falla Los Perros inferida al sur del río Aconcagua a partir de edades U/Pb de los depósitos de la Formación Las Chilcas, de una edad en el borde del Plutón Caleu y de fallas inversas de tercer orden en la zona de falla.

El hecho que en la Formación Veta Negra, cerca de la Falla Los Perros, no se hayan observado características típicas de la inversión en un borde de cuenca, como lo sería una intensa deformación del *hanging-wall*, con retrocorrimientos y pliegues, en un efecto conocido como “*buttressing*”, pudiera deberse a la reología rígida que presentan las lavas andesítico-basálticas de esta formación.

6.3.4 Secciones estructurales interpretadas

En la zona de estudio se elaboraron dos secciones estructurales, una en el sector del cerro Garfio a la cuesta Las Chilcas (Figura 6.27 a) y otra desde la cordillera del Melón hasta la quebrada El Durazno, cerca del poblado de El Ñilhue (Figura 6.27 b).

Los perfiles fueron trazados de manera que fueran perpendiculares al rumbo de las estructuras principales. Para interpretar la deformación en sub-superficie se utilizó el método de extrapolación “*kink*”, en que la geometría de un estrato está constreñida a la de los estratos que los subyacen y sobreyacen y donde se asume que los cambios de manteos son dados por superficies axiales. La geometría de los estratos fue posteriormente suavizada.

De esta manera, a partir del modelo estructural concebido más arriba, se interpretaron las estructuras en sub-superficie de la manera que mejor se ajustaran con este método a lo observado en superficie. Esta interpretación no fue testeada mediante ningún software de análisis estructural, quedando esta tarea abierta para evaluar el real funcionamiento de la geometría interpretada en profundidad en este trabajo.

6.3.4.1 Perfil A – A'

En esta sección es posible observar la Falla Los Perros limitando por el este al Plutón Caleu. Esta habría facilitado su emplazamiento y posterior exhumación durante el Cretácico medio. La falla, además, habría controlado durante el Cretácico Temprano, el principal depocentro de la Formación Veta Negra.

Se puede observar que la Formación Cerro Morado no fue incluida en las cuencas generadas durante el Cretácico Temprano, asignándola así a un ambiente de *post-rift*. Esto, debido a que, si bien no existen datos certeros que permitan confirmar esta hipótesis, la solución estructural en profundidad que mejor se ajusta con la geología observada en superficie, donde no aflora la falla que genera el Anticlinal Cerro Blanco (Falla El Sauce), necesita de cientos de metros de espesor de depósitos *post-rift* para acomodar mediante fallas inversas de bajo ángulo el desplazamiento generado por la inversión parcial de las cuencas.

También es posible observar que el cuerpo intrusivo del cerro Diablo, que se ubica al este del Plutón Caleu, debió haber aprovechado las debilidades generadas por el movimiento de la Falla El Sauce para poder emplazarse.

Es notable apreciar también el crecimiento del Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas, compuesto de hasta 900 m de flujos de detritos, sobre el limbo frontal del “Anticlinal Cerro Blanco”. Esto indica que el Miembro Tabón (Cenomaniano) habría sido contemporáneo a la inversión parcial de la Falla El Sauce, que generó el Anticlinal Cerro Blanco al sur del río Aconcagua.

Hacia el este del Anticlinal Cerro Blanco se observa el Anticlinal Los Peumos, el cual, dadas sus características geométricas, está posiblemente asociado a un plegamiento por propagación de falla generado por una falla ciega somera de bajo ángulo. Esta falla pudiera corresponder a un *short-cut* desprendido desde la Falla El Sauce. Estas estructuras se generan típicamente durante la inversión de fallas normales de alto ángulo que, al no poder continuar su desplazamiento después de determinado porcentaje de acortamiento, debido a su gran inclinación y a la gran carga acumulada en la cuenca, traspasan la deformación hacia el *footwall* en fallas de bajo ángulo, involucrando bloques de basamento en la deformación y plegando las secuencias superiores (McClay y Buchanan, 1992; Pinto et al., 2010).

Finalmente al este se puede observar la falla o Retrocorrimiento Los Maquis, montando niveles medios del Miembro Tabón sobre su propio techo. Esta deformación es sellada por el Miembro El Calvario.

El nivel de despegue de estas fallas no fue estimado, sin embargo, por la gran amplitud que presenta el Monoclinal El Melón se puede estimar un nivel bastante profundo, superior a los 7 km. Esto aplicaría tanto para la Falla Los Perros como para la Falla El sauce, pues en sistemas de

rifting donde la cuenca está compuesta de dos o más sub-cuencas, en general, las fallas que las controlan presentan sus despegues en un mismo nivel (McClay y Buchanan, 1992).

6.3.4.2 *Perfil B – B'*

En esta sección se puede observar que se mantienen dos fallas de primer orden controlando los dos depocentros más importantes que acomodaron a la Formación Veta Negra, estas se pueden correlacionar con las fallas del perfil A-A', Los Perros y El Sauce. La Falla Los Perros se conserva controlando el depocentro más importante. La presencia de la Falla El Sauce, aunque no aflora, al igual que al sur del río Aconcagua, queda evidenciada porque hacia el este de la Falla Los Perros, las formaciones Veta Negra, Cerro Morado y Las Chilcas, esta última en discordancia, se mantienen basculadas hacia el este, lo cual posiblemente sea el producto de la inversión de la sub-cuenca generada por la Falla Los Sauces, que en esta zona no generó un anticlinal sino generó sólo una extrusión y basculamiento de los depósitos sin y post-rift.

Ambas fallas presentan una inversión parcial y al igual que en el perfil A-A', la mayor parte del transporte de masa generado por la inversión de la cuenca que limita la Falla Los Sauces es traspasado mediante fallas de bajo ángulo en la Formación Cerro Morado. Es importante destacar que en este perfil la Falla El Sauce se habría invertido parcialmente antes del Cenomaniano, pues el Miembro Tabón, apoyado en discordancia sobre los estratos basculados por esta falla, no presenta estratos de crecimiento, lo que indica su inversión parcial, posiblemente correlacionada con la inversión de la Falla Los Perros, antes del Cenomaniano.

Es posible observar también que el Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas no aparece en esta zona, posiblemente porque ésta correspondía a un alto topográfico durante el Albiano, que no fue sobrepasado por los depósitos de este miembro. De manera que inmediatamente sobre la Formación Cerro Morado aparece el Miembro Tabón, sin presentar, este último, estratos de crecimiento bien reconocibles. Por lo que, posiblemente, gran parte del alzamiento en esta zona se generó previo al comienzo de la deposición del Miembro Tabón.

Hacia el este otro retrocorrimento, la Falla El Durazno, de edad desconocida, monta el Miembro Ñilhue sobre el Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas. Su edad no puede ser acotada.

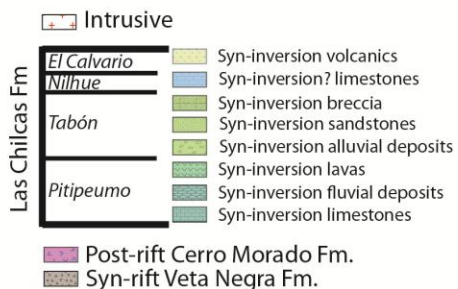
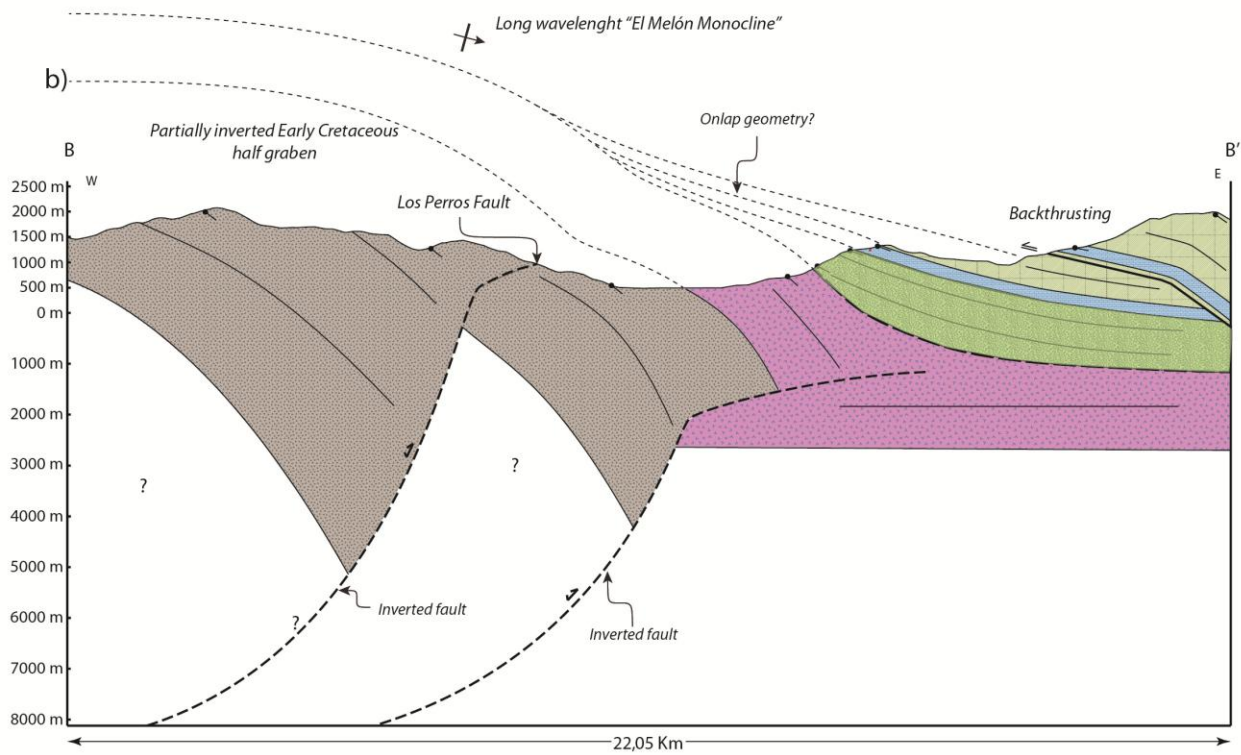
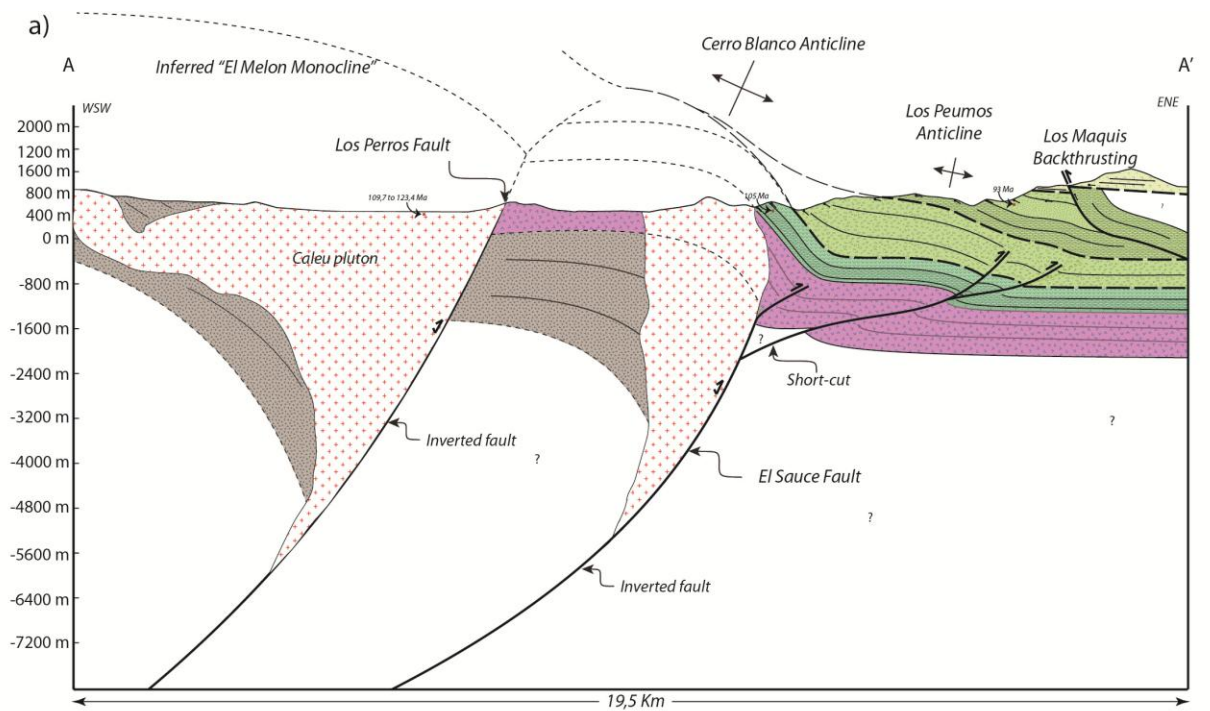


Figura 6.27: Secciones estructurales interpretadas A-A' y B-B'. Su ubicación se encuentra en la Figura 6.2. Detalle en el texto.

6.3.5 Cronología de la deformación

Rifting:

El período de actividad normal de las fallas Los Perros y El Sauce correspondería al Cretácico Temprano. Dada la ausencia de edades en estos perfiles de la Formación Veta Negra y al hecho que se desconozcan los niveles inferiores que acomodó la Falla El Sauce, no se puede saber cuál de las dos comenzó su actividad primero.

Post-rift

Durante el Aptiano tardío – Albiano tardío (115 – 105 Ma) la extensión habría cesado y en una corteza aun adelgazada se habrían depositado los cientos de metros de rocas volcánicas de la Formación Cerro Morado en un ambiente de *post-rift*, quedando cubiertas las fallas Los Perros y El Sauce.

Comienza la inversión: Albiano

Se puede inferir que el inicio de la inversión de la Falla Los Perros fue, al menos, anterior a los $94,9 \pm 1,8$ Ma, que es la edad a partir de la cual comienzan las rápidas tasas de enfriamiento subsólidos del Plutón Caleu (Parada et al., 2005). Por otra parte Gana y Zentilli (2000) calcularon que los plutones de la Cordillera de la Costa (entre ellos el Plutón Caleu) traspasaron la isógrada de los 125°C entre los 106 y 98 Ma, asociando esto a un importante evento de exhumación relacionado a alzamiento. Por lo que se puede deducir que posiblemente la inversión parcial de las cuencas habría comenzado durante el Albiano tardío. Esta edad coincide con la edad obtenida en la base del Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas ($105,7 \pm 3,3$ Ma) que marca, sobre una discordancia, un importante cambio de facies, desde los niveles predominantemente volcánicas de las formaciones Veta Negra y Cerro Morado a depósitos fluviales, aluviales y lacustres, con algunos aportes volcánicos. Por lo que se concluye que este cambio de facies y la discordancia estarían asociados a la erosión y el transporte de sedimentos generados por el comienzo de la inversión de las cuencas generadas durante el Cretácico Temprano.

A su vez en este momento la inversión de la Falla Los Perros habría generado el Monoclinal El Melón y también se habría invertido parcialmente, sólo al norte del río Aconcagua, la Falla El Sauce.

Continúa la inversión: Cenomaniano

Al sur del río Aconcagua, la inversión de la Falla El Sauce produce el crecimiento del Anticlinal Cerro Blanco. Sobre su limbo frontal se apoya en onlap y con estratos de crecimiento el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas. Esto marca un nuevo pulso de inversión durante el Cenomaniano (a partir de los 100 Ma). Posteriormente, durante el Cenomaniano tardío, la inversión habría continuado, generándose el Anticlinal Los Peumos, provocándose un

rejuvenecimiento del relieve, permitiendo posiblemente la deposición de nuevos niveles de flujos de detritos sobre depósitos fluviales en el Miembro Tabón (Unidad N).

Continúa la compresión: Turoniano

La presencia del Miembro El Calvario sellando al Retrocorrimiento Los Maquis, que afecta a los depósitos del Miembro Tabón, permite inferir que el período de actividad compresiva que generó esta estructura sería posterior al Miembro Tabón y anterior al Miembro El Calvario, es decir, entre los 92 y los 90 Ma.

¿Compresión menos intensa?: Campaniano tardío

Durante el Campaniano tardío el Miembro El Calvario sufre suaves pliegues de amplia longitud de onda, lo que se puede observar en el sector del cajón de Lo Valle, sobre los que se deposita en discordancia la Formación Lo Valle. Esto hace inferir que si bien la compresión continuó hasta el Campaniano tardío, posiblemente fue de menor intensidad.

Resumen

Se puede afirmar que en Chile central existieron al menos cuatro pulsos compresivos de diferente intensidad desde el Albiano al Campaniano, y que al parecer la deformación generada por estos habría ido migrando hacia el este. Comenzando en el Albiano con la inversión de la Falla Los Perros, en la actual vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, y terminando en el Cenomaniano con los suaves pliegues generados en el sector del cajón de Lo Valle, en la zona de la Depresión Central, sellados por la Formación Lo Valle.

7 PROVENIENCIA SEDIMENTARIA

7.1 Introducción

Evaluar la proveniencia de los sedimentos que componen la Formación Las Chilcas es fundamental en el presente estudio, pues esto permitirá conocer la temporalidad en que las unidades fueron sometidas a erosión, lo que ayuda a comprender y afianzar el modelo estructural y tectónico para la generación de la cuenca donde se depositó esta formación.

Para evaluar la proveniencia sedimentaria se utilizaron dos metodologías: (a) petrografía y conteo modal de minerales félsicos y fragmentos líticos en areniscas según Ingersoll et al. (1984); y (b) análisis de proveniencia sedimentaria a través de la edad obtenida en circones detríticos presentes en niveles de areniscas.

7.2 Petrografía y conteo modal

7.2.1 Introducción

El objetivo de realizar descripciones petrográficas y conteos modales en diferentes niveles de areniscas dentro de la sección estratigráfica estudiada de la Formación Las Chilcas es intentar evaluar posibles cambios importantes en las fuentes de aporte y sugerir un ambiente tectónico posible y su potencial variación, esto por medio de los triángulos de discriminación tectónica definidos por Dickinson et al. (1983).

En el presente trabajo fueron descritos 26 cortes transparentes de rocas sedimentarias (Anexos 2 y 3), de estos, 20 corresponden a rocas de la Formación Las Chilcas, 4 a la Formación Lo Valle y 2 a la Formación Lo Prado. De los 20 cortes de rocas sedimentarios descritos para la Formación Las Chilcas, sólo 7 fueron aptos para realizar conteo modal.

Algunos aspectos de la petrografía de las areniscas muestreadas a lo largo de la Formación Las Chilcas se encuentran descritos en el Capítulo 5 de Sedimentología. A continuación sólo se describirán aquellas características generales reconocidas en los cortes transparentes en los que se realizó conteo modal, que son relevantes para evaluar la proveniencia de los depósitos. Las descripciones completas se encuentran en el Anexo III.

7.2.2 Petrografía

Los niveles de areniscas estudiados de la Formación Las Chilcas suelen encontrarse intercalados entre niveles de conglomerados, que componen la mayor parte de esta. En los más de 3000 m de columnas estratigráficas levantadas en esta formación, se observó que los clastos de los conglomerados son casi únicamente volcánicos y volcánicos hipabisales, de composición andesítica a traquítica, cuya textura en la mayoría de los casos es porfídica, siendo escasos los clastos de textura “ocoítica” (Figura 7.1). Sólo hacia el techo de la formación, en la unidad T del Miembro El Calvario, es posible observar un incremento en el número de clastos félsicos e intrusivos (Figura 7.1 D). Estos se encuentran en general muy alterados (Figura 7.1), pero posiblemente su litología original corresponda a tobas silíceas.

Las areniscas recolectadas en la Formación Las Chilcas fueron clasificadas como litarenitas a feldarenitas líticas de buena selección y pobre esfericidad y redondeamiento (Figura 7.5, Anexos 2 y 3). Respecto a la composición de sus clastos, en general, presentan un claro predominio de fragmentos líticos volcánicos andesítico-basálticos (Figura 7.3 A, B, D y E) y, en menor medida, traquíticos, con textura porfídica a vitrofírica y fenocristales de plagioclasa de hasta 1,3 mm (Figura 7.2 B). Estas características litológicas son similares a las de las lavas observadas en las subyacentes formaciones Cerro Morado y Veta Negra, como a las intercalaciones andesíticas de la misma Formación Las Chilcas (Anexos II y III). En menor medida es posible encontrar fragmentos sedimentarios (Figura 7.2 C, D, E y F) y escasamente se observan fragmentos metamórficos, de intrusivos plutónicos y piroclásticos. No se encontró a lo largo de la columna estudiada una variación importante en la composición de los fragmentos líticos.

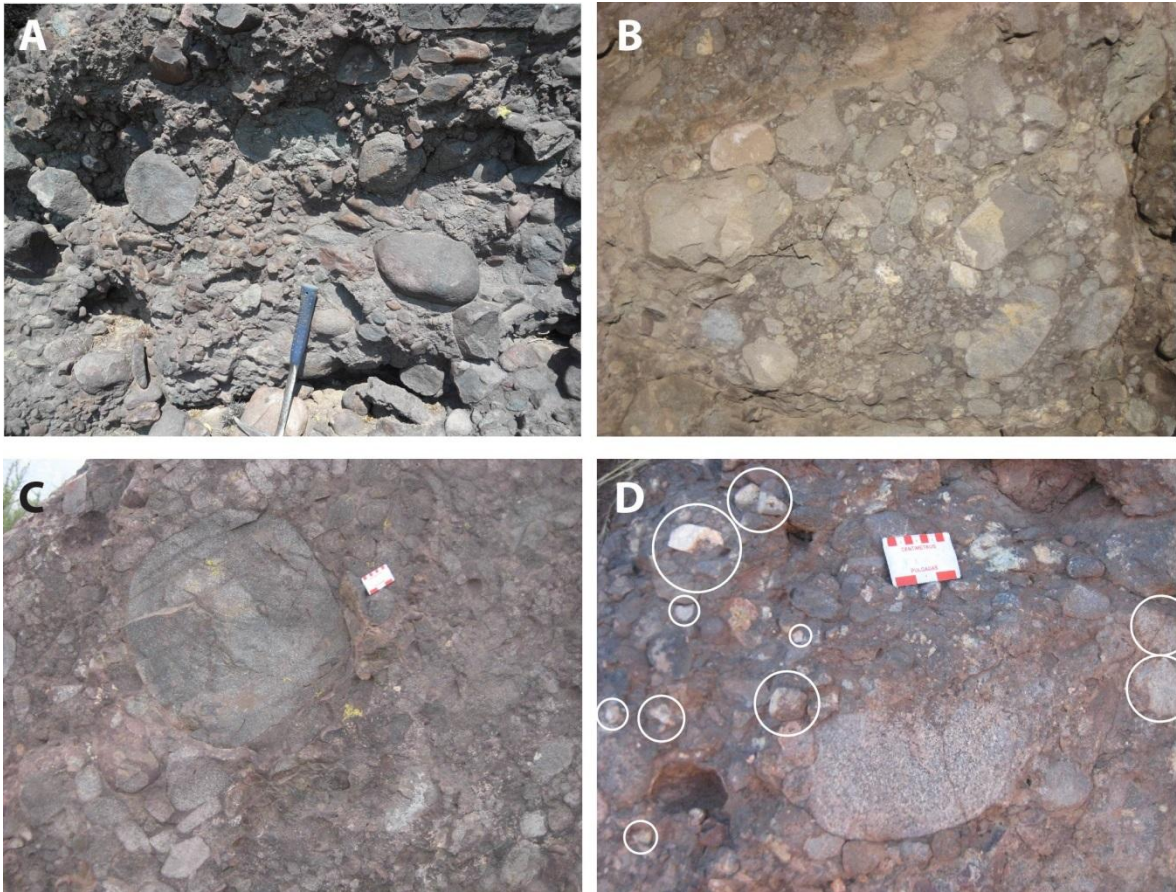


Figura 7.1: Litologías de los clastos de los diferentes miembros de la Formación Las Chilcas. A: Miembro Pitipeumo, todos los clastos andesíticos porfídicos de color grisáceo, no ocoíticos. B: Techo del Miembro Tabón, todos los clastos andesíticos porfídicos no ocoíticos, algunos un poco más claros pudieran ser dacíticos. C: Base del Miembro Tabón, clastos andesíticos porfídicos no ocoíticos. D: Miembro El Calvario, mayor diversidad de clastos, se observan mayormente clastos andesíticos, pero también aparecen clastos muy silíceos (encerrados en círculos blancos), otros clastos de toba; el clasto de mayor tamaño que se observa en la foto, al medio abajo, pudiera corresponder a un intrusivo.

Respecto a los cristales, predominan por mucho en toda la sección estudiada los cristales de feldespato, siendo la razón entre plagioclasas y feldespato potásico variable en las distintas muestras. Los cristales de feldespato potásico se presentan en algunas muestras zonados y están en general sericitizados (Figuras 7.2 E y F y 7.3 A y D). Los cristales de plagioclasa se presentan típicamente con formas tabulares, mal redondeados y con alteración a albita que en ocasiones es intensa, también a arcillas y a sericita (Figura 7.2 B). Con una abundancia de entre 0 y 30% en la roca, le siguen a los feldespatos los cristales de cuarzo mono- y micro-cristalinos, con predominio de estos últimos (Figura 7.3 C, D, E y F). También es posible encontrar muestras con hasta un 20% de cuarzo monocristalino ondulado, posiblemente derivado de rocas silíceas sometidas a metamorfismo regional. Finalmente, algunas muestras presentan cristales de clinopiroxeno bien preservados, representando hasta un 10% de los clastos, en forma de pequeños cristales con bordes bien redondeados (Figura 7.2 A). Su presencia también es característica en las lavas intercaladas de la Formación Las Chilcas, por lo que se puede sugerir que provendrían de estas mismas intercalaciones volcánicas.

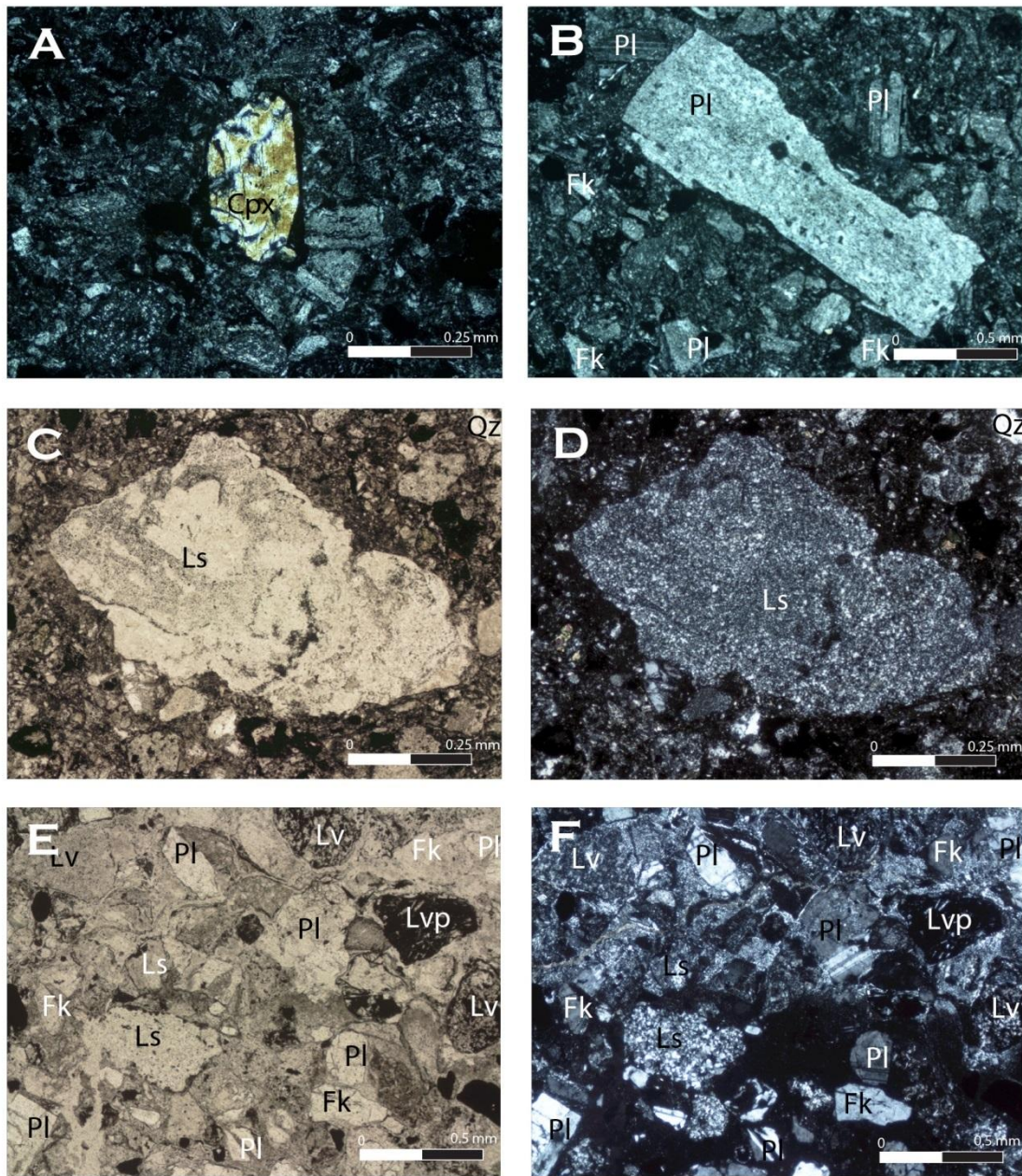


Figura 7.2: Microfotografías de muestras de areniscas tomadas en el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas. A: Muestra LC6-1609D; B: Muestra LC6-1509; C y D: Muestra LC1-1409B en nicoles paralelos y cruzados respectivamente; E y F: Muestra LC1-1409A en nicoles paralelos y cruzados respectivamente. Notar en la foto A la presencia de un cristal de clinopiroxeno, típico en las andesitas que se encuentran intercaladas en la Formación Las Chilcas. En la foto B se observa un gran cristal de plagioclasa, que pudiera provenir de las lavas ocoíticas de la Formación Veta Negra. En las fotos C y D se observa fragmento lítico sedimentario de gran tamaño. En las figuras E y F se puede apreciar la total ausencia de cristales de cuarzo y el predominio de los cristales de plagioclasa y feldespato potásico.

En toda la sección analizada de la Formación Las Chilcas las muestras presentan alteración, tanto diseminada como en amígdalas, a: hematita, arcillas, ceolitas, epidota, clorita, sericita, albita y, en ocasiones, a prehnita y pompeiyita. Encontrándose las asociaciones metamórficas Sericita-Clorita, Sericita-Epidota, Epidota-Albita, Albita, Epidota-Clorita, Ceolita. La gran variabilidad de estas facies metamórficas en pequeñas distancias y la abundancia de pequeños cuerpos intrusivos

o stocks en toda la zona de estudio, hace inferir que el metamorfismo de muy bajo grado que presenta esta sucesión posiblemente sea producto del efecto termal producido por la intrusión de estos cuerpos.

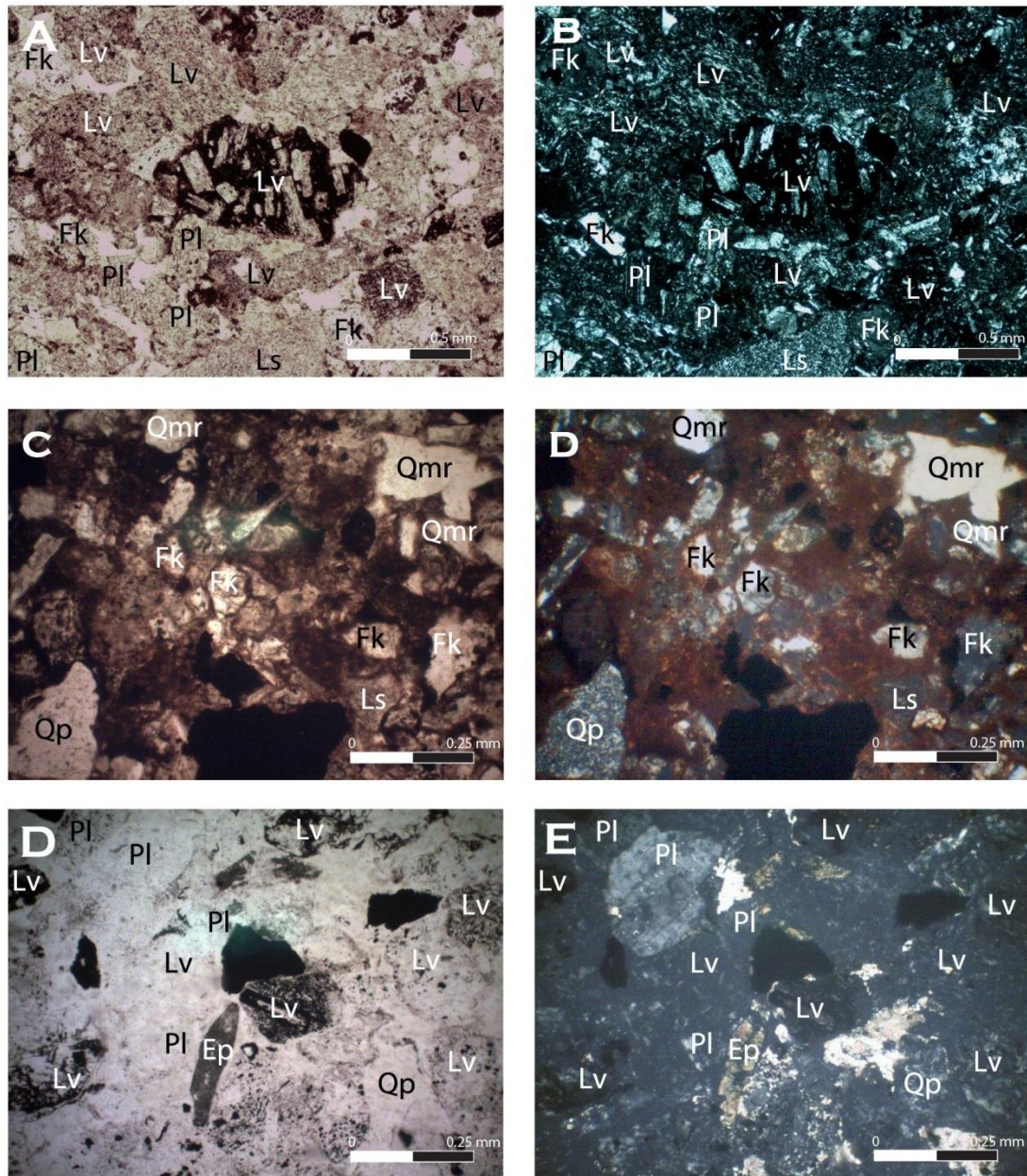


Figura 7.3: Microfotografías de muestras de areniscas tomadas en la Formación Las Chilcas. En la columna izquierda microfotografías a nicols paralelos y a la derecha a nicols cruzados. A y B: Muestra LC5-1509 (Miembro Tabón); B y C: Muestra LV5-1709 (Miembro El Calvario); C y D: Muestra LC1-1509 (Miembro Tabón), donde Qp: cuarzo policristalino; Qmr: cuarzo monocristalino no-ondulatorio; P: feldespato plagioclasa; K: feldespato potásico; Ls: lítico sedimentario; Lv: lítico volcánico, Ep = epidota. Notar el importante número de cristales de cuarzo en la arenisca del Miembro El Calvario a diferencia de las areniscas del Miembro Tabón, donde predominan los fragmentos líticos volcánicos y los feldespatos.

7.2.3 Conteo modal

La posición estratigráfica de cada muestra se exhibe en la Figura 7.4 y los resultados de los conteos modales en la Tabla 7.1 y Figura 7.6.

Las muestras aptas para realizar conteo modal, por encontrarse más frescas, fueron clasificadas, en base al triángulo QFL de Folk et al. (1970), como feldarenitas líticas y litarenitas feldespáticas, cayendo sólo una muestra en el campo de las litarenitas (Figura 7.5). Las texturas que presentan estas areniscas son variables, así, las muestras LC6-1609D, LC1-1409, LC8-1409, LC1-1509 y LC5-1509 presentan clastos de en promedio 0,4 a 0,5 mm, con selección buena a muy buena, redondeamiento regular a malo y de un 10% a 20% de matriz y cemento. Por otra parte la muestra LC1-1409B, presenta clastos de 0,8 mm en promedio, con selección y redondeamiento regular, con cerca de un 15% de matriz. Finalmente, la muestra LV5-1709 presenta clastos de tamaño promedio de solo 0,1 mm, de buena selección, redondeamiento regular a malo y abundante matriz y cemento de color rojizo que componen cerca de un 50% de la roca.

Al plotear la composición de los clastos en los diagramas de Dickinson et al. (1983) (Figura 7.6), se puede observar en el triángulo QFL que la mayor parte de las muestras analizadas caen dentro del área de arco transicional, es decir un arco activo que comenzaba a exhumarse, mientras la muestra LC1-1509 cae en el campo de arco no disectado y la muestra LV5-1709 en el campo de orógeno reciclado; luego para el triángulo QmFLt se puede apreciar que las muestras caen principalmente en los campos de arco transicional y arco no disectado, quedando fuera sólo las muestras LC1-1409B, en el campo de lítico reciclado, y LV5-1709, en arco disectado. Estos resultados parecen indicar un incipiente proceso de exhumación del arco mientras se depositaba la Formación Las Chilcas, que culmina con su disección del arco contemporánea al Miembro El Calvario.

Asimismo, en la Figura 7.7 se puede observar que existe una tendencia a disminuir la razón plagioclasa/feldespato potásico en la medida que se sube en la columna estratigráfica de la Formación Las Chilcas, lo que es coherente con una posible exhumación paulatina del arco mientras se depositaba la Formación Las Chilcas.

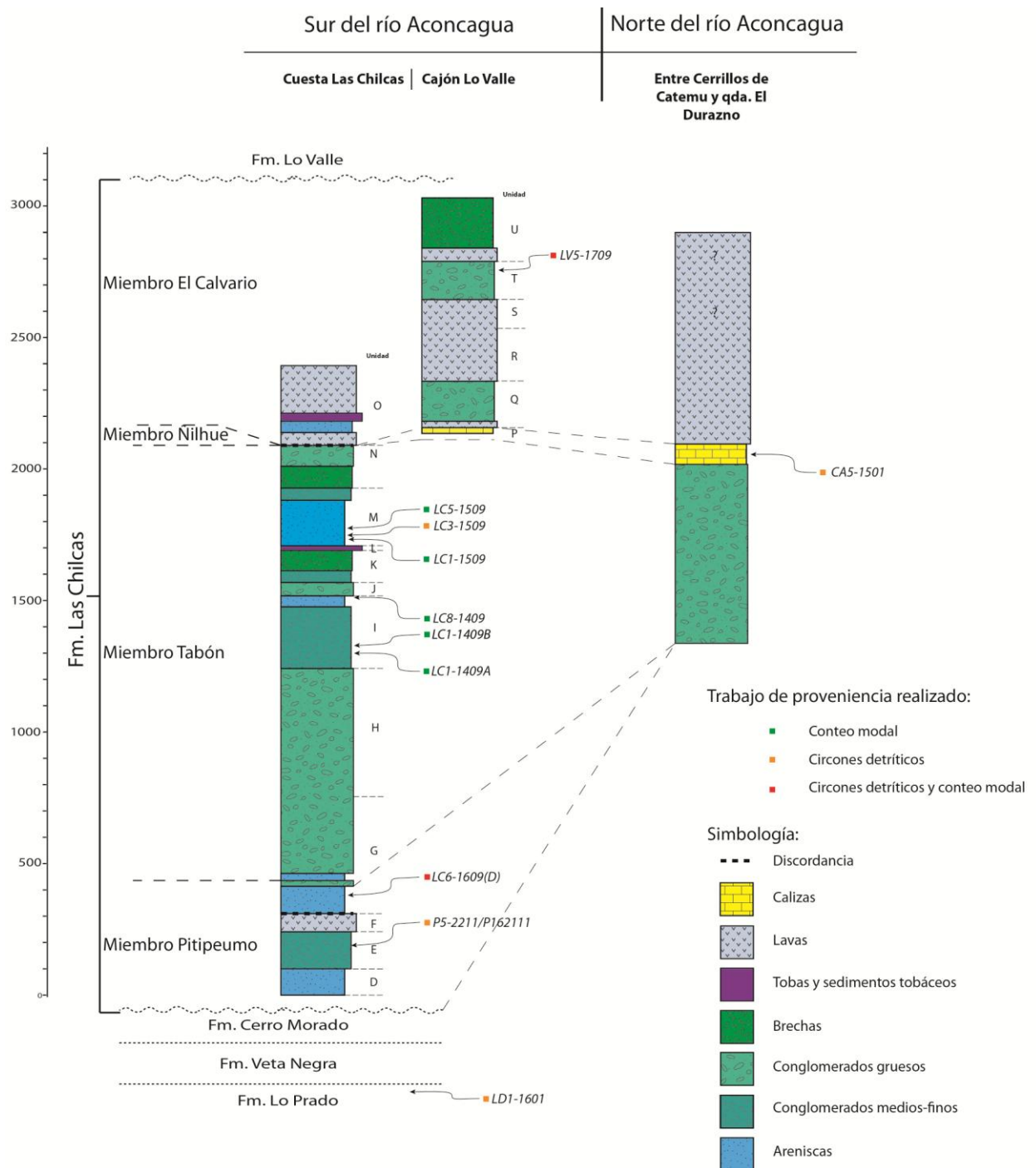


Figura 7.4: Columna estratigráfica generalizada de la Formación Las Chilcas en los distintos sectores estudiados. Se muestra la ubicación estratigráfica de las muestras a las que se le realizó algún estudio de proveniencia.

Tabla 7.1: Análisis de proveniencia de la Formación Las Chilcas. A: Conteo no normalizado. B: Conteo normalizado expresando los valores en porcentajes

A		Las Chilcas Fm.						
		LC6-1609D	LC1-1409A	LC1-1409B	LC8-1409	LC1-1509	LC5-1509	LV5-1709
Quartz	Qp	2	19	41	10	2	5	49
	Qmr	0	7	6	0	0	0	44
	Qmo	1	3	16	0	0	0	36
Feldespar	P	132	27	10	47	65	54	16
	K	70	41	11	152	59	94	46
Lithics	Lvhp	72	148	53	89	152	137	10
	Lvp	2	36	6	4	8	6	0
	Lpi	1	1	1	1	2	0	0
	Lm	0	1	1	1	2	0	0
	Ls	13	11	60	9	13	5	40
	Lvf	31	4	4	0	0	0	1
Other	Ot	76	203	293	188	114	99	428
Recalculated values	Q	3	29	63	10	2	5	129
	L	119	201	125	104	177	148	51
	Qm	1	10	22	0	0	0	80
	F	202	68	21	199	124	148	62
	Lt + Qp	121	220	166	114	179	153	100
	P/K ratio	1,89	0,66	0,91	0,31	1,10	0,57	0,35
	Q+K/P ratio	0,55	2,59	7,40	3,45	0,94	1,83	10,94
Total points		400	501	502	501	417	400	670

B		Las Chilcas Fm.						
		LC6-1609D	LC1-1409A	LC1-1409B	LC8-1409	LC1-1509	LC5-1509	LV5-1709
Quartz	Qp	0,50	3,79	8,17	2,00	0,48	1,25	7,31
	Qmr	0,00	1,40	1,20	0,00	0,00	0,00	6,57
	Qmo	0,25	0,60	3,19	0,00	0,00	0,00	5,37
Feldespar	P	33,00	5,39	1,99	9,38	15,59	13,50	2,39
	K	17,50	8,18	2,19	30,34	14,15	23,50	6,87
Lithics	Lvhp	18,00	29,54	10,56	17,76	36,45	34,25	1,49
	Lvp	0,50	7,19	1,20	0,80	1,92	1,50	0,00
	Lpi	0,25	0,20	0,20	0,20	0,48	0,00	0,00
	Lm	0,00	0,20	0,20	0,20	0,48	0,00	0,00
	Ls	3,25	2,20	11,95	1,80	3,12	1,25	5,97
	Lvf	7,75	0,80	0,80	0,00	0,00	0,00	0,15
Other	Ot	19,00	40,52	58,37	37,52	27,34	24,75	63,88
Recalculated values	Q	0,75	5,79	12,55	2,00	0,48	1,25	19,25
	L	29,75	40,12	24,90	20,76	42,45	37,00	7,61
	Qm	0,25	2,00	4,38	0,00	0,00	0,00	11,94
	F	50,50	13,57	4,18	39,72	29,74	37,00	9,25
	Lt + Qp	30,25	43,91	33,07	22,75	42,93	38,25	14,93
	P/K ratio	1,89	0,66	0,91	0,31	1,10	0,57	0,35
	Q+K/P ratio	0,55	2,59	7,40	3,45	0,94	1,83	10,94

Qp: cuarzo policristalino; Qmr: cuarzo monocristalino no-ondulatorio; Qmo: Cuarzo monocristalino ondulatorio; P: Feldespato plagioclasa; K: Feldespato potásico; Lvhp: Lítico volcánico o hipabisal; Lvp: Lítico volcánico de textura pilotaxítica; Lpi: lítico volcánico de textura piroclástica; Lm: lítico metamórfico; Ls: lítico sedimentario; Lvf: lítico volcánico felsítico; Ot: otros (cemento, matriz, opacos, minerales pesados, minerales de alteración) Q: (Qmr + Qmo + Qp); L: (Lvhp + Lvp + Lpi + Lm + Ls + Lvf); Qm: (Qmr + Qmo); F: (P + K).

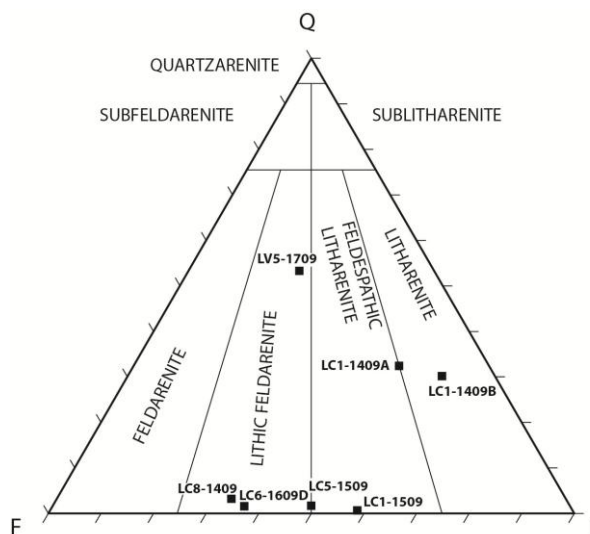


Figura 7.5: Triángulo QFL para clasificación de areniscas según Folk et al. (1970), donde se exhiben las muestras estudiadas en la Formación Las Chilcas.

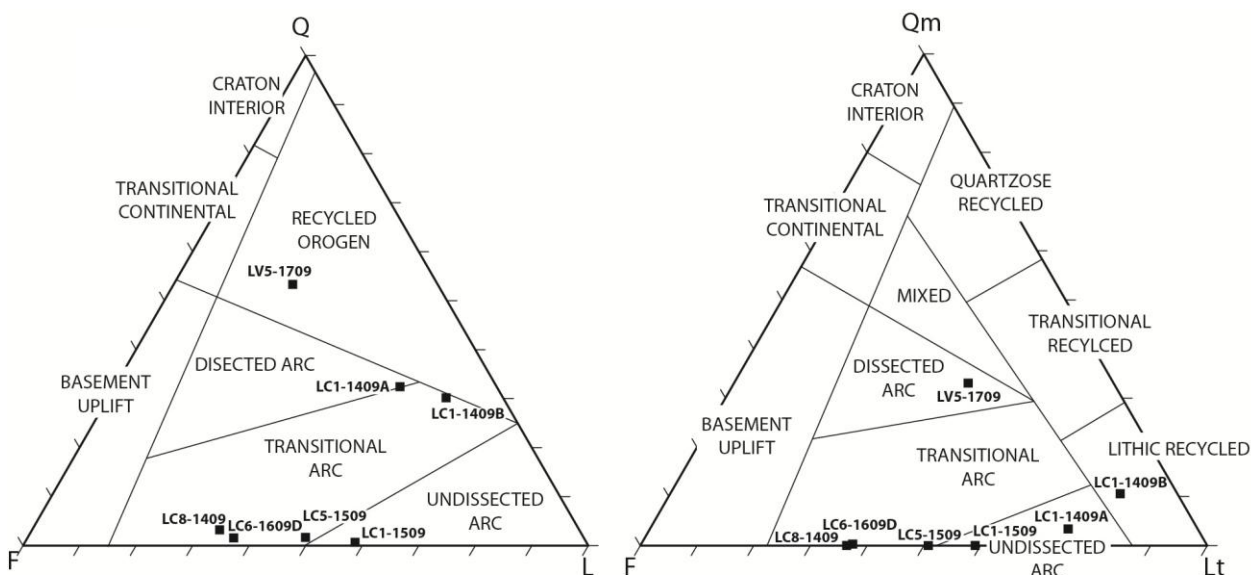


Figura 7.6: Campos de proveniencia QFL y QmFLt tomados de Dickinson et al. (1983) donde se plotearon las areniscas de la Formación Las Chilcas. Q: cuarzo total, F: feldespato total, L: total de fragmentos líticos, Qm: cuarzo monocristalino, Lt: total de fragmentos líticos más cuarzo policristalino. La posición estratigráfica de las muestras se exhibe en la Figura 7.4.

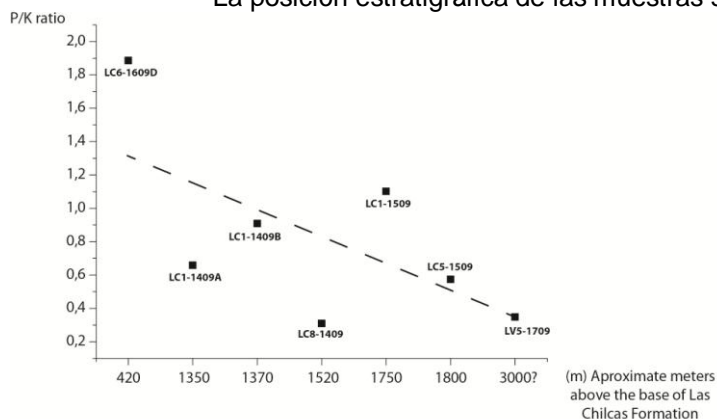


Figura 7.7: Razón de cantidad de cristales de plagioclasa/feldespato potásico medida a partir de los conteos modales realizados en las distintas muestras. En la absisa se muestra la ubicación, en metros, aproximada desde la base de la Formación Las Chilcas.

7.3 Proveniencia de circones detríticos

7.3.1 Introducción

Un total de seis muestras de circones detríticos en areniscas fueron analizadas en este estudio, una en la Formación Lo Prado y cinco en la Formación Las Chilcas. De estas, dos muestras corresponden al Miembro Pitipeumo, una al Tabón, una al Ñilhue y una a El Calvario (Figuras 7.4 y 7.9). El marco teórico del método de datación mediante U-Pb de circones detríticos se encuentra en el Anexo I, mientras el procedimiento de la toma y selección de datos de estas muestras se encuentra en el Capítulo 4.3.1. Se presentan a continuación los resultados de las edades de los circones detríticos obtenidos y la interpretación de su posible fuente.

7.3.2 Formación Lo Prado (Berriasiano – Valanginiano)

Hacia el techo de la Formación Lo Prado, según lo mapeado por Thomas (1958), fue recolectada la muestra de areniscas LD1-1601. Ésta presenta el *peak* más joven a los 157 Ma, luego el más importante a los 166 Ma junto a otro a los 172 Ma y finalmente tres pequeños *peaks* paleozoicos de 278, 302 y 330 Ma (Figura 7.8).

- Los *peaks* a los 157 y 166 Ma se correlacionan de buena manera tanto con la Formación Horqueta como con el Batolito Costero Jurásico. Sin embargo el Batolito Jurásico habría alcanzado la superficie recién durante el Cretácico Tardío (Gana y Zentilli, 2000), de manera que posiblemente provienen en realidad sólo de la Formación Horqueta. Esto indica que mientras se depositaba la Formación Lo Prado los altos topográficos eran constituidos principalmente por las rocas del arco volcánico que dio origen a la Formación Horqueta.
- El *peak* de 172 es el segundo más significativo y coincide con la edad de la Formación Ajjal. Esto indica que posiblemente la erosión en algunos sectores había sido importante.
- Finalmente los *peaks* de 278, 302 y 330 pudieran representar circones provenientes del Batolito Costero y Prisma de Acreción Paleozoicos. Esto es coherente con el hecho que los intrusivos paleozoicos habrían estado exhumados durante el Aaeliano, aportando sedimentos a la Formación Cerro Calera, la cual seguramente era erosionada mientras se depositaba la Formación Lo Prado.

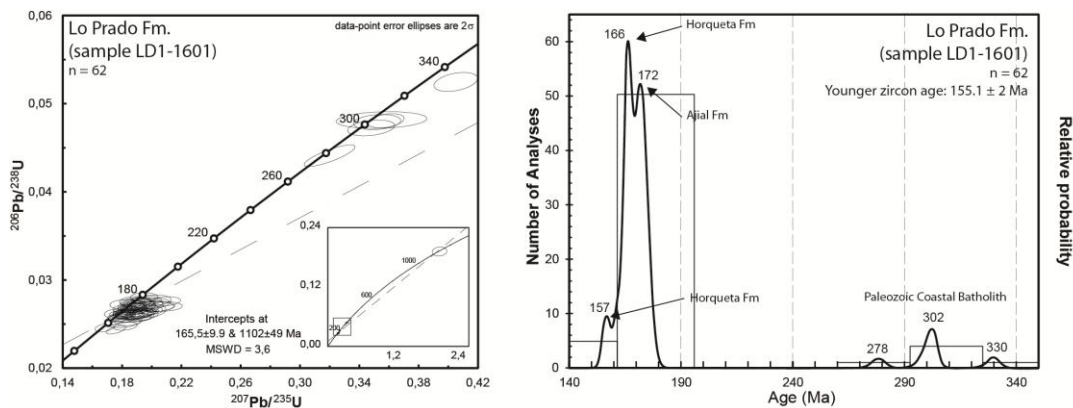


Figura 7.8: Análisis de circones detríticos de muestra LD1-1601, de la Formación Lo Prado. A la izquierda curva de Concordia; a la derecha gráfico de probabilidad relativa. Detalle en el texto.

7.3.3 Miembro Pitipeumo (Formación Las Chilcas), ~105 - ~100? Ma

En el Miembro Pitipeumo fueron recolectadas dos muestras; estas son la P5-2211 y la LC6-1609. La primera tomada a unos 180 m sobre la base de la Formación Las Chilcas y la segunda en el techo del Miembro Pitipeumo, o lo que pudiera corresponder también a la base del Miembro Tabón, pues en la zona donde fue tomada la muestra, el contacto entre ambos miembros es gradual.

La muestra P5-2211 presenta un único *peak* con edades entre $105,7 \pm 3,3$ y $121,1 \pm 2,9$, y con una mayor probabilidad relativa entre los 111 y 114 Ma (Figura 7.10). Las edades de este *peak* representan de buena manera la edad, inferida a partir de su posición estratigráfica, de las lavas y tobas de la Formación Cerro Morado (Capítulo 4), por lo que los circones posiblemente provienen de esta formación. Por otra parte, el Plutón Caleu también presenta edades que caen en el rango de las encontradas en esta muestra (Molina, 2014) (Figura 7.9), sin embargo, Parada et al. (2005) concluyeron que su exhumación se habría llevado a cabo entre los 94 y 90 Ma, por lo que seguramente sus unidades más antiguas no se encontraban exhumadas a los 105 Ma. De esta forma, la principal fuente de aportes del Miembro Pitipeumo habría sido la Formación Cerro Morado. Esto, a su vez, es coherente con el predominio de clastos andesíticos no ocoíticos observado a lo largo de las secciones realizadas en la base de la Formación Las Chilcas (Figura 7.1 A), siendo de litología similar a las lavas observadas en la Formación Cerro Morado, rasgo que la diferencia de la Formación Veta Negra. Esto es a su vez corroborado por un análisis de circones realizado a un clasto de toba (muestra P16-2111) encontrado en un nivel conglomerádico de la misma unidad de donde fue tomada la muestra P5-2211. El análisis de esta toba arrojó una edad entre 106,8 y 121 Ma (Figura 4.25 i), prácticamente idéntica a la inferida para la Formación Cerro Morado.

Las edades más antiguas del *peak* de la muestra P5-2211 (116 a 121 Ma), pudieran representar algunos circones reciclados que se encontraban en la Formación Cerro Morado o indicar un incipiente proceso de exhumación y erosión en las lavas de la subyacente Formación Veta Negra.

La muestra LC6-1609 posee también un solo *peak* de 100 Ma. Sus circones presentan edades de entre $97,9 \pm 2$ y $107,7 \pm 3$ Ma. Estas edades concuerdan casi perfectamente con el rango de edad inferido para el Miembro Pitipeumo, de manera que, probablemente, estas areniscas sean el producto de la erosión de los niveles volcánicos y sedimentarios que conforman a este miembro. Es interesante notar el marcado cambio en la proveniencia desde la base al techo del Miembro Pitipeumo. En la base, los aportes provenían principalmente de la subyacente Formación Cerro Morado, mientras que hacia el techo ésta parece haber sido totalmente cubierta por los depósitos del Miembro Pitipeumo, quedando así resguardada de la erosión.

7.3.4 Miembro Tabón (Formación Las Chilcas), ~100 - ~93 Ma

En la unidad M, correspondiente a la parte media - superior del Miembro Tabón, se recolectó la muestra LC3-1509 (Figura 7.4). En ésta es posible apreciar el *peak* más importante a los 96 Ma, un segundo a los 102 Ma, luego otro *peak* a los 106 Ma y, finalmente sólo tres circones mucho más antiguos, que representan tres *peaks* a los 160, 173 y 269 Ma (Figura 7.10), lo cual marca ya una clara diferencia con el Miembro Pitipeumo, donde había una total ausencia de circones más antiguos que el Cretácico Temprano a medio. A continuación se detalla la edad de cada uno de los *peaks* encontrados en la muestra y su posible procedencia:

- El *peak* más joven y más importante de esta muestra tiene ~ 96 Ma. Estos circones se podrían asociar al nivel de tobas y conglomerados (unidad L) que se ubica inmediatamente bajo la unidad de donde fue tomada la muestra LC3-1509 (unidad M), como de rocas volcánicas contemporáneas, ubicadas hacia el oeste, y que se encontrarían actualmente erosionadas. De igual forma estos circones pudieran provenir del techo, predominantemente volcánico, del Miembro Pitipeumo. Pues, aun cuando se estima que éste puede ser un poco más antiguo que 96 Ma (105 – 100 Ma, Capítulo 4), no es posible conocer su edad con precisión sólo a partir de la edad del circón más joven. Este *peak* también coincide con las edades de las unidades GZ y QMDZ del Plutón Caleu (Figura 7.9) (Molina, 2014), sin embargo, como se señaló anteriormente, Parada et al. (2005) estimaron que la exhumación de este intrusivo habría ocurrido entre los 94 y 90 Ma, por lo que, probablemente, mientras se depositaba el Miembro Tabón, el Plutón Caleu permanecía enterrado. Esto es coherente a su vez con el observado predominio de clastos volcánicos andesíticos en los conglomerados y brechas del Miembro Tabón (Figura 7.2 E) y con la ausencia de cristales de cuarzo típicos de un intrusivo (Figura 7.3 A, B, C y D y Tabla 7.1). Esto indica que probablemente este *peak* representa la erosión de niveles volcánicos contemporáneos o del techo del Miembro Pitipeumo.
- El *peak* de 102 Ma se correlacionaría de buena manera con las edades de las intercalaciones volcánicas del Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas, que como se estudió en el Capítulo 6, se habría encontrado en alzamiento y bajo erosión al depositarse el Miembro Tabón. Asimismo, presenta edades similares a la unidad o zona GDZ del Plutón Caleu, pero también se ha desechado este intrusivo como posible fuente por la razón ya expuesta más arriba.

- El *peak* de 106 Ma podría corresponder a los circones provenientes de la erosión de las lavas y tobas de los niveles superiores de la Formación Cerro Morado, lo que a su vez es coherente con el predominio en todos estos niveles de clastos andesíticos no ocoíticos tal como la litología que compone a esta formación. Nuevamente, la unidad más antigua del Plutón Caleu (GDZ de Molina, 2014), que presenta edades similares (Figura 7.9), se desestima como fuente de aporte. Por otra parte, este *peak* presenta una pendiente muy suave hasta los 120 Ma, lo que indica un aporte incipiente de rocas de entre 120 y 106 Ma. Las edades entre 110 y 120 Ma pudieran corresponder al comienzo de la erosión de los niveles volcánicos de la Formación Veta Negra (Barremiano? - Aptiano).

- Los *peaks* de 160 y 173 Ma, si bien, dado el reducido número de circones que lo forman, pudieran corresponder a edades entregadas por circones reciclados, su edad se correlaciona muy bien con la de los intrusivos jurásicos que afloran en la vertiente occidental de la Cordillera de la Costa, cuyas edades varían entre los 150 y 166 Ma (Gana et al., 1994a; Rivano et al., 1993), así como con el volcanismo de la Formación Horqueta (Bajociano? - Kimeridgiano). Sin embargo, estos cuerpos intrusivos del Jurásico Tardío que afloran en la Cordillera de la Costa fueron emplazados entre 9 – 13 km de profundidad (Gana y Tosdal, 1996) y alcanzaron recién la superficie cerca de los 70 Ma. Por otra parte, si es que este *peak* fuera el producto de aportes provenientes del Batolito Costero, también debieran aparecer edades de la Formación Ajjal, en la que fue emplazado, y que están ausentes. De manera que lo más probable es que este *peak* corresponda a los aportes suministrados por la erosión de la Formación Horqueta. Esto es a su vez coherente con el comienzo de un rápido proceso de exhumación (0,13 – 0,16 km/Ma) contemporáneo con la deposición del Miembro Tabón (Gana y Zentilli, 2000), lo cual habría permitido la exhumación de la Formación Horqueta.

- La edad del *peak* más antiguo que presenta esta muestra (269 Ma) no coincide con ninguna de las edades obtenidas para las rocas paleozoicas de la costa de Chile central, sin embargo, sí concuerda con las edades de entre 280 Ma y 240 Ma que ha arrojado la Provincia Volcánica Ácida de Choiyoi (Llambías et al., 2002; Rocha-Campos et al., 2011) (ver Cap. 2.2) y con el rango de edades obtenido en el Batolito Elqui – Limarí (Parada et al., 1981; Nasi et al., 1985; Pankhurst et al., 1996). Estas rocas, contrariamente a todas las que aportaron los circones antes descritos, se encuentran hacia el este y hacia el norte de la zona de estudio, aflorando hoy en día en la Cordillera Principal y en el antepaís. Dado esto y al hecho que se trate de tan solo un circón, es sensato asumir que correspondería a un circón reciclado de alguna de las formaciones más antiguas que se encuentran en la Cordillera de la Costa, las que probablemente sí recibieron aportes de las rocas volcánicas de Choiyoi durante los períodos de *rifting* del Jurásico – Cretácico Temprano.

7.3.5 Miembro Ñilhue (Formación Las Chilcas), ~92? - ~90 Ma

Al norte del río Aconcagua, en el sector de los llanos de Portales, fue tomada, en un nivel de areniscas calcáreas del Miembro Ñilhue, la muestra CA5-1501. Ésta presenta un único *peak* de 107 Ma, abarcando circones desde los $104,3 \pm 2$ Ma hasta los $111,2 \pm 2$ Ma (Figura 7.10). Estas edades son muy cercanas a la edad estimada para la Formación Cerro Morado. Sin embargo es extraño que, siendo el Miembro Ñilhue más de 10 m-a más joven que esta formación, no aparezcan circones de menor edad, como los que debieran corresponder a los miembros Pitipeumo y Tabón.

Esto pudiera ser explicado por una condición paleogeográfica local. Pues justo en la zona donde fue tomada esta muestra, al este de Cerrillos de Catemu, el Miembro Pitipeumo no aflora, probablemente debido a que fue erosionado antes de la deposición del Miembro Tabón o a que esta zona constituía un alto topográfico entre los 105 y los 100 Ma. Además, el Miembro Tabón en este lugar no presenta ninguna intercalación volcánica. Todo esto explicaría el hecho que el Miembro Ñilhue, en este lugar, haya recibido sólo circones de la Formación Cerro Morado. Pues el Miembro Pitipeumo, que posee intercalaciones volcánicas, no fue depositado en ésta área y la erosión del Miembro Tabón, dada su naturaleza casi puramente sedimentaria, sólo aportó al Miembro Ñilhue circones de la edad de la Formación Cerro Morado.

7.3.6 Miembro El Calvario (Formación Las Chilcas), ~89? - ~82 Ma

Hacia el techo de la Formación Las Chilcas, la muestra LV5-1709 exhibe importantes diferencias con el resto de las muestras estudiadas (Figura 7.10), cuyas edades y posibles fuentes de aporte se describen a continuación:

- El *peak* más importante en esta muestra presenta una edad de ~93 Ma, con un rango en la base de entre, aproximadamente, 82 y 98 Ma. La edad de 93 Ma coincide perfectamente con la edad del *peak* de la unidad más joven del Plutón Caleu (MGZ en Molina, 2014) (Figura 7.8). Esto y el hecho que Parada et al. (2005) propusieron que la exhumación del Plutón Caleu habría ocurrido entre los 94 y 90 Ma y, por lo tanto, antes de la deposición del Miembro El Calvario, lleva a interpretar que posiblemente este *peak* corresponda a los circones derivados de la MGZ del Plutón Caleu (los aportes de las unidades más antiguas del plutón se observan en los siguientes *peaks*). Por otra parte, los circones más jóvenes que comprenden este *peak*, de entre 82 y 90 Ma, posiblemente provienen de los abundantes niveles volcánicos de andesitas y flujos piroclásticos que presenta el mismo Miembro El Calvario (Capítulo 4.5), pues no se han datado rocas intrusivas en la zona de estudio de edad similar. Esto, a su vez, explicaría el hecho de no encontrarse abundancia de clastos de intrusivos en estos niveles conglomerádicos, sino clastos mayormente

andesíticos, seguramente erosionados de los frecuentes flujos de lavas que se dispersaban en ese momento.

- El segundo *peak* presenta una edad de 99 Ma, abarcando, en su base, hasta los 110 Ma. Este coincide de buena manera con las unidades más antiguas del Plutón Caleu (QMDZ, GZ y GDZ en Molina, 2014) (Figura 7.9); sin embargo los circones más antiguos que conforman este *peak*, con edades de entre 110 y 106 Ma, también pudieran provenir de las rocas volcánicas de la Formación Cerro Morado.
- El tercer *peak* presenta una edad de ~ 119 Ma. Éste *peak* no aparece en las muestras anteriores y se puede correlacionar con los niveles volcánicos de la Formación Veta Negra, que, a pesar de presentar mayormente andesitas, no muy ricas en circones, presenta un enorme espesor y algunas intercalaciones de tobas (Thomas, 1958; Rivano et al., 1993). Esto es coherente con lo observado en los conglomerados del Miembro El Calvario, el cual, a diferencia de los anteriores, presenta un porcentaje no despreciable de clastos de lavas ocoíticas (Capítulo 4.2.2.7), características de la Formación Veta Negra.
- El cuarto *peak*, de 170 Ma es similar al *peak* de 173 Ma que se observó en la muestra LC3-1509, el cual pudiera correlacionarse con el Batolito Jurásico o con las rocas volcánicas de la Formación Horqueta. Sin embargo, dado que los intrusivos jurásicos del Batolito Costero habrían alcanzado la superficie recién a los 70 Ma (Gana y Zentilli, 2000), probablemente correspondan exclusivamente a aportes de la Formación Horqueta. Esta posiblemente, dadas las altas tasas de exhumación que presentan los intrusivos jurásicos durante el Cretácico Tardío, ya se encontraba muy erosionada, alcanzando incluso la erosión a la Formación Cerro Calera (Aeliano a Bajociano), la cual difícilmente podría aportar circones de esa edad, dado su carácter predominantemente sedimentario.
- Los últimos dos *peaks* de 289 y 303 Ma coinciden con las edades más jóvenes de las unidades paleozoicas del Batolito Costero de Chile central, que presentan edades de entre 290 y 308 Ma (Deckart et al., 2013; Godoy y Loske, 1988; Hervé et al., 1988). Este *peak* también concuerda con edades del Batolito Paleozoico Elqui – Limarí, con las de la Provincia Magmática Ácida de Choiyoi, e intrusivos asociados, y son cercanas a las edades de los circones más jóvenes encontrados en el Cinturón Metamórfico Pareado de Chile centro-sur (Hervé et al., 2013). Sin embargo, dado la mayor cercanía del Batolito Costero y a que los datos de exhumación indican que, tanto éste como el prisma de acreción paleozoico habrían iniciado un proceso de rápida exhumación durante el Cretácico medio, llegando a superficie durante el Cretácico Tardío (Gana y Zentilli, 2000; Willner et al., 2005), lleva a interpretar que los circones en realidad provienen del Batolito Costero. Sin embargo, el reducido número de estos circones (tan solo dos), pudiera indicar que en realidad estos son reciclados y provienen de otra formación que se encontraba bajo erosión. En este caso, sería posible que provinieran de algún nivel sedimentario de la Formación Horqueta, pues los intrusivos paleozoicos de la Cordillera de la Costa se encontraban exhumados durante el Aeliano, antes de la deposición de la

Formación Horqueta, como lo atestigua su contacto discordante con la Formación Cerro Calera (Gana et al., 1996).

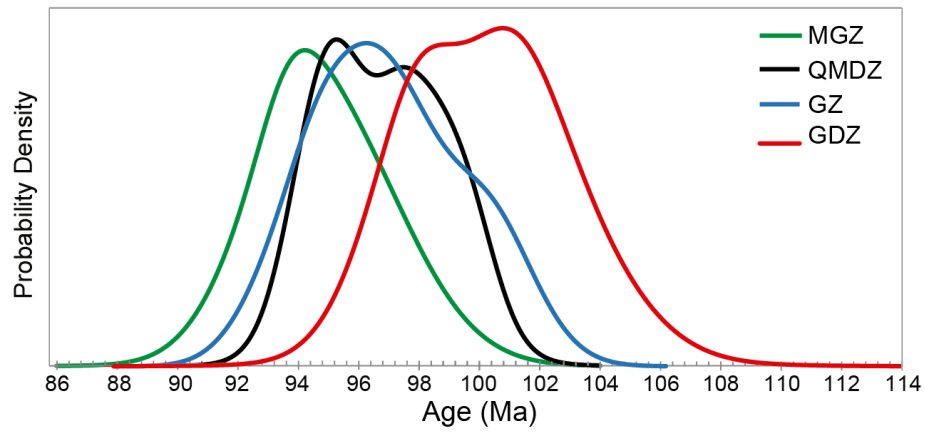


Figura 7.9: Gráfico de probabilidad relativa de edades de circones ígneos para las diferentes unidades o zonas definidas por Molina (2014) para el Plutón Caleu. MGZ: Monzogranitic Zone; QMDZ: Quartz-Monzodioritic Zone; GZ; Granodioritic Zone; GDZ: Gabbro-dioritic Zone. Tomado de Molina (2014).

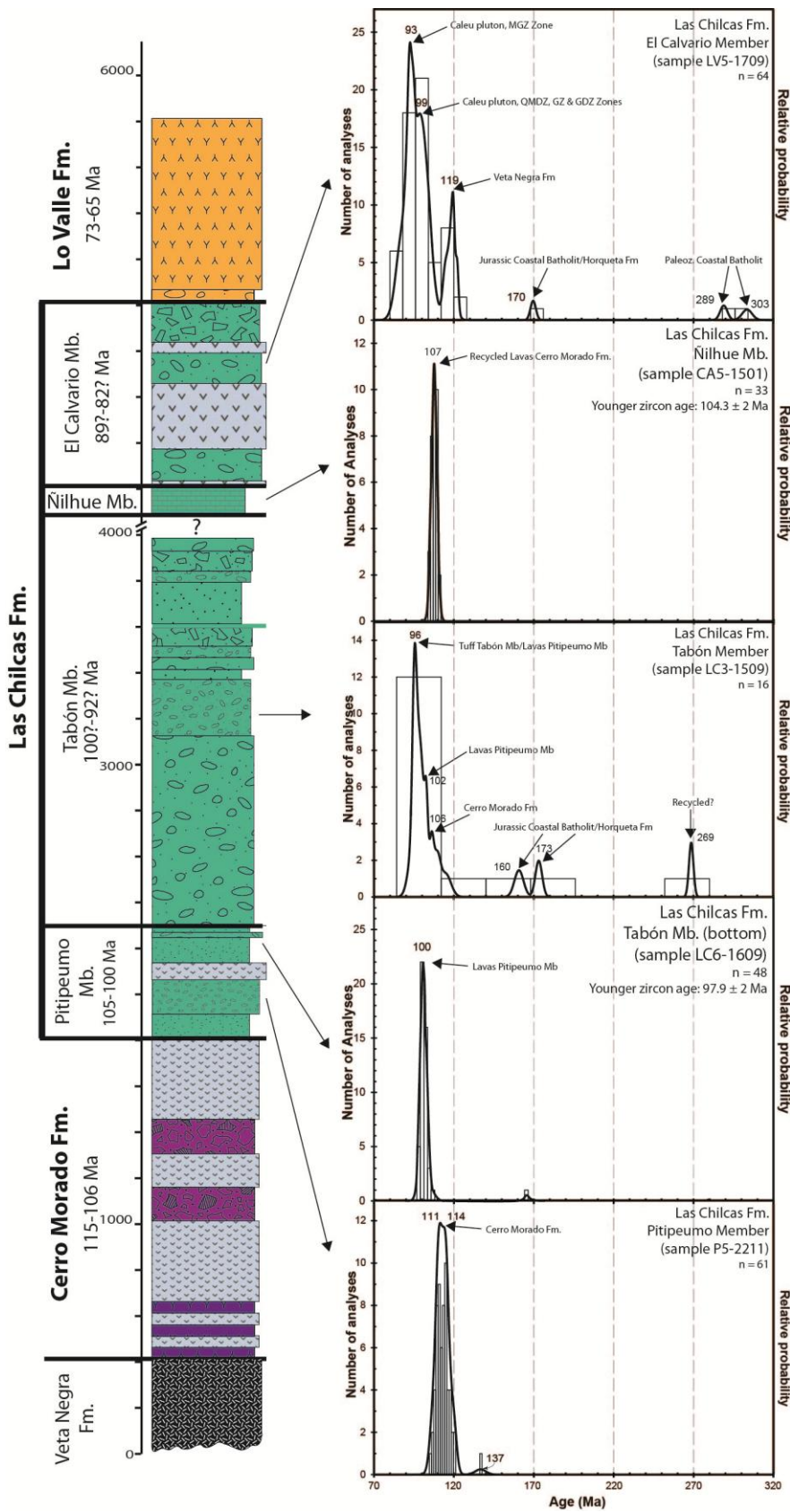


Figura 7.10: Columna estratigráfica generalizada de la zona de estudio con la ubicación de las tres muestras de circones detríticos realizadas y a la derecha los gráficos de probabilidad relativa de edades de cada muestra. Detalle en el texto.

7.4 Implicancias tectónicas de los análisis de proveniencia sedimentaria

7.4.1 De arco activo a arco disectado

A partir de los análisis petrográficos y de conteo modal, se puede observar que las fuentes que se encontraban aportando sedimentos a la Formación Las Chilcas eran principalmente las rocas que conformaban el volcanismo cretácico, ubicado justamente al oeste de esta formación. De la misma manera, dado que la mayoría de las muestras se ubica en el campo de arco transicional, se puede concluir que el arco volcánico en aquel momento comenzaba un incipiente proceso de exhumación. Por otra parte, el hecho que algunas areniscas se ubiquen en el campo de arco no disectado confirma que posiblemente el arco en ese momento continuaba activo y estaba continuamente proveyendo sedimentos volcánicos a la cuenca, en ese caso, los niveles volcánicos de este arco seguramente están representados por las intercalaciones volcánicas que presenta la misma Formación Las Chilcas.

El proceso de exhumación del arco se hace muy gráfico al observar que la muestra que se encuentra más arriba estratigráficamente (LV5-1709), en el Miembro El Calvario, es la única que corresponde al campo de orógeno reciclado en el triángulo QFL y en el de arco disectado en el triángulo QmFLt (Figura 7.6), además, presenta la razón más baja de plagioclasa/feldespato potásico (Figura 7.7). Esto lleva a inferir que posiblemente hacia el techo de la Formación Las Chilcas el arco que suministraba los sedimentos a la cuenca ya se encontraba disectado, lo cual tiene total coherencia con los resultados de proveniencia de los circones detríticos que se describió más arriba y que se discute a continuación y con los datos antes descritos de exhumación de Gana y Zentilli (2000). Estos autores plantean un rápido evento de exhumación desde los 98 Ma, que hacia los 70 Ma, sólo unos 10 Ma antes del techo del Miembro El Calvario, habría llevado a los intrusivos paleozoicos y jurásicos de la Cordillera de la Costa a la superficie.

7.4.2 ¿Exhumación por fallamiento normal o por erosión de un orógeno?

Los análisis de edades con trazas de fisión realizados en rocas cristalinas de la zona por Gana y Zentilli (2000) y Parada et al. (2005) ponen en evidencia un rápido proceso de exhumación de las rocas paleozoicas y mesozoicas durante el Cretácico medio – Cretácico Tardío. Ring et al. (1999) definieron tres procesos que conllevan a la exhumación en la corteza terrestre: fallamiento normal, adelgazamiento dúctil y erosión de orógenos. A partir de la secuencia de erosión recién descrita y de la presencia de sendos depósitos sinorogénicos de la Formación Las Chilcas

asociados a esta exhumación (Capítulo 6), lo cual es una característica distintiva de procesos de exhumación por erosión (Ring et al., 1999), se puede interpretar este proceso de exhumación durante el Cretácico medio a Tardío como el producto de la erosión de un orógeno y no como el producto de un intenso fallamiento normal. Inclusive, a partir de un par de características descritas por Ring et al. (1999), es posible descartar que este evento de exhumación se haya debido a un intenso fallamiento normal, pues según estos autores una zona sometida a exhumación por fallamiento normal debiera presentar:

1. Sendas fallas normales, donde sea posible apreciar niveles más jóvenes apoyados sobre niveles antiguos.
2. Cambios abruptos en las edades de enfriamiento de la región, con edades más jóvenes en el *footwall* de las fallas normales.

Ninguna de estas características es observada en la zona de estudio. De hecho las edades de exhumación a lo largo y ancho de toda la Cordillera de la Costa, en rocas de diferentes edades, se mantienen relativamente similares (Gana y Zentilli, 2000; Parada et al., 2005; Willner et al., 2005), característica distintiva de la exhumación generada por erosión (Ring et al., 1999).

Aun así, el hecho de saber que el mecanismo principal de exhumación fue la erosión de un orógeno no es suficiente para conocer el contexto tectónico en que ésta se produjo, pues la construcción de un orógeno puede estar asociada tanto a esfuerzos extensionales como, compresivos o a una mezcla de ambos (Ring et al., 1999), por lo que es difícil, sólo a partir de los datos de exhumación, identificar el campo de esfuerzos dominante que permitió la formación del orógeno que posteriormente fue erosionado. Sin embargo, las evidencias estructurales identificadas en este estudio permiten deducir que este intenso proceso de erosión que conllevó la exhumación de las potentes secuencias del Cretácico Temprano y parte de las secuencias jurásicas y de los intrusivos paleozoicos y mesozoicos, habría estado gatillado por la generación de un orógeno construido a partir de esfuerzos compresivos en dirección E-W.

7.4.3 Secuencia de destechamiento

A partir de la proveniencia deducida con el estudio de los circones detríticos en la Formación Las Chilcas se puede apreciar una secuencia de destechamiento (*unroofing*) de las rocas volcánicas del Mesozoico (Figura 7.11).

Esta secuencia comienza con la deposición del Miembro Pitipeumo (Figura 4.11 a), el cual, en su base recibe aportes exclusivamente de la Formación Cerro Morado, que se encuentra inmediatamente debajo. Hacia el techo, en cambio, recibe aportes mayormente de los niveles volcánicos del mismo Miembro Pitipeumo, lo que evidencia que la Formación Cerro Morado fue cubierta por una importante actividad volcánica y sedimentaria del Miembro Pitipeumo.

Posteriormente, dado que el Miembro Pitipeumo habría cubierto a gran parte de la Formación Cerro Morado, el Miembro Tabón recibe aportes mayormente de los niveles volcánicos del Miembro Pitipeumo y/o del volcanismo contemporáneo ubicado hacia el oeste. Aparecen, también en el Miembro Tabón, circones posiblemente provenientes de la Formación Horqueta (Figura 7-11 b). No obstante, no aparecen aun aportes de las formaciones volcánicas del Cretácico Temprano (formaciones Veta Negra y Lo Prado). Esto pudiera indicar que posiblemente las formaciones cretácicas no se encontraban, hacia el oeste, cubriendo a las formaciones jurásicas, de manera que se encontraban expuestas en el mismo momento el techo de las formaciones del Cretácico Temprano (Formación Cerro Morado) y el techo de las formaciones jurásicas (Formación Horqueta). Posiblemente esto está asociado a la existencia de dos o más cuencas que conformaron dos bloques separados por una falla normal y que habrían permitido la acumulación de las distintas secuencias. La cuenca occidental habría estado activa durante el Jurásico y la oriental durante el Cretácico, en una configuración similar a la representada en la Figura 7.11.

Sobre el Miembro Tabón se deposita el Miembro Ñilhue, éste, en la zona en que fue muestreado, sólo recibe aportes de la Formación Cerro Morado, lo que evidencia la ausencia, en esa área, de depósitos del Miembro Pitipeumo, y la posible erosión del Miembro Tabón, compuesto principalmente por conglomerados de detritos provenientes de la Formación Cerro Morado.

Luego, el Miembro El Calvario, registra el destechamiento de la secuencia cretácica, pues recibe importantes aportes de la Formación Veta Negra y del Plutón Caleu, que se encuentra intruyendo a esta última (Figura 4.11 c). Esto evidencia que se habían erosionado ya, hacia el oeste, los hasta 1800 m de la Formación Cerro Morado, y una potencia considerable de la Formación Veta Negra. De hecho, a partir de las profundidades de emplazamiento calculadas para el Plutón Caleu de 7 km (Parada et al., 2002), se puede inferir que se habían erosionado los cerca de 2 km de la Formación Cerro Morado y unos 4 – 5 km de la Formación Veta Negra, sin considerar la posible erosión parcial de los miembros Pitipeumo, Tabón y Ñilhue de la Formación Las Chilcas. Esto, sumado al hecho que no existan aportes de circones volcánicos de la Formación Lo Prado, hace inferir que durante el Cretácico Tardío esta misma formación aún se encontraba enterrada bajo la Formación Veta Negra. A su vez, se continúan recibiendo aportes de la Formación Horqueta, de manera que posiblemente la erosión hacia el oeste no alcanzaba a incidir totalmente y llegar a las formaciones del Jurásico Temprano y Triásicas, en las que están emplazados los intrusivos Jurásicos. A pesar de esto, aparecen circones paleozoicos, que, como se mencionó más arriba, pudieran provenir las rocas del Batolito Costero Paleozoico, ya exhumado durante el Cretácico Tardío (Gana y Zentilli, 2000), o bien, reciclados. De provenir efectivamente del Batolito Costero Paleozoico, y dada la ausencia de edades de las formaciones triásicas y jurásicas, como Quebrada del Pobre y Ajial, debiera existir otra falla hacia el oeste que alzó el batolito, erosionándose las secuencias que lo cubrían hacia el oeste, sin alcanzar a afectar a la Formación Las Chilcas. Luego, una vez exhumado el batolito, las redes de drenaje desarrolladas hacia el este pudieron haberlo alcanzado, llevando sus aportes hacia el este, al Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas.

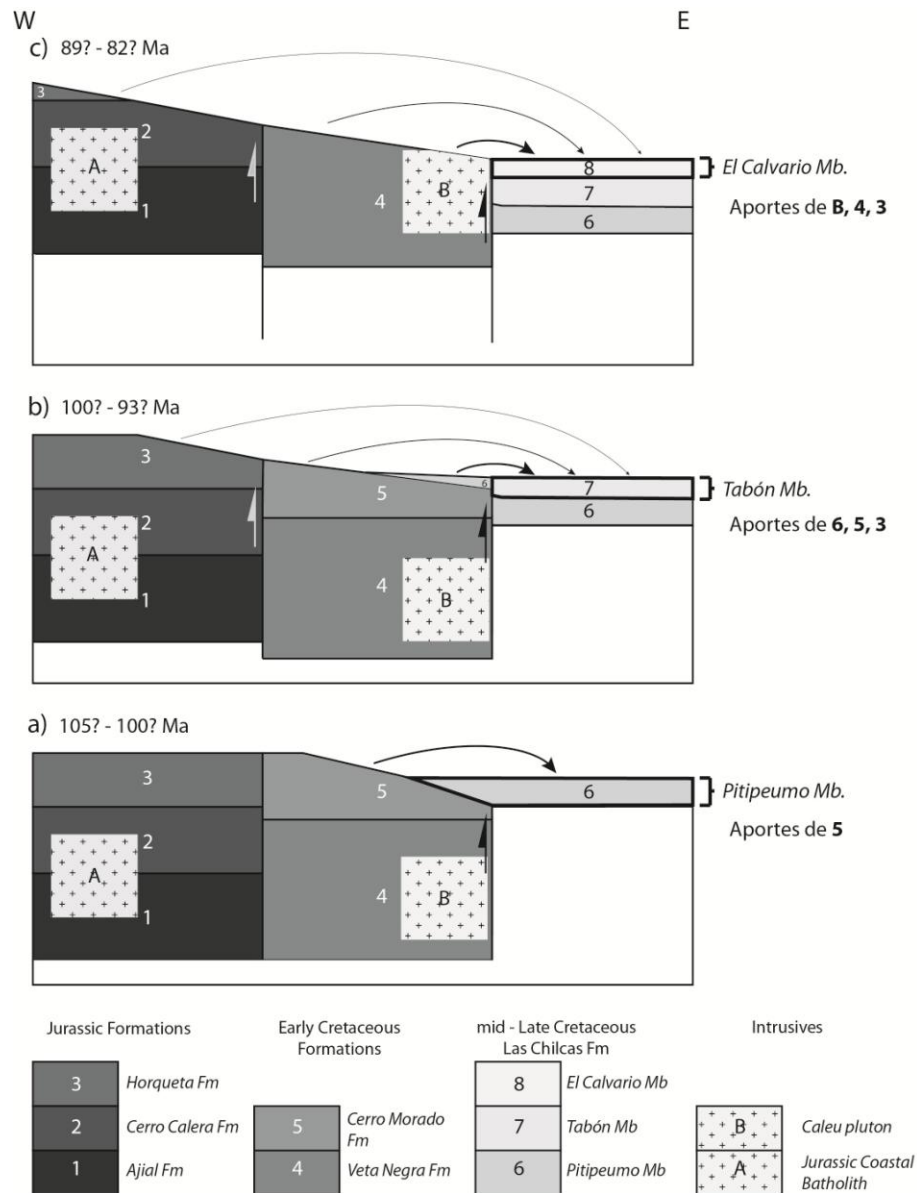


Figura 7.11: Secuencia de destechamiento interpretada y posible configuración de la exhumación de las rocas fuente de sedimentos durante la deposición de la Formación Las Chilcas. Detalle en el texto. El grosor de las flechas indica la importancia de la fuente.

8 MODELO TECTONOESTRATIGRÁFICO

8.1 Las cuencas del Jurásico – Cretácico Temprano

Como se expuso en el Capítulo 6, las estructuras heredadas de procesos extensionales juegan un rol fundamental en la arquitectura de una zona sometida a inversión. Dado esto se hace relevante discutir respecto al ambiente tectónico que se habría llevado a cabo desde el Jurásico al Cretácico Temprano, en Chile central, y a la arquitectura de las cuencas antes de la inversión, de manera que el modelo propuesto aquí para el Cretácico medio – Tardío sea coherente con la historia geológica previa.

8.1.1 Rifting y subsidencia termal en Chile central durante el Jurásico – Cretácico Temprano

En Los Andes centrales, entre el Triásico y el Cretácico Temprano, se han reconocido tres eventos importantes de *rifting* o extensión cortical (Charrier et al., 2007), de los cuales, el segundo ocurre durante el Jurásico Temprano, y marca el comienzo del Primer Ciclo Andino (Charrier et al., 2007) y el tercero durante el Jurásico Tardío (Kimeridgiano), y marca el inicio de la segunda sub-etapa del Primer Ciclo Andino (Giambiagi et al., 2003; Charrier et al., 2007; Mescua et al., 2008). Ambos períodos de *rifting* parecen haber sido seguidos por largos períodos de subsidencia termal (Giambiagi et al., 2003; Mescua et al., 2014), evidenciados por la ausencia de fallas normales capaces de acumular las secuencias de tras-arco.

El primer evento de *rifting*, en el rango de tiempo mencionado, comienza en el Triásico Tardío (segunda etapa del Ciclo Pre-Andino de Charrier et al., 2007), se extiende hasta el Jurásico Temprano (Franzese y Spalletti, 2001) y marca, con su término, el inicio de la Primera Etapa del Ciclo Andino. Durante este evento extensional se generaron una serie de sistemas de cuencas con forma de hemi-graben orientadas NNW – SSE a lo largo del margen occidental de Gondwana (Charrier et al., 1979; 2007). En la Cordillera de la Costa de Chile central, Charrier et al. (2007), asocian a este evento a las formaciones Los Molles y Quebrada del Pobre del Nórico al Sinemuriano (Figura 8.1). Por otra parte, Franzese y Spalletti (2001) asocian también a este

episodio a la Formación Ajial, del Jurásico Temprano a Medio, sin embargo las lavas de esta formación son calcoalcalinas (Vergara et al., 1995), característica típica de magmas generados en ambiente de subducción, lo que se contrapone con el cese o una disminuida subducción contemporánea con la extensión del Triásico – Jurásico más temprano interpretada para este período (Charrier et al., 2007). De manera que la Formación Ajial seguramente pertenece a los depósitos del arco volcánico del inicio del Primer Ciclo Andino como lo propusieron Charrier et al. (2007) (Figura 8.1).

Posteriormente, al comenzar la subducción andina, durante el Jurásico Temprano tardío, se produce un largo período de subsidencia termal, el cual permite la acumulación, en el tras-arco, de los depósitos marinos del Jurásico. Se propone aquí que, en la zona cercana al arco, la subsidencia posiblemente fue también de carácter termal porque, para el Jurásico Medio-Tardío, entre los dos eventos de *rifting* registrados en el tras-arco, no existen evidencias de que haya existido extensión en el arco o en sus zonas proximales, a diferencia de lo que sucede en el Cretácico Temprano, como se verá más adelante. No obstante, dados los escasos estudios de geología estructural detallados que existen en la Cordillera de la Costa, esto no puede ser descartado. A este período pertenecerían las formaciones Ajial y Cerro Calera (Figura 8.1).

El segundo evento de extensión o *rifting* se produce después de la regresión oxfordiana, durante el Kimeridgiano (Jurásico Tardío). Esta extensión se ha puesto en evidencia a partir de importantes cambios de espesor, estratos de crecimiento y fallas normales que afectan a la Formación Tordillo en Argentina (Giambiagi et al., 2003; Mescua et al., 2008; Mescua et al., 2014) (equivalente de la Formación Río Damas en la Cordillera Principal de Chile central). En la Cordillera de la Costa, Charrier et al. (2007) asocian a este fuerte evento de extensión y volcanismo del Kimmeridgiano a la Formación Horqueta (Figura 8.1). Esta extensión habría sido seguida nuevamente por una subsidencia termal, la cual se habría desarrollado desde el Kimeridgiano hasta el Cretácico medio, justo antes que se generara la inversión durante el Cretácico Tardío (Giambiagi et al., 2003; Mescua et al., 2014).

Sin embargo, este evento de subsidencia termal en el margen andino durante el Cretácico Temprano, cuyas evidencias se han encontrado principalmente en el trasarco, parece contraponerse con las evidencias de clara extensión o *rifting* que han sido encontradas por algunos autores en el tras-arco más proximal de Los Andes de Chile centro-norte. Estas evidencias han sido halladas en la cuenca de Chañarcillo (Martínez et al., 2013), la que Mpodozis y Allmendinger (1993) consideran la continuación hacia el norte de la cuenca de la Formación Veta Negra (equivalente de la cuenca de Lo Prado de Charrier et al., 2007), y en la cuenca de la Formación Quebrada Marquesa (Del Real, 2011). En estas se interpretaron una serie de subcuencas extensionales con forma de hemigraben, en las que se acumularon, tanto depósitos continentales como marinos, con fuerte influencia volcánica, lo que insinúa su cercanía al arco contemporáneo. Estas evidencias extensionales para el Cretácico Temprano, cerca del arco, son a su vez coherentes con la interpretación estructural de este trabajo, en que la Formación Veta Negra se habría depositado en una profunda cuenca extensional, que permitió que se acomodaran sus hasta 5000 m de lavas (Figura 8.1).

Si bien la presencia de estas cuencas extensionales pareciera presentar una contradicción con las evidencias de subsidencia termal halladas en el trasarco, esto puede ser explicado por el hecho que hacia el arco la deformación, y por lo tanto la generación de estructuras, se ve facilitada debido a la mayor debilidad de la placa continental provocada por el aumento del gradiente geotermal que genera el magmatismo (Scheuber y González, 1999). De manera que, es posible

que mientras se generaba una clara extensión en el arco, o en las cuencas más proximales, hacia el este, en el tras-arco, no se generaban estructuras, sino que sólo se producía un flexuramiento de la corteza continental (por subsidencia termal), el cual permitía la acumulación de potentes depósitos continentales y marinos.

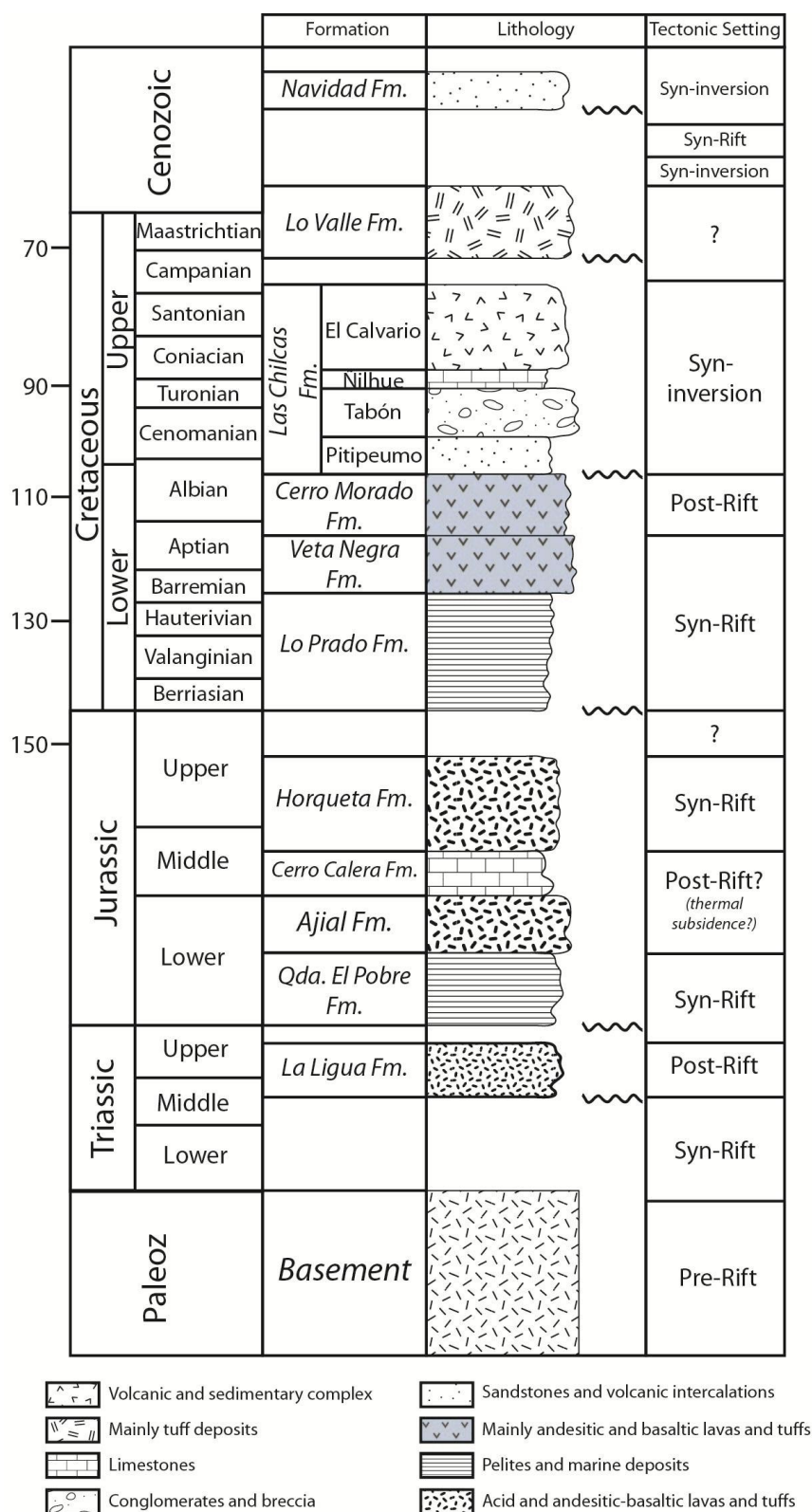


Figura 8.1: Columna estratigráfica generalizada de la Cordillera de la Costa de Chile central, donde se muestra también el ambiente tectónico imperante a partir de lo estudiado en los Andes centrales por Charrier et al., (2007), Mescua et al., (2014), Giambiagi et al. (2003), Franzese y Spalletti (2001) y Martínez et al. (2013). Para el Cretácico también se consideró la información del presente trabajo.

La extensión del arco y tras-arco proximal del Cretácico Temprano también es coherente con las características isotópicas y geoquímicas de las rocas volcánicas del Cretácico Tardío de la Cordillera de la Costa (entre ellas la Formación Veta Negra) que indican una corteza adelgazada (Åberg et al., 1984; Levi et al., 1988; Nyström et al., 1993; Vergara et al., 1995). De hecho, fue a partir de estas características que Åberg et al. (1984) interpretaron estas lavas como el producto de la generación, en el borde occidental de Sudamérica, de una cuenca marginal abortada. Asimismo, Vergara et al. (1995) interpretaron que, durante la deposición de la potente secuencia de varios kilómetros de lavas de la Formación Veta Negra, se registrarían las mayores tasas de extensión para todo el Cretácico.

Respecto a la Formación Lo Prado, dado que se encuentra concordante bajo la Formación Veta Negra y mantiene una estructura similar, forma posiblemente parte de la misma cuenca extensional que acomodó a la Formación Veta Negra, tal como lo interpretaron Charrier et al. (2007, 2014) (Cuenca de Lo Prado).

Esta extensión del Cretácico Temprano, cercana al arco, es a su vez concordante con la generación, en ese mismo momento, de una serie de cuencas marginales extensionales en el borde occidental de Sudamérica, desde la Antártica hasta Colombia (Åberg et al., 1984; Dalziel, 1986; Atherton y Webb, 1989; Mpodozis y Ramos, 1990; Vergara et al., 1995; Martínez et al., 2013).

Posteriormente, y a partir de lo concluido en este trabajo, durante el Aptiano tardío – Albiano Temprano, existiría un período de post-rift, en el cual se depositan las lavas de la Formación Cerro Morado, para luego generarse la inversión que gatilló la deposición de los potentes niveles sedimentarios de la Formación Las Chilcas (Figura 8.1).

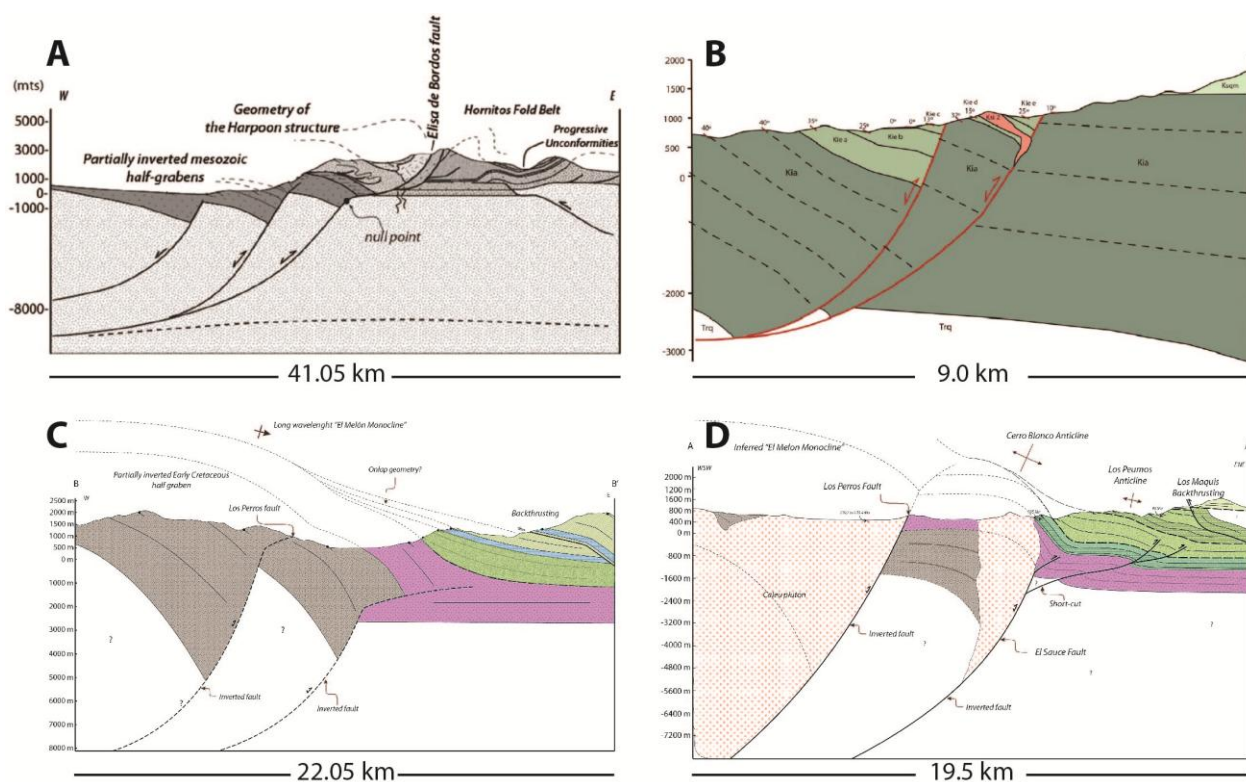
8.1.2 Arquitectura de las cuencas marginales de Chile central durante los períodos de *rifting* jurásico – cretácico

La arquitectura de las cuencas generadas en el borde occidental del margen Andino de Chile en los períodos de *rifting* (cuencas marginales) es escasamente conocida, pues son pocos los estudios estructurales en la Cordillera de la Costa y la Depresión Central.

Para las cuencas del Triásico – Jurásico Temprano, a partir de datos estratigráficos, Charrier et al. (2007) proponen, a lo largo de los Andes centrales, un sistema de cuatro cuencas con forma de hemigraben, elongadas y orientadas NNW-SSE. Estos autores plantean que los hemigraben habrían tenido sus fallas de borde hacia el WSW. Por otra parte, Álvarez y Ramos (1999) interpretaron en la Cordillera Principal, a la latitud de los 32° S, el sistema de rift Triásico Medio – Jurásico Temprano de El Mercedario, el cual consiste en una cuenca elongada en dirección NW, de unos 30 km de ancho, que presenta una forma asimétrica, haciéndose más profunda hacia el este.

Para los períodos de *rifting* del Jurásico no existen estudios que revelen la arquitectura de las cuencas y su relación con los depósitos cretácicos en la Cordillera de la Costa. Sólo a partir de los datos de proveniencia del presente trabajo (Capítulo 7), se pone en evidencia que sobre los depósitos jurásicos, exhumados durante el Cretácico Tardío, no existía una secuencia importante de depósitos cretácicos. Desde lo cual se infiere que, posiblemente, las cuencas generadas durante el Jurásico son diferentes e independientes de las cuencas del Cretácico.

Por esta razón, sólo como una idea preliminar, se ha interpretado en el presente trabajo, y a partir de la disposición similar que presenta con respecto a las formaciones cretácicas, que, al menos durante el Jurásico Tardío, la Formación Horqueta, contemporánea al evento de rifting del Jurásico Tardío, habría sido acumulada en una cuenca de morfología similar a la que acomodó a la Formación Veta Negra, lo cual corresponde a un hemigraben con una falla de borde lístrica con manteo hacia el oeste (esta interpretación se utiliza en la Figura 8.4).



(Cretácico Temprano) e incluso a la Formación Punta del Cobre (Jurásico) (Figura 8.2 A). De acuerdo al modelo planteado por ellos, el despegue basal se encontraría a 9 km de profundidad. De igual forma, Del Real (2011), cerca de los 31°S, al norte de Illapel, modela un sistema de tipo hemi-graben controlado por dos fallas lítricas de rumbo NNW que mantean hacia el oeste (Figura 8.2 B). Esta cuenca habría acomodado las rocas marinas del Miembro El Espino de la Formación Quebrada Marquesa del Jurásico Tardío – Cretácico Temprano. El nivel de despegue de estas estructuras se encontraría entre 2 y 3 km de profundidad.

La arquitectura de las cuencas del Cretácico Temprano encontrada por estos autores es notablemente similar a la interpretada en el presente trabajo para la cuenca que habría acomodado a la Formación Veta Negra y posiblemente también a la Formación Lo Prado (Figura 8.2 C y D), presentando todas sistemas de hemi-grabens con fallas lítricas buzantes hacia el oeste. De manera que, aun cuando la extensión del Cretácico Temprano en la zona de estudio se basa más en interpretaciones que en evidencias directas, el modelo estructural propuesto en este trabajo parece responder, tanto a los problemas estructurales locales como a la tectónica regional.

8.2 Inversión durante el Cretácico medio a Tardío

8.2.1 Cronología de la inversión y sus evidencias

1. **105 y 100? Ma:** El primer indicio de inversión en la zona de estudio se manifiesta por medio de tres evidencias principales:
 - a. Ocurre un evento de fuerte exhumación por erosión a lo ancho de toda la Cordillera de la Costa de Chile central entre los 106 y 98 Ma (Gana y Zentilli, 2000).
 - b. Se genera el Monoclinal El Melón producto de la inversión parcial de las cuencas que acomodaron a la Formación Veta Negra durante el Cretácico Temprano. La edad mínima para su formación es acotada por la edad del Miembro Tabón (cenomaniana), apoyado discordantemente, sin estratos de crecimiento, sobre el limbo frontal del monoclinal al norte del río Aconcagua. Esto indica que su crecimiento inicial fue anterior al Cenomaniano (100,5 – 93,9 Ma) y posterior a la Formación Cerro Morado (depositada entre los ~115 y ~106 Ma).
 - c. Sobre una discordancia de erosión de aproximadamente 105 Ma de edad se registra un importante cambio de facies, pasando de niveles predominantemente volcánicos (andesitas y brechas volcánicas de la Formación Cerro Morado) a un

ambiente predominantemente fluvial (Miembro Pitipeumo, Formación Las Chilcas).

2. **100? – 93? Ma:** Se genera el evento de deformación compresiva que, a partir de las evidencias estructurales y sedimentarias, sería el más intenso. Las evidencias para afirmar su existencia son:
 - a. El crecimiento del Anticlinal Cerro Blanco, afectando a la Formación Cerro Morado y al Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas. Sobre este último se deposita en *onlap* y con estratos de crecimiento el Miembro Tabón (100 – 93 Ma).
 - b. Nuevamente se registra un importante cambio en las facies sedimentarias. Se pasa de los depósitos fluviales, lacustres? y volcánicos del Miembro Pitipeumo a potentes secuencias de conglomerados y brechas que representan un sistema extendido regionalmente de enormes abanicos aluviales, que mantienen una alta energía, evidenciada por el gran tamaño de los clastos que se mantiene por cientos de metros de espesor.
 - c. El Plutón Caleu registra altas tasas de exhumación desde su emplazamiento, a los 97 Ma, hasta su exhumación, entre los 94 y 90 Ma (Parada et al., 2005).
 - d. Se reciben aportes de la Formación Horqueta en el Miembro Tabón de la Formación Las Chilcas, lo que indica un alzamiento y exhumación de las formaciones jurásicas hacia el oeste.
3. **93 – 90 Ma:** Aproximadamente en este intervalo se deposita el Miembro Ñilhue de la Formación Las Chilcas, existiendo sólo una evidencia de compresión:
 - a. Se genera, después del Miembro Tabón y antes del Miembro El Calvario, el Retrocorrimiento Los Maquis.
4. **89 – 82 Ma:** En este momento se deposita el Miembro El Calvario, para el cual, se infiere que el proceso de inversión se mantendría pero con mucha menor intensidad. Esto sólo a partir de las siguientes evidencias:
 - a. Se reciben aportes, en la Formación Las Chilcas, de la Formación Veta Negra y del Plutón Caleu, lo que indica que la erosión traspasó los 1800 m de espesor de la

Formación Cerro Morado. No obstante esta erosión pudiera ser el producto del alzamiento registrado anteriormente, durante el Cenomaniano – Turoniano.

- b. Potentes secuencias de conglomerados y brechas, con clastos de gran tamaño, se intercalan entre depósitos volcánicos del Miembro El Calvario, lo cual evidencia un relieve que seguía rejuveneciéndose y una tectónica aun activa.
5. **82 – 73 Ma:** La deformación compresiva se mantiene, con muy baja intensidad, evidenciado por:
- a. Suaves pliegues de rumbo N-S encontrados en el cajón de Lo Valle en el Miembro El Calvario, sobre el que se apoya en discordancia la Formación Lo Vallae de edad maastrichtiana – daniana?.

De esta manera se pueden separar cinco eventos de compresión principales, de los cuales, a partir de las estructuras observadas y del registro sedimentario, los primeros dos parecen ser los más intensos.

8.2.2 La respuesta sedimentaria a la inversión

Cada uno de los eventos de inversión descritos anteriormente tuvo importantes consecuencias en el registro sedimentario contemporáneo, el cual se preserva en las rocas de la Formación Las Chilcas. Con el conocimiento de las principales estructuras generadas, su edad y los aportes sedimentarios en la Formación Las Chilcas, es ahora posible asociar con mayor precisión cada uno de los pulsos tectónicos o etapas reconocidas en el registro sedimentario en el Capítulo 5 a la generación de las diferentes estructuras, tal como se observa en la Figura 8.3.

El primer evento de compresión (105 – 100 Ma) se correlaciona con la Etapa 2 y con el pulso tectónico número 1 del registro sedimentario (Cap. 5, Figura 8.3). Éste habría invertido parcialmente la Falla Los Perros y, sólo al norte del río Aconcagua, también la Falla El Sauce (Figura 8.3), lo cual habría generado el crecimiento del Monoclinal El Melón, generándose una fuerte carga litostática en las zonas adyacentes, lo que posiblemente causó un fuerte hundimiento del bloque que se encuentra al este de la Falla Los Perros. Esto habría permitido la formación de una extensa depresión hacia el frente del relieve formado, que habría permitido el desarrollo de un extenso lago y el pretendido ingreso del mar y la acumulación de los casi 100 m de depósitos calcáreos y areniscas que se encuentran, en algunos sectores al sur del río Aconcagua, en la base del Miembro Pitipeumo (unidad D) y también los depósitos calcáreos de Polpaico, hacia el sur del área estudiada, que fueron asignados por Thomas (1958) a la Formación Las Chilcas.

Posteriormente, el comienzo de la erosión del recientemente alzado Monoclinal El Melón, habría provisto suficientes sedimentos para la instauración, sobre los niveles calcáreos, de un sistema de río trezado somero con lecho de grava, cuyas corrientes fluyen hacia el este, comenzando así la erosión de los 1500 – 1800 m de la Formación Cerro Morado. Hacia el techo del Miembro Pitipeumo, al sur del río Aconcagua, aparece una potente sucesión de casi 40 m de conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas que representan ambientes de abanico aluvial proximal y luego distal, lo que indica, que posteriormente al volcanismo existió un aumento de la energía de los flujos sedimentarios, por lo tanto, posiblemente una reactivación del relieve generado por la inversión de la Falla Los Perros.

Sobre el Miembro Pitipeumo, deformado por el Anticlinal Cerro Blanco, se apoya, en *onlap*, y con estratos de crecimiento, el Miembro Tabón. Éste se compone desde su base a su parte media-superior de flujos de detritos amalgamados que corresponden a la Etapa 3 (ver Capítulo 5), a lo largo de la cual se interpretaron, en el Capítulo 5, tres pulsos tectónicos (Nº: 2, 3 y 4). Según su estructura, estos serían el producto de la inversión de la Falla El Sauce, que generó al Anticlinal Cerro Blanco. Posteriormente, una disminución de la tasa de alzamiento del Anticlinal Cerro Blanco, tal como se registra en una disminución del tamaño de los clastos de la Etapa 3 (Figura 5.28), y su parcial erosión, habría permitido la instauración de sistemas de ríos trezados y errantes correspondientes a las etapas sedimentarias Nº 4, 5 y 6.

En la Etapa 7, un nuevo rejuvenecimiento del relieve habría permitido que se depositen nuevamente casi 50 m de flujos de detritos de un ambiente de abanico aluvial proximal (pulso tectónico Nº5). Este evento pudiera estar asociado con la activación durante el Cenomaniano tardío de los *short-cuts* que generaron pequeños monoclinales al este del Anticlinal Cerro Blanco.

Sobre estos depósitos se instala nuevamente un sistema de río trezado y luego errante por un largo período, lo que indica cierta estabilidad del sistema tectónico, pero un continuo suministro de sedimentos gruesos. Este proceso está representado por las etapas 8 y 9.

Hacia el techo del Miembro Tabón vuelve a instalarse un sistema de abanico aluvial, el cual se interpretó en el capítulo 5 como un nuevo pulso tectónico (Nº6). La estructura que habría generado este nuevo alzamiento no es reconocible directamente, sin embargo se puede inferir que pudiera corresponder a una reactivación de los *short-cuts* desprendidos desde la Falla El Sauce.

Sobre el Miembro Tabón se instaura durante el Turoniano el Miembro Ñilhue (se encuentra erosionado en el sector de la cuesta Las Chilcas, y por eso no se presenta en la columna de la Figura 8.3), Éste representaría, según un fósil de *Pucalitus* (Thomas, 1958) un extendido ambiente de agua dulce, posiblemente lacustre. Éste debió ser generado producto de una fuerte subsidencia al frente del Monoclinal El Melón. Si bien la subsidencia puede ser causada por esfuerzos extensionales o compresivos, el hecho de no encontrarse evidencias de extensión en toda la Formación Las Chilcas, sino claros indicios de compresión, como el Retrocorrimiento Los Maquis, de edad similar al Miembro Ñilhue, lleva a inferir que la subsidencia fue el producto de

un fuerte evento de compresión. Este evento pudo haber reactivado a las fallas Los Perros y El Sauce.

Finalmente, el Miembro El Calvario registra un notable aumento de la actividad volcánica y nulas evidencias estructurales de compresión sin-sedimentaria. Sin embargo, intercalados entre los niveles volcánicos siguen apareciendo potentes niveles de conglomerados asociados a flujos de detritos y, por primera vez, con un importante registro de proveniencia de la Formación Veta Negra y del Plutón Caleu, lo que pone en evidencia que hacia el oeste la erosión había eliminado cerca de 7 km de roca y que el relieve continuaba siendo importante (Etapa 11).

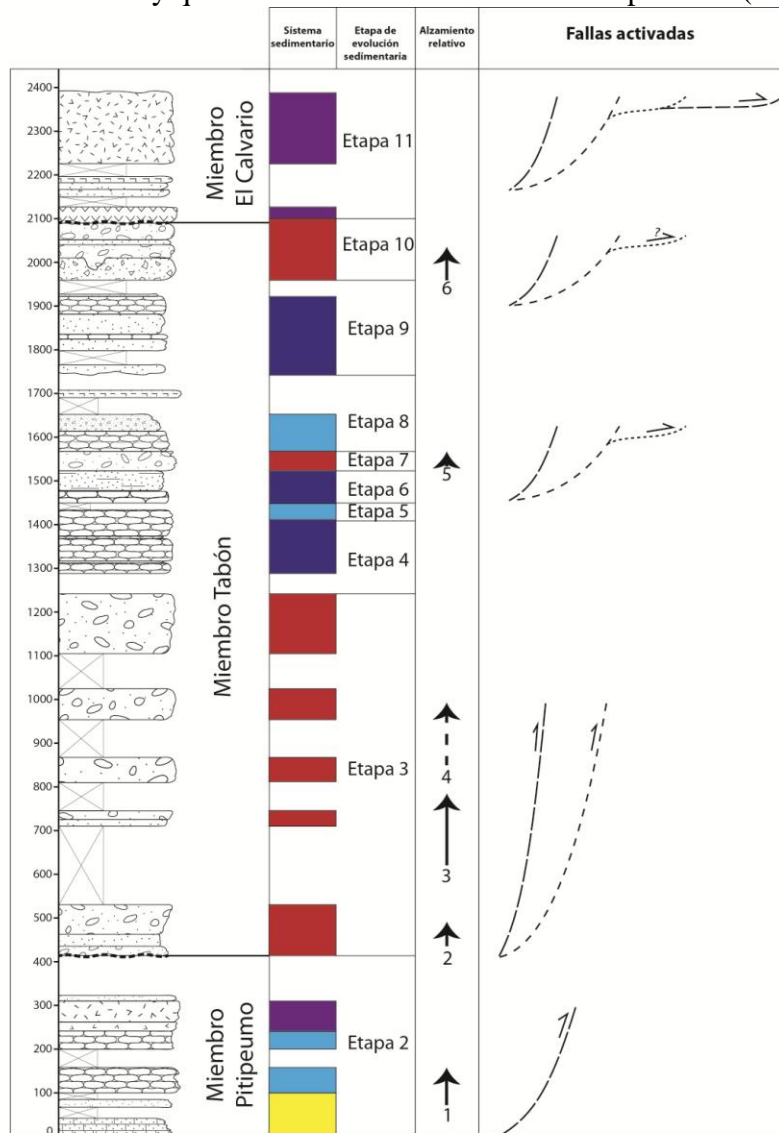


Figura 8.3: Columna estratigráfica generalizada, realizada en el sector de la cuesta Las Chilcas, con los respectivos ambientes sedimentarios, etapas y pulsos tectónicos interpretados en el Capítulo 5. A la derecha se presentan las estructuras que se habrían activado en cada momento, según lo interpretado en el Capítulo 6. Notar la correlación entre los pulsos tectónicos registrados en las columnas estratigráficas y el movimiento de las fallas.

Sistemas sedimentarios

- Marino
- Fluvial trenzado somero con lecho de grava
- Fluvial errante de alta sinuosidad con lecho de grava
- Abanico aluvial
- Lavas

Fallas activadas

- Falla de bajo ángulo inferida hacia el este
- Short-cuts de Falla El Sauce
- Falla El Sauce
- Falla Los Perros

8.2.3 Desplazamiento del volcanismo y la deformación hacia el este

A partir de las evidencias estructurales y estratigráficas encontradas en el presente trabajo, se puede observar una clara progresión hacia el este tanto del volcanismo como de la deformación.

Durante el Aptiano – Albiano el principal registro de magmatismo de Chile central se encuentra en las formaciones volcánicas Veta Negra y Cerro Morado. Sin embargo, también es posible asociar a este período un par de unidades intrusivas que afloran en la parte central de la Cordillera de la Costa y que intruyen a rocas jurásicas y a la Formación Lo Prado. Estas son la unidad Puangue (Gana et al., 1994a), que aflora al norte del río Puangue, y a la unidad Máfica (Morata et al., 2010), que aflora en la parte más occidental del Complejo Plutónico Illapel, al norte del río Quilimarí. De esta manera, es posible establecer que el arco volcánico contemporáneo se ubicaba en lo que actualmente es el eje central de la Cordillera de la Costa.

Durante el primer impulso compresivo en el Albiano tardío se registra la inversión de la cuenca de la Formación Veta Negra, mediante la activación de la Falla Los Perros. El volcanismo en estos momentos parece sufrir una dramática disminución, pasando de los miles de metros casi continuos de rocas volcánicas de las formaciones Veta Negra y Cerro Morado a sólo algunas intercalaciones en el Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas. Sin embargo, comienza a aparecer una actividad plutónica más importante, emplazándose, inmediatamente al oeste de la Falla Los Perros, en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, las unidades más antiguas del enorme Plutón Caleu (Molina, 2014) y las unidades de Trondhjemitita y Principalmente Tonalítica del Complejo Plutónico Illapel (Morata et al., 2010). Así, durante el Albiano tardío, al sur del río Aconcagua, la actividad plutónica registra un salto de unos 20 km hacia el este. Por otra parte, al norte del río Aconcagua los plutones forman parte del Complejo Plutónico Illapel, inmediatamente al este de los establecidos durante el Aptiano-Albiano.

El segundo evento compresivo, durante el Cenomaniano, continúa con la inversión de la cuenca de la Formación Veta Negra, activándose también la Falla El Sauce al sur del río Aconcagua, ubicada unos 7 km al este de la Falla Los Perros, y los *short-cuts* que se desprenden desde esta hacia el este. El registro volcánico en estos momentos es casi inexistente, a su vez que se emplazan las unidades más jóvenes (GZ y QMDZ) del Plutón Caleu, inmediatamente hacia el oeste de las unidades anteriores. Esto último indica que, si bien no existen intercalaciones volcánicas importantes en el Miembro Tabón, posiblemente existía un volcanismo, no muy significativo, hacia el oeste de estos depósitos sinorogénicos, sobre el plutón Caleu, que en la actualidad se encontraría completamente erosionado.

Durante el Turoniano se genera el Retrocorrimiento Los Maquis, ubicado al este de la Falla El Sauces, y también de los *short-cuts* desprendidos desde esta última. El registro volcánico es nuevamente escaso, mientras parece estar finalizando el emplazamiento de la más joven de las unidades del Plutón Caleu (MGZ), ubicada inmediatamente al oeste de las anteriores.

Del Coniaciano al Campaniano temprano el volcanismo retoma una importante actividad, esta vez hacia el este de la Falla El Sauce, evidenciado con las abundantes intercalaciones volcánicas del Miembro El Calvario de la Formación Las Chilcas, apoyado sobre el Miembro Tabón. De esta manera, el volcanismo comienza a instalarse sobre los depósitos de antepaís. La deformación en este momento parece no ser intensa y mantenerse en un estado de “latencia”, para activarse posteriormente, durante el Campaniano tardío, al este de toda la deformación generada anteriormente, lo que provoca suaves pliegues en los depósitos del Miembro El Calvario, en lo que corresponde a una clara canibalización de la cuenca.

Finalmente, durante el Maastrichtiano, una actividad volcánica explosiva, correspondiente a la Formación Lo Valle, se emplaza sobre la porción oriental de los depósitos del Miembro El Calvario, ocupando entonces definitivamente el arco la posición de antepaís proximal que ocupaba la Formación Las Chilcas.

8.3 Paleogeografía y evolución tectono-estratigráfica de Chile central durante el Cretácico medio a Tardío

Charrier (1984) y Charrier et al. (2007, 2014) plantean la existencia durante el Cretácico Temprano de dos cuencas extensionales: una al este y otra al oeste de un arco. Estas son las cuencas de Lo Prado y Mendoza, respectivamente. En este modelo la cuenca de Lo Prado se encontraría en una posición de ante-arco y habría acomodado a las formaciones Lo Prado y Veta Negra. El volcanismo asociado a la Formación Lo Prado, marina, provendrían del arco ubicado al este; en cambio, el volcanismo de la suprayacente Formación Veta Negra correspondería a un volcanismo fisural localizado dentro de la cuenca (cuenca marginal abortada de Aberg et al., 1984). Esta interpretación permite explicar, entre otras características, el enorme espesor acumulado en esta región y el carácter fuertemente primitivo de las lavas de la Formación Veta Negra. La Cuenca de Mendoza, se encontraría en una posición de tras-arco y habría acomodado a la Formación Lo Valdés, en la cual se han mapeado potentes sucesiones volcánicas que corresponderían al volcanismo de tras-arco.

En el presente trabajo y sobre la base de recientes estudios realizados por Jara y Charrier (2014), que revelan que la mayor parte de las rocas volcánicas de la Cordillera Principal que se pensaban del Cretácico Temprano, son en realidad Cenozoicas, se interpreta que la paleogeografía en ese momento estaría compuesta de un arco volcánico, no tan extendido E-W, ubicado en la Cordillera de la Costa, siendo entonces representado por la Formación Veta Negra. De manera que, la cuenca interpretada en este estudio, en la que, por medio de al menos dos hemi-graben fueron acomodadas las formaciones Lo Prado y Veta Negra, representaría una cuenca de intra-arco a tras-arco más proximal. Esto en base al enorme espesor de rocas volcánicas que poseen estas formaciones y a la ubicación de los intrusivos contemporáneos ubicados levemente hacia el oeste de los afloramientos de la Formación Veta Negra (unidad Puangue y unidad Máfica, ver Cap. 8.2.3) (Gana et al., 1994a; Morata et al., 2010).

Durante el Aptiano tardío – Albiano temprano la cuenca de intra-arco habría cesado su actividad extensional, pero el volcanismo del arco habría continuado, sellando las cuencas con hasta 1800 m de depósitos volcánicos de la Formación Cerro Morado. Esto en una paleogeografía continental sin mayores relieves (Figura 8.4 A).

Para el Albiano tardío, entre los 105 y 100 Ma, el comienzo de la inversión de las cuencas mesozoicas de la Cordillera de la Costa genera un relieve importante en el margen andino que es erosionado por ríos y quebradas que, en la región de estudio, bajan hacia el este. Este primer pulso provoca una fuerte subsidencia tectónica que facilita el desarrollo de una extensa depresión con un lago o una posible ingresión marina que deposita las calizas del Miembro Pitipeumo (Calizas de Polpaico entre ellas) y, posteriormente, la incipiente acumulación de los depósitos más proximales de un antepaís, conformado por ambientes volcánicos, fluviales de ríos trenzados, y abanicos aluviales (Miembro Pitipeumo de la Formación Las Chilcas) (Figura 8.4 B).

Posteriormente, hacia el Cenomaniano el nuevo relieve andino parece sufrir un rejuvenecimiento producto de la inversión de las fallas Los Perros y El Sauce, que genera el Anticlinal Cerro Blanco, y de una la falla inferida hacia el oeste, que habría acomodado los depósitos syn-rift del Jurásico. Esto sumado a la existencia de un clima semi-árido permite que bajen desde las cumbres, hacia el oeste, frecuentes flujos de detritos que se acumulan hacia el antepaís, en el piedemonte, depositándose el Miembro Tabón (Figura 8.4 C).

Durante el Turoniano, el antepaís más proximal es parcialmente inundado por un gran lago de agua dulce producto de una fuerte subsidencia generada posiblemente por la carga del nuevo orógeno andino. A su vez es activado el Retrocorrimiento Los Maquis (Figura 8.4 D).

Desde el Coniaciano al Campaniano el anteriormente generado relieve andino se mantiene bajo fuerte erosión, llegando frecuentes flujos de detritos al antepaís más proximal, a la vez que toma lugar sobre estos depósitos una fuerte actividad volcánica, lo que indica un desplazamiento hacia el este, sobre el antepaís, del arco volcánico. (Figura 8.4 E).

Finalmente, durante el Maastrichtiano, los depósitos casi exclusivamente volcánicos de la Formación Lo Valle atestiguan sobre la instalación definitiva del arco volcánico sobre los depósitos de antepaís de la Formación Las Chilcas (Figura 8.4 F).

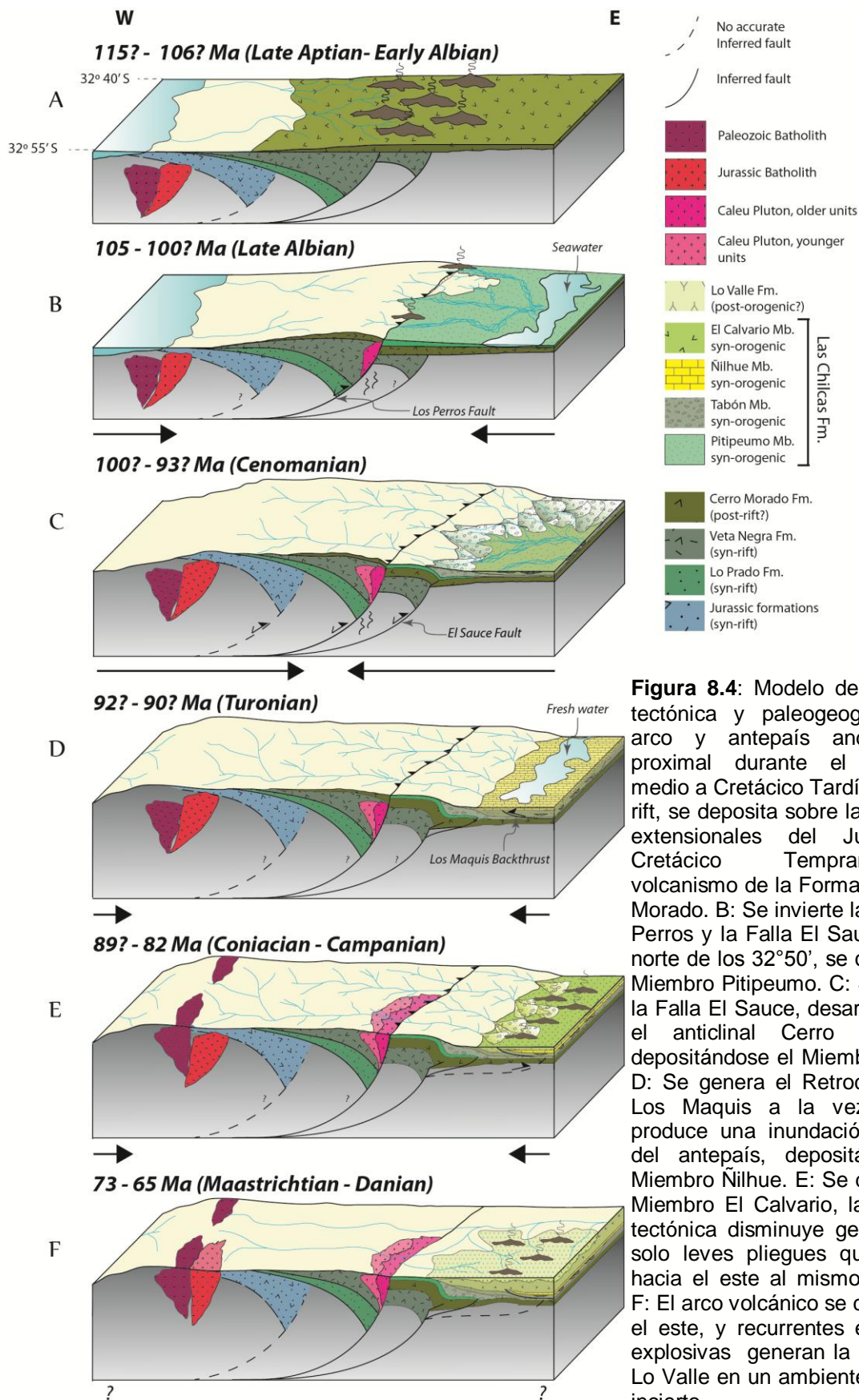


Figura 8.4: Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del arco y antepaís andino más proximal durante el Cretácico medio a Cretácico Tardío. A: Post-rift, se deposita sobre las cuencas extensionales del Jurásico y Cretácico Temprano el volcanismo de la Formación Cerro Morado. B: Se invierte la Falla Los Perros y la Falla El Sauce sólo al norte de los 32°50', se deposita el Miembro Pitipeumo. C: Se invierte la Falla El Sauce, desarrollándose el anticlinal Cerro Blanco y depositándose el Miembro Tabón. D: Se genera el Retrocorrimiento Los Maquis a la vez que se produce una inundación lacustre del antepaís, depositándose el Miembro Nihue. E: Se deposita el Miembro El Calvario, la actividad tectónica disminuye generándose solo leves pliegues que afectan hacia el este al mismo miembro. F: El arco volcánico se corre hacia el este, y recurrentes erupciones explosivas generan la Formación Lo Valle en un ambiente tectónico incierto.

8.4 Correlación con la inversión Cretácica reconocida en otras zonas de Los Andes centrales

8.4.1 El registro de alzamiento andino en la Cuenca de Neuquén

El primer registro de inversión obtenido en el presente estudio se puede correlacionar con el cambio en el sentido de la proveniencia sedimentaria que registran, en la cuenca de Neuquén, Di Tunik et al. (2010) y Giulio et al. (2012), sobre la discordancia Albiano-Cenomaniano que separa al Grupo Bajada del Agrio del sobreyacente Grupo Neuquén. Bajo la discordancia los aportes provienen desde el este, o sea, desde el borde oriental de la Cuenca de Mendoza-Neuquén, mientras que sobre ésta provienen desde el arco andino, ubicado hacia el oeste. Estos autores asocian este cambio al producto del alzamiento y exhumación del arco andino a partir del Cenomaniano temprano.

Sin embargo, las edades de deposición para la base del Grupo Neuquén (Formación Candeleros) se han considerado, a partir de los circones detríticos más jóvenes, en el rango de 100 ± 8 y 102 ± 2 Ma (Di Giulio et al., 2012), mientras que para la Formación Las Chilcas la edad del circón más joven obtenido cerca de su base presenta una edad de $105,7 \pm 3,3$ Ma, siendo entonces, aparentemente, la base de la Formación Las Chilcas (Miembro Pitipeumo) entre 2 y 5 Ma más antigua que la base del Grupo Neuquén (Formación Candeleros), en esa región. Esta edad levemente más joven del Grupo Neuquén, pudiera ser el resultado de que, inmediatamente después de la inversión, la erosión y el transporte de los sedimentos del arco tomaría mucho más tiempo en llegar al antepaís más lejano en comparación al que toma en llegar al piedemonte, lo cual, por el tiempo involucrado, parece poco probable. Otra posibilidad es que el antepaís distal, en Argentina, haya estado aislado del antepaís proximal por la presencia de algún relieve.

A su vez, el techo del Grupo Neuquén (Formación Anacleto) alcanza edades del Campaniano temprano a medio ($83,5 - 74,5$ Ma) (Garrido, 2010), idénticas a las que presenta el techo de la Formación Las Chilcas (circón más joven encontrado en este trabajo en el Miembro El Calvario de $82,7 \pm 5,7$ Ma). De manera que la Formación Las Chilcas completa se podría correlacionar con el Grupo Neuquén.



En el sector del río Tinguiririca Charrier et al. (1996) definieron una secuencia continental de color rojo y hasta 230 m de espesor, como la unidad BRCU, que fue correlacionada con el Grupo Neuquén. Edades obtenidas por Tapia (2015) indican que la edad máxima de este depósito sería de 94 Ma. De manera que esta unidad también sería, posiblemente, contemporánea con la

Formación Las Chilcas (Miembro Tabón), representando a depósitos de antepaís algo más distales, en comparación con el Miembro Tabón.

Esta semejanza en las edades y en el evento tectónico que registran, tanto la Formación Las Chilcas como el Grupo Neuquén, sumado al hecho que la primera presente ambientes sedimentarios principalmente continentales de alta energía, correspondientes a abanicos aluviales y sistemas fluviales, y que el Grupo Neuquén presente ambientes continentales fluviales de menor energía, compuestos principalmente de areniscas, fangolitas y grauwackas (Garrido, 2010), lleva a inferir que el Grupo Neuquén representaría los depósitos más distales del antepaís, mientras la Formación Las Chilcas correspondería a los depósitos más proximales al arco durante el Cretácico Tardío (Figura 8.5).



Figura 8.5: En línea punteada roja se muestra la distribución de la Cuenca de Neuquén durante el Cretácico Tardío a partir de Garrido (2010) y, al norte de los 34°S, a partir de lo expuesto por Spalletti y Veiga (2007) para el Kimeridgiano. En rojo se muestra la ubicación aproximada de los afloramientos de la Formación Las Chilcas. En línea punteada de color morado se muestra el límite inferido de la Cuenca de Neuquén a partir de las correlaciones deducidas en este trabajo.

-  Late Cretaceous Neuquén Basin limit
-  New Late Cretaceous Neuquén Basin limit proposed in this study

8.4.2 El registro de la Fase Peruana en la Cuenca del Salar de Atacama

En el Salar de Atacama aflora un extenso registro de rocas sedimentarias bien expuestas del Cretácico (Formaciones Tonel, Purilactis y Barros Arana). Bascuñan et al. (2015) realizaron dataciones U-Pb en circones detríticos, obteniendo edades máximas para estos depósitos. Así para la más antigua de las formaciones cretácicas, la Formación Tonel, obtuvo: en su miembro inferior una edad de 149 Ma y en su miembro intermedio una de 107 Ma; luego para la base de la

Formación Purilactis obtuvo una edad de 81 Ma, mientras hacia el techo, 73 Ma. Para la Formación Barros Arana obtuvo una edad máxima de 78 Ma.

Bascuñán et al. (2015) proponen, a partir de su análisis cronoestratigráfico y sedimentario en el Salar de Atacama, la existencia de dos períodos de compresión durante el Cretácico Tardío:

- Fase Peruana Temprana: compuesto por varios pulsos entre los 107 y los 83.6 Ma. Se evidencia por estructuras de crecimiento en el miembro superior (La Escalera) de la Formación Tonel, descritas por Arriagada et al. (2006) y Mpodozis et al. (2005), y por el registro, en las areniscas de esta misma, de la exhumación del basamento cristalino y de la progradación, a lo largo del tiempo, de los abanicos aluviales y de los ríos trenzados proximales. Éste habría involucrado una fuerte compresión y alzamiento de la Cordillera de la Costa, sin ser afectados los depósitos de la Cuenca del Salar de Atacama.
- Fase Peruana Tardía: registra un salto hacia el este de la deformación, desde los 79 a los 65 Ma, alzando la Cordillera de Domeyko y depositándose, en la Cuenca del Salar de Atacama, las formaciones Purilactis y Barros Arana.

Se puede observar que existe una correlación temporal directa entre el evento compresivo registrado en el presente trabajo en la Formación Las Chilcas y la Fase Peruana Temprana de Bascuñán et al. (2015). Aún más, la interpretación de estos autores, respecto a la deformación y el alzamiento de la Cordillera de la Costa en este primer evento, es totalmente coherente con lo aquí descrito. De manera que es posible trazar este primer evento de compresión andina, que alzó y deformó la Cordillera de la Costa, como un rasgo regional de los Andes durante el Cretácico Tardío.

9 CONCLUSIONES GENERALES

Se ha desarrollado un nuevo modelo tectónico y paleogeográfico para los Andes de Chile central, a los 33°S, durante el Cretácico medio – Tardío. En éste, profundas fallas extensionales, generadas durante los períodos de *rifting* del Jurásico – Cretácico Temprano, controlarían la arquitectura de la deformación generada por un prolongado evento de inversión ocurrido desde los 105 Ma hasta los ~ 80 Ma en esta zona. Las fallas interpretadas como estructuras invertidas incluyen a Los Perros y El Sauce, y habrían acomodado, durante el Cretácico Tardío, los miles de metros de espesor de las formaciones Lo Prado y Veta Negra. A partir de análisis de proveniencia sedimentaria, se puede inferir que esta última formación, junto con las rocas intrusivas del Cretácico medio de la Cordillera de la Costa, se habría encontrado exhumada durante el Campaniano.

La inversión habría alzado la Cordillera de la Costa, generando un incipiente antepaís, cuyos depósitos más proximales, en Chile central, corresponden a los miles de metros de sedimentos e intercalaciones volcánicas de la Formación Las Chilcas, mientras el Grupo Neuquén, en Argentina, representaría los depósitos más distales.

Sobre la base del estudio estratigráfico aquí realizado y de estudios anteriores, se ha decidido subdividir la Formación Las Chilcas en dos formaciones, separándose los hasta 1800 m de lavas y brechas volcánicas, que sobreyacen a la Formación Veta Negra y subyacen a los conglomerados y brechas sedimentarias de la Formación Las Chilcas, en la Formación Cerro Morado, tal como lo propusieron Carter y Aliste (1962). Ésta última representaría los depósitos correspondientes al *post-rift*. A su vez, la Formación Las Chilcas fue dividida en cuatro miembros, cada uno de los cuales registra, los cambios en los sistemas sedimentarios y los diferentes pulsos tectónicos generados durante la inversión. El miembro inferior, Pitipeumo (105 – 100 Ma), compuesto por conglomerados, lavas, areniscas y calizas, registra el inicio de la inversión, y una fuerte subsidencia de la cuenca de antepaís, que permitió el establecimiento de un sistema lacustre o una posible ingresión marina, sobre cuyos depósitos calcáreos escurrieron algunas lavas y se instauraron posteriormente sistemas de ríos trenzados, cuyas corrientes descendían hacia el este, desde la recién alzada Cordillera de la Costa. El segundo miembro, Tabón (100 – 93 Ma), es el que registra el pulso de inversión más intenso, siendo constituido mayormente por sistemas de abanicos aluviales, los cuales se apoyan en *onlap* sobre el Miembro Pitipeumo, presentando además estratos de crecimiento. Sobre estos conglomerados se apoya el Miembro Ñilhue (92 – 90 Ma), que registra la inundación de la cuenca por agua dulce. Finalmente el Miembro El Calvario (89 – 82 Ma), constituido por andesitas, brechas volcánicas y conglomerados, y definido, al norte del río Aconcagua, por Carter y Aliste (1962) para la Formación Lo Valle, fue traspasado a la Formación Las Chilcas y mapeado también al sur del río

Aconcagua. Éste evidencia un aumento de la actividad volcánica, que se instala sobre los depósitos de antepaís, lo que sugiere un corrimiento del volcanismo hacia el este.

Estos resultados, sumados a las evidencias, encontradas en el antepaís argentino, de exhumación del arco andino durante el Cretácico Tardío, y a la discordancia regional reconocida en el norte de Chile y Perú durante el Cretácico Medio (Fase Peruana), permiten confirmar la existencia, a lo largo de todo el margen andino, de la primera fase orogénica compresiva de Los Andes, durante los 105 a 82 Ma, siendo de mayor intensidad entre los 105 y 93 Ma, cuya consecuencia fue el alzamiento de la Cordillera de los Andes.

Queda pendiente para futuras investigaciones estimar, mediante la construcción de perfiles estructurales balanceados, de mejor manera la geometría de las fallas interpretadas en profundidad y el acortamiento generado durante esta inversión.

BIBLIOGRAFÍA

- Åberg, G., Aguirre, L., Levi, B. y Nyström, J., 1984, Spreading-subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile: Geological Society, London, Special Publications, v. 16, p. 185-193.
- Acocella, V., 2007, Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas: *Earth-Science Reviews*, v. 85, p. 125-160.
- Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G. y De Vita, S., 2004, The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 129, p. 199-217.
- Aguirre, L., Feraud, G., Morata, D., Vergara, M. y Robinson, D., 1999, Time interval between volcanism and burial metamorphism and rate of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting: *Tectonophysics*, v. 313, p. 433-447.
- Alvarez, P. P. y Ramos, V. A., 1999, The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32 SL): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 17-31.
- Arancibia, G., 2004, Mid-Cretaceous crustal shortening: evidence from a regional-scale ductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32 S): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, p. 209-226.
- Arévalo, C., 1992, Facies, Ambientes de deposición y paleogeografía del Miembro Pitipeumo (Formación Las Chilcas) V Región. Tesis de Magister en Ciencias Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Arche, A., 2009, Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain: *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Special Publication, v. 6, p. 313-321.
- Armas, P. y Sánchez, M. L., 2011, Análisis estratigráfico secuencial de las formaciones Anacleto y Allen (Cretácico Tardío) en el borde nororiental de Cuenca Neuquina, Argentina: *Andean Geology*, v. 38, p. 119-155.
- Arriagada, C., Cobbold, P. R. y Roperch, P., 2006, Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous: *Tectonics*, v. 25.
- Atherton, M. y Webb, S., 1989, Volcanic facies, structure, and geochemistry of the marginal basin rocks of central Peru: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 241-261.
- Bally, A. W., 1984, Tectogenese et sismique reflexion: *Bulletin de la Société Géologique de France*, p. 279-285.
- Bascuñán, S., Arriagada, C., Le Roux, J. y Deckart, K., 2015, Unraveling the Peruvian Phase of the Central Andes: Stratigraphy, sedimentology and geochronology of the Salar de Atacama Basin (22°30'-23°S), northern Chile: *Basin Research*, v. En prensa. p. 1365-2117.
- Blair, T. C. y McPherson, J. G., 1994, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64.

- Boric, R. y Munizaga, F., 1994, Geocronología Ar/Ar y Rb/Sr del depósito estratoligado de cobre El Soldado (Chile central). Comunicaciones, Universidad de Chile p. 135 - 148.
- Boyce, D., Charrier, R., Castruccio, A., Farías, M., y Negri, A., 2014, El Volcanismo Maastrichtiano de Chile central, su relación discordante sobre los sedimentos del Cretácico medio - tardío y sus fuentes piroclásticas, XIX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: Córdoba, Argentina, Asociación Geológica Argentina, p. 360 - 361.
- Brüggen, M. J., 1950, Fundamentos de la Geología de Chile, Instituto Geográfico Militar.
- Camus, F. Saric, N., y Skewes, M. A., 1986, El distrito de oro El Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Región de Valparaíso, Chile: Revista Geológica de Chile, p. 95-101.
- Carter, W. y Aliste, N., 1962, Geology of the ore deposits of the Nilhue Quadrangle, Aconcagua province: Informe Inédito, Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile.
- Cecioni, G., 1961, El Titónico Inferior marino en la Provincia de Tarapacá y consideraciones sobre el arqueamiento central de Los Andes, 1: Escuela de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, Comunicaciones, p. 19.
- Charrier, R., Farías, M. y Maksaev, V., 2009, Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 65, p. 05-35.
- Charrier, R., Hérail, G., Pinto, L., García, M., Riquelme, R., Farías, M. y Muñoz, N., 2012, Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia: implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution: International Journal of Earth Sciences, p. 1-30.
- Charrier, R. y Muñoz, N., 1994, Jurassic Cretaceous Palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23–24 S latitude and 34–35 S latitude: A comparative analysis, Tectonics of the Southern Central Andes, Springer, p. 233-242.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P., 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile: The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, p. 21-114.
- Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F. y Sagripanti, L., 2014, Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37° S (Chile and Western Argentina): Geological Society, London, Special Publications, v. 399, p. SP399. 20.
- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J. J., Swisher, C. C., Norell, M. A., Zapatta, F. y Novacek, M. J. (1996). New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35 S), central Chile. Journal of South American Earth Sciences, 9(5), 393-422.
- Cobbold, P. y Rossello, E., 2003, Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina: Marine and Petroleum Geology, v. 20, p. 429-443.
- Collinson, J., 1996, Alluvial sediments: Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy, v. 3, p. 37-82.
- Cooper, M., Williams, G., De Graciansky, P., Murphy, R., Needham, T., De Paor, D., Stoneley, R., Todd, S., Turner, J. y Ziegler, P., 1989, Inversion tectonics—a discussion: Geological Society, London, Special Publications, v. 44, p. 335-347.
- Cordani, U., Munizaga, F., Hervé, F. y Hervé, M., 1976, Edades radiométricas provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile: Congreso Geológico Chileno, 1976, p. F213-F222.
- Corvalán, J. y Vergara, M., 1985, Presencia de fósiles marinos en las calizas de Polpaico. Implicaciones paleoecológicas y paleogeográficas: Revista Geológica de Chile, p. 75-83.

- Covacevich, V. y Piracés, R., 1976, Hallazgo de ammonites del Bajociano Superior en la Cordillera de la Costa de Chile Central entre la Cuesta Melon y Limache: 1 Congreso Geológico Chileno, 1976.
- Coward, M., Gillcrist, R. y Trudgill, B., 1991, Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps: Geological Society, London, Special Publications, v. 56, p. 93-112.
- Dalziel, I., 1986, Collision y Cordilleran orogenesis: an Andean perspective: Geological Society, London, Special Publications, v. 19, p. 389-404.
- Dasgupta, P., 2003, Sediment gravity flow—the conceptual problems: Earth-Science Reviews, v. 62, p. 265-281.
- DeCelles, P., Gray, M., Ridgway, K., Cole, R., Srivastava, P., Pequera, N. y Pivnik, D., 1991, Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 1458-1475.
- Deckart, K., Hervé, F., Fanning, C. M., Ramírez, V., Calderón, M. y Godoy, E., 2013, U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile: Andean Geology, v. 41, p. 49-82.
- Del Real, I., 2011, Geología y Estructura del Distrito Minero "El Espino", Comuna de Illapel, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, 131 p. Santiago, Chile.
- Di Giulio, A., Ronchi, A., Sanfilippo, A., Tiepolo, M., Pimentel, M. y Ramos, V., 2012a, Detrital zircon provenance from the Neuquen Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin: Geology, v. 40, p. 559-562.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. y Ryberg, P. T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 222-235.
- Dickinson, W. R. y Gehrels, G. E., 2009, Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: a test against a Colorado Plateau Mesozoic database: Earth and Planetary Science Letters, v. 288, p. 115-125.
- Drake, R. E., Curtis, G. y Vergara, M., 1976, Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes—Latitude 33 S: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 1, p. 285-295.
- Espinoza, W., 1969, Geología del distrito cuprífero de Cerro Negro; Provincia de Aconcagua: Departamento de Geología, Universidad de Chile, Memoria de prueba para optar al Título de Geólogo, Santiago, Chile.
- Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Caceres, J. y Comte, D., 2008, Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33 degrees-35 degrees S): Tectonics, v. 27.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., Tapia, F. y Fock, A., 2010, Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building: Tectonics, v. 29.
- Ferrando, R., Roperch, P., Morata, D., Arriagada, C., Ruffet, G. y Córdova, M. L., 2014, A paleomagnetic and magnetic fabric study of the Illapel Plutonic Complex, Coastal Range, central Chile: Implications for emplacement mechanism and regional tectonic evolution during the mid-Cretaceous: Journal of South American Earth Sciences, v. 50, p. 12-26.

- Fock, A., 2005, Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de Los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Magister en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Folk, R., Andrews, P. B. y Lewis, D., 1970, Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, v. 13, p. 937-968.
- Franzese, J. y Spalletti, L., 2001, Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 257-270.
- Fuentes, F., Feraud, B., Aguirre, L. y Morata, D., 2005, Ar-40/Ar-39 dating of volcanism and subsequent very low-grade metamorphism in a subsiding basin: example of the Cretaceous lava series from central Chile: *Chemical Geology*, v. 214, p. 157-177.
- Gallego, A., 1994, Paleoambiente y mecanismos de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico, Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Región Metropolitana.
- Gana, P. y Tosdal, R. M., 1996, Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile: *Andean Geology*, v. 23, p. 151-164.
- Gana, P. y Wall, R., 1997, Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33° 30'S): *Andean Geology*, v. 24, p. 145-163.
- Gana, P., Wall, R. y Gutiérrez, Á., 1996, Mapa geológico del área Valparaíso - Curacaví, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, escala 1:100.000, 1: Mapas Geológicos, Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Gana, P., Wall, R., Gutiérrez, A. y Yáñez, G., 1994, Geología de la Cordillera de la Costa, Regiones de Valparaíso y Metropolitana, al oeste de los 71°00'W: VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, 1994a.
- Gana, P. y Zentilli, M., 2000, Historia termal y exhumación de intrusivos de la Cordillera de la Costa de Chile central: Actas IX Congreso Geológico Chileno, 2000, p. 664-668.
- Garrido, A. C., 2010, Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico: *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, v. 12, p. 121-177.
- Giambiagi, L. B., Alvarez, P. P., Godoy, E. y Ramos, V. A., 2003, The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes: *Tectonophysics*, v. 369, p. 1-19.
- Godoy, E., 1982, Geología del área de Montenegro, Cuesta de Chacabuco, Región Metropolitana: el "problema" de la Formación Lo Valle, 1: Actas, III Congreso Geológico Chileno, Concepción, p. A124-A126.
- Godoy, E. y Loske, W., 1988, Tectonismo sinplutónico de dioritas Jurásicas al sur de Valparaíso: datos U-Pb sobre la Fase Quintay': *Andean Geology*, v. 15, p. 119-127.
- Godoy, E., Rayner, N. y Davis, B., 2006, Edad U-Pb Cretácica Temprana de ignimbritas y andesitas en la Depresión Central, VI Región, Chile: implicancias geotectónicas: Actas, Congreso Geológico Chileno, 11th, Antofagasta: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, 2006, p. 229-232.
- Gomes, C. J., Martins-Neto, M. A. y Ribeiro, V. E., 2006, Positive inversion of extensional footwalls in the southern Serra do Espinhaço, Brazil-insights from sandbox laboratory experiments: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 78, p. 331-344.
- Hayward, A. y Graham, R., 1989, Some geometrical characteristics of inversion: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 44, p. 17-39.

- Herm, D., 1965, Microfacies de algunos sedimentos calcáreos del Jurásico y Cretácico inferior de Chile central (Cordillera de la Costa y Cordillera de los Andes), 11: Resúmenes de la Sociedad Geológica de Chile, p. 13-17.
- Hervé, F., Calderón, M., Fanning, C., Pankhurst, R. y Godoy, E., 2013, Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons: *Gondwana Research*, v. 23, p. 1122-1135.
- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N. y Drake, R., 1988, Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 185-194.
- Ingersoll, R. V., Fullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D. y Sares, S. W., 1984, The effect of grain size on detrital modes; a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method: *Journal of Sedimentary Research*, v. 54, p. 103-116.
- Jara, P. y Charrier, R., 2014, Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas: *Andean Geology*, v. 41, p. 174-209.
- Kay, S. M., Ramos, V. A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. (1989). Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?, *Geology*, 17(4), 324-328.
- Larson, R. L. y Pitman, W. C., 1972, World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications: *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 3645-3662.
- Levi, B., Nyström, J., Thiele, R. y Åberg, G., 1988, Geochemical trends in Mesozoic-Tertiary volcanic rocks from the Andes in central Chile, and tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 63-74.
- Llambías, E., Stipanovic, P. y Marsicano, C., 2002, Grupo Choiyoi: Léxico Estratigráfico de la Argentina, v. 8, p. 89-91.
- Martinsen, O. J., Ryseth, A., Helland-Hansen, W., Flesche, H., Torkildsen, G. y Idil, S., 1999, Stratigraphic base level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA: *Sedimentology*, v. 46, p. 235-263.
- Martínez, F., Arriagada, C., Peña, M., Del Real, I., y Deckart, K., 2013, The structure of the Chañarcillo Basin: An example of tectonic inversion in the Atacama region, northern Chile: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 1-16.
- Martínez-Pardo, R., Gallego, A. y Martínez-Guzmán, R., 1994, Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning: *Andean Geology*, v. 21, p. 173-187.
- McClay, K. y Anderton, R., 1989, Inversion of the Kechika Trough, Northeastern British Columbia, Canada: Geological Society, London, Special Publications, v. 44, p. 235-257.
- McClay, K. y Buchanan, P., 1992, Thrust faults in inverted extensional basins, *Thrust Tectonics*, Springer, p. 93-104.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. y Allen, R. L., 1993, Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks, CODES-University of Tasmania.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B. y Bechis, F., 2008, Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico Tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la provincia de Mendoza: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 63, p. 512-519.
- Mescua, J. F., Giambiagi, L. B., Tassara, A., Giménez, M. y Ramos, V. A., 2014, Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: Structural styles in the Malargüe fold-and-thrust belt at 35° S, Andes of Argentina: *Geosphere*, v. 10, p. 585-609.

- Miall, A. D., 1977, Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary: *Fluvial Sedimentology*, Memoir 5, p 597 – 604.
- Miall, A. D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 261-308.
- Miall, A. D., 1988, Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), southwest Colorado: *Sedimentary Geology*, v. 55, p. 233-262.
- Miall, A. D., 1996, *The Geology of Fluvial Deposits*, Springer Verlag Berlín.
- Miall, A. D. y Turner-Peterson, C. E., 1989, Variations in fluvial style in the Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, Colorado Plateau: *Sedimentary Geology*, v. 63, p. 21-60.
- Molina, P. 2014, Geocronología y condiciones de cristalización de circones del Plutón Caleu : Evidencias de su prolongada evolución tardimagmática. Tesis de Magister en Ciencias mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Morata, D., Aguirre, L., Féraud, G. y Belmar, M., 2005, Geodynamic implications of the regional very low-grade metamorphism in the Lower Cretaceous of the Coastal Range in Central Chile: 6th International Symposium on Andean Geodynamics. ISAG, 2005, p. 531-534.
- Morata, D., Féraud, G., Schärer, U., Aguirre, L. y Belmar, L., 2006, A new geochronological framework for Lower Cretaceous magmatism in the Coastal Range of central Chile: 11° Congreso Geológico Chileno, 2006, p. 509-512.
- Morata, D., Varas, M., Higgins, M., Valencia, V., y Verhoort, J., 2010, Episodic emplacement of the Illapel plutonic complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U–Pb geochronological constraints. 7 South American Symposium on Isotope Geology, Brasilia: Proceedings CD-ROM.
- Mott, R. L., 2006, *Mecánica de Fluidos*, Pearson Educacion.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R. W., 1993, Extensional tectonics, Cretaceous Andes, northern Chile (27 S): *Geological Society of America Bulletin*, v. 105, p. 1462-1477.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P. y Reich, M., 2005, Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: implications for the tectonic evolution of the Central Andes: *Tectonophysics*, v. 399, p. 125-154.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A., 1990, The Andes of Chile and Argentina, *in* In.: Ericksen, G. E., Hydrocarbon and Mineral Resources: Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, ed., Earth Science Series, 11, p. 59-90.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R. y MaksaeV, V., 1985, El batolito Elqui-Limarí (Paleozoico superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico: *Andean Geology*.
- Nyström, J., Parada, M. y Vergara, M., 1993, Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: a trend towards a MORB signature and a reversal with time: resúmenes extendidos del 2do Simposio Internacional de Geodinámica Andina, Oxford, Gran Bretaña. P: 411 – 414.
- Pankhurst, R. J., Millar, I. L. y Herve, F., 1996, A Permo-Carboniferous U-Pb age for part of the Guanta Unit of the Elqui-Limari Batholith at Rio del Transito, Northern Chile: *Andean Geology*, v. 23, p. 35-42.
- Parada, M. A., Féraud, G., Fuentes, F., Aguirre, L., Morata, D. y Larrondo, P., 2005, Ages and cooling history of the Early Cretaceous Caleu pluton: testimony of a switch from a rifted to a compressional continental margin in central Chile: *Journal of the Geological Society*, v. 162, p. 273-287.

- Parada, M. A., Larrondo, P., Guiresse, C. y Roperch, P., 2002, Magmatic gradients in the Cretaceous Caleu Pluton (central Chile): injections of pulses from a stratified magma reservoir: *Gondwana Research*, v. 5, p. 307-324.
- Parada, M. A., Munizaga, F. y Kawashita, K., 1981, Edades Rb-Sr roca total del Batolito compuesto de los ríos Elqui-Limarí a la latitud de 30°S: *Andean Geology*, v. 13 – 14, p. 87 – 93.
- Parrish, R. R. and Noble, S. R., 2003, Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution—thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS): *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 183-213.
- Pinto, L., Muñoz, C., Nalpas, T. y Charrier, R., 2010, Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling: *Journal of Structural Geology*, v. 32, p. 554-565.
- Piraces, R. y Maksaev, V., 1977, Geología de la Hoja Quillota: IIG, Santiago (unpublished).
- Piracés, R., 1976, Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la Cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile: Congreso Geológico Chileno, 1976, p. A65-A82.
- Ramos, V. A., 2010, The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes: *Geological Journal*, v. 45, p. 2-25.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D. y Lister, G. S., 1999, Exhumation processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 154, p. 1-27.
- Rivano, S., Sepulveda, P., Boric, R., Herve, M. y Puig, A., 1986, Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas, *Andean Geology*, p. 27-32.
- Rivano, S., Sepulveda, P., Herve, M. y Puig, A., 1985, Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32° latitud sur, Chile: *Andean Geology*, v. 24, p. 63-74.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R. y Espineira, D., 1993, Hojas Quillota y Portillo. 1: 250.000 Servicio Nacional de Geología y Minería: Carta Geológica de Chile, Santiago, v. 73.
- Rocha-Campos, A., Basei, M., Nutman, A. P., Kleiman, L. E., Varela, R., Llambias, E., Canile, F. y da Rosa, O., 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 zircon geochronology evidence: *Gondwana Research*, v. 19, p. 509-523.
- Sahagian, D. L. y Holland, S. M. (1991). Eustatic sea-level curve based on a stable frame of reference: preliminary results. *Geology*, v. 19(12), 1209-1212.
- Sanchez, M., 1968, Estudio geológicos de los yacimientos de Mantos Portales: Memoria de Título, inédito, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A. y Reutter, K. J., 1994, Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic: *Tectonics of the southern central Andes*, p. 121-139.
- Scheuber, E. y Gonzalez, G., 1999, Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°–26° S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary: *Tectonics*, v. 18, p. 895-910.
- Scott, K. M., 1988, Origins, behavior, and sedimentology of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz River system: U.S. Geological Survey Professional Paper 1447 – A.
- Sellés, D., 2000, La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales: IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile, 2000, p. 555-558.
- Sellés, D. y Gana, P., 2001, Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins, Gobierno de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Subdirección Nacional de Geología.

- Shelton, J. W., 1984, Listric normal faults: an illustrated summary: AAPG Bulletin, v. 68, p. 801-815.
- Somoza, R. y Zaffarana, C. B., 2008, Mid-Cretaceous polar standstill of South America, motion of the Atlantic hotspots and the birth of the Andean cordillera: Earth and Planetary Science Letters, v. 271, p. 267-277.
- Spalletti, L. A. y Veiga, G. D., 2007, Variability of continental depositional systems during lowstand sedimentation: an example from the Kimmeridgian of the Neuquen Basin, Argentina: Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. V. 14, p: 85 – 104.
- Steinmann, G., Stappenbeck, R., Sieberg, A. H. y Lissón, C. I., 1929, Geologie von Peru.
- Tapia F, 2015. Evolución tectónica de Los Andes centrales del sur durante el Cenozoico superior (34°45'S-35°30'S). Tesis de Doctorado en Ciencias Mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Tapia, F., Farías, M. y Astaburuaga, D., 2012, Deformación Cretácica-Paleocena y sus evidencias en la cordillera de los Andes de Chile Central (33,7°-36°S), XIII Congreso Geológico de Chile: Antofagasta.
- Thiele, R., 1980, Hoja Santiago, Región Metropolitana., 29: Carta geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, p. 21.
- Thomas, H., 1958, Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga, Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A., 2010, Early uplift and orogenic deformation in the Neuquen Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons: Tectonophysics, v. 489, p. 258-273.
- Tunik, M. A. y Álvarez, P., 2008, Análisis y edad de la sección calcárea de la Formación Las Chilcas (Chile) y sus implicancias para la correlación con unidades de Argentina: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 63, p. 363-379.
- Uliana, M. A. y Biddle, K. T., 1988, Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America: Revista Brasileira de Geociencias, v. 18, p. 172-190.
- Vail, P., Mitchum Jr, R. y Thompson III, S., 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.
- Varas, M. I., Morata, D. y Higgins, M., 2012, P-T conditions of crystallization of mafic microgranular enclaves from the Illapel Plutonic Complex (IPC): XII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta (Chile).
- Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O. y Cancino, A., 1995, Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 1427-1440.
- Viteri, E., 1970, Estudio geológico de la región de los Cerros Negros y Portales. Provincia de Aconcagua: Memoria de título de Geólogo, Inédito, Departamento de Geología, Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Wall, R., Sellés, D. y P, G., 1999, Área Tiltill-Santiago, Región Metropolitana, Mapas Geológicos, N°11, 1 mapa escala 1:100.000: Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, p. 1 anexo.
- Wentworth, C. K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments: The Journal of Geology, v. 30, p. 377-392.
- Willner, A. P., Thomson, S. N., Kroner, A., Wartho, J. A., Wijbrans, J. R. y Herve, F., 2005, Time markers for the evolution and exhumation history of a Late Palaeozoic paired

- metamorphic belt in north-central Chile (34 degrees-35 degrees 30 ' S): *Journal of Petrology*, v. 46, p. 1835-1858.
- Yamada, Y. y McClay, K., 2003, Application of geometric models to inverted listric fault systems in sandbox experiments. Paper 1: 2D hanging wall deformation and section restoration: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 1551-1560.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V. A., 2011, La faja plegada y corrida del Agrio, Geología y recursos naturales de la provincia de Neuquén: Relatorio del XII Congreso geológico Argentino, Buenos Aires, Sociedad Geológica Argentina, p. 367-374.

ANEXOS

Anexo I

Metodología y marco teórico de las dataciones U-Pb

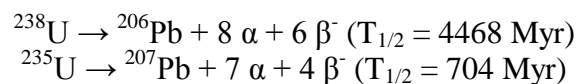
El sistema U-Pb en circones

La metodología de datación U-Pb en circones detríticos en areniscas se ha venido utilizando cada vez con mayor frecuencia en los últimos años, puesto que a través de esta es posible identificar con gran certeza la edad de las fuentes de aporte ígneas que se encontraban bajo erosión al depositarse un determinado nivel de arenas y cómo estas van variando a lo largo de una columna estratigráfica.

El hecho que sea utilizado el circón para datar la edad de las fuentes ígneas se basa en dos características muy importantes que este posee:

1. El circón normalmente contiene U en concentraciones superiores a las de la roca huésped pero no incluye al isótopo hijo (Pb) en su estructura. Por lo que la concentración medida de este último elemento en el cristal corresponde exclusivamente al producto generado por estas reacciones isotópicas.
2. Este mineral presenta una temperatura de cierre para el sistema U-Pb de más de 1000° C, lo suficiente como para no ser afectado por procesos de alteración posteriores a su residencia en la cámara magmática en que fue cristalizado.

La datación de este mineral lleva a cabo midiendo en el cristal la cantidad de isótopos padres e isótopos hijos de las siguientes reacciones:



Dado que son dos reacciones para los mismos elementos, si el sistema ha permanecido cerrado, sin movilizarse los isótopos padres ni hijos, las dos edades que resulten debieran coincidir, lo que es un buen indicador para discriminar si el dato es confiable o no. Para mostrar la discrepancia entre estos datos Wetherill (1956) inventó el diagrama de Concordia, donde en las abscisas se encuentra la relación ${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$ y en las ordenadas ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$. Además definió el significado de puntos concordantes y discordantes. Un punto concordante es aquel que las edades obtenidas a partir de ambas reacciones entregan el mismo resultado, lo contrario sucede en un punto discordante. Así si se plotearan todos los puntos concordantes a través del tiempo pasado, el resultado sería una curva, llamada la Concordia (Figura A).

Por otra parte, una de las principales fuentes de error en la datación con esta metodología, se produce debido a que es común en los circones la pérdida de Pb debido a la destrucción de la estructura del cristal producto de la intensa actividad radioactiva que presenta desde su nacimiento. En este caso, si una serie de cristales de una misma edad son distintamente afectados

por la pérdida de Pb o la mezcla con otros componentes, un nuevo arreglo lineal al lado de la línea de la Concordia puede generarse (Figura A). En estos casos las edades $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ y $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ no son concordantes.

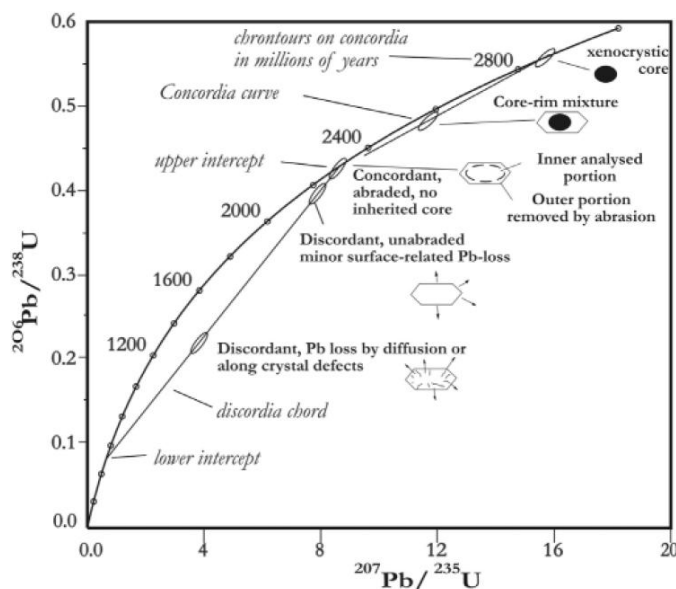


Figura A: Diagrama de Concordia de Wetherill donde se ilustra una situación normalmente encontrada en tobas. Circones de distintas edades que se encuentran sobre la línea de la concordia, mientras datos de cristales discordantes forman una nueva línea, discordante, debido a la pérdida de Pb. Tomado de Parrish y Noble (2003).

Por esta razón, en el análisis de circones detríticos, por ejemplo, se suelen tomar en cuenta sólo aquellos minerales que presentan una discordancia menor al 10% entre ambas edades, pues una cantidad mayor, estaría indicando una pérdida importante de Pb y, por lo tanto, un posible rejuvenecimiento de la edad real del mineral.

La edad máxima del depósito a partir de la datación de circones detríticos

Cuando no se posee de edades absolutas de algún nivel volcánico que se encuentre intercalado entre rocas sedimentarias, se hace necesario inferir la edad del depósito a partir de las edades más jóvenes obtenidas en los circones detríticos encontrados en una muestra, sin embargo su ajuste puede no ser siempre perfecto. Dickinson y Gehrels (2009) evaluaron la edad más joven de los circones detríticos, mediante cuatro métodos diferentes, y correlacionandola con la edad real del depósito. Los métodos utilizados fueron:

1. YSG: Único circón detrítico más joven de la muestra (*youngest single detrital zircon grain*).
2. YPP: *Peak* más joven en un gráfico de edad vs probabilidad

3. $YC1\sigma(2+)$: Edad media ponderada del grupo de dos o más circones más joven que se traslapen en 1σ .
4. $YC2\sigma(3+)$: Edad media ponderada del grupo de tres o más circones más joven que se traslapen en 2σ .
5. YDZ: Edad más joven calculada mediante el programa ISOPLOT.

Estos autores concluyeron que si bien todos estos tipos de medidas daban, en la mayoría de los casos, resultados de edades máximas del depósito, en cerca de un 60% de los casos, el YSG entregaba una edad congruente con la edad real del depósito.

De manera que si bien, cualquiera de las medidas antes enumeradas es un buen registro de la edad máxima del depósito, el circón más joven encontrado en una muestra, se acerca en general de buena manera a la edad real de la deposición.

Anexo II

Muestras recolectadas, ubicación y análisis realizado

MUESTRA	CORD_E	CORD_S	Tipo de roca	UNIDAD	CORTE	DESCR PETR.	CON. MOD	SEP. CIRC	SEP. AP	DAT. CIRC
LV6-1709	335685	6352442	Brecha hidrotermal	-	x					
LV6-1709B	335752	6352362	Brecha hidrotermal	-	x					
ET40-1707	335083	6357366	?	?	x					
ET5-2308	331055	6356817	?	?	x					
ET3-2308	331009	6356657	Arenisca congl.	?	x					
ET22-1607	337763	6357056	Caliza	?	x					
ET8-2308	330914	6355697	Roca alterada	?	x					
P15-2111	323978	6354977	Roca alterada	?	x					
P6-2111	325108	6355837	Intrusivo	Caleu	x					
P3-2211	321008	6353935	Intrusivo	Caleu				x	x	x
ET30-1707	336615	6358145	Intrusivo	Intr K-T	x	x				
LC21-1106	336223	6352571	Intrusivo afanítico	Intr K-T	x					
LC13-0606	335321	6354432	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
LC1-2504	335584	6353027	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
ET14-1307	332975	6354929	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
ET15-1307	333095	6355060	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
ET17-1307	333173	6355181	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
ET5-1407	333000	6355918	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
ET8-1407	333592	6355776	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
ET6-2007	333959	6358377	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
ET19-2007	335237	6358181	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
LC3-1306	338262	6353805	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
LC6-1306	338039	6353587	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
LC3-0504	335388	6352688	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
ET12-2308	333695	6356002	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
ET13-2308	333580	6356017	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
ET11-2308B	334290	6355740	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
ET12-1507	332064	6356344	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x					
ET17-1507	332609	6356858	Intrusivo hipabisal	Intr K-T	x	x				
LV1-2408	336235	6353413	Toba intrusiva	Intr K-T	x	x		x		
LV2-1709(A y C)	336273	6353489	Toba intrusiva	Intr K-T	x	x				
CG6-0204	317257	6350590	Intrusivo	Intrusivo	x					
LD1-1601	307787	6337327	Arenisca	Lo Prado	x	x		x		x
LD1-1601B	307787	6337327	Arenisca congl.	Lo Prado	x	x				
CA5-0304	317207	6384192	Lava	Veta Negra	x					
CA6-0304	317064	6384127	Lava	Veta Negra	x					
P2-2011	321854	6355011	Lava	Cerro Morado	x					
CA13-0304	317457	6385661	Lava	Cerro Morado	x	x				
CA2-0404	318886	6384849	Lava	Cerro Morado	x					
CA15-0304	316563	6385748	Toba	Cerro Morado	x	x		o		
P5-2211	322851	6354612	Arenisca	Pitipeumo	x	x		x	x	x

ES23-1911	324215	6360107	Arenisca	Pitipeumo	x			x	x	
LC4-1609	324056	6359587	Arenisca congl.	Pitipeumo	x					
LV1-0204	324103	6359956	Arenisca congl.	Pitipeumo	x	x				
ES10-1811	323223	6361616	Lava	Pitipeumo	x					
LV1-0404	323236	6362111	Lava	Pitipeumo	x	x		o		
LC1-1409(A,B,C)	325697	6363399	Arenisca	Tabón	x	x	x			
LC6-1409	325829	6363556	Arenisca	Tabón	x	x		x		
LC8-1409	325998	6363486	Arenisca	Tabón	x	x	x			
LC1-1509	326554	6363594	Arenisca	Tabón	x	x	x	x		
LC3-1509	326642	6363515	Arenisca	Tabón	x	x		x	x	x
LC5-1509	326717	6363519	Arenisca	Tabón	x	x	x			
LC7-1509	326834	6363487	Arenisca	Tabón	x					
LC8-1509	326922	6363526	Arenisca	Tabón	x					
LC6-1609(D)	323513	6361909	Arenisca	Tabón	x	x	x	x	x	x
QC1-0204	326562	6363638	Arenisca	Tabón	x					
QC2-0204	327339	6364316	Arenisca	Tabón	x					
CA12-0404	320308	6385282	Arenisca	Tabón	x	x		o		
LC3-1409	325763	6363411	Clasto andesítico	Tabón	x					
LC6-1509	326743	6363526	Clasto de toba	Tabón	x					
P16-2111	322766	6354590	Clasto de toba	Tabón	x	x		x	x	x
LC10-1509	327073	6363542	Clasto intrusivo	Tabón	x					
ES16-1911	325447	6358991	Lava	Tabón	x					
LC6-0706	333235	6353356	Caliza	Ñilhue	x					
LC4-2604	333681	6352237	Caliza	Ñilhue	x	x				
LC10(B)-0706	332936	6353932	Caliza	Ñilhue	x	x				
CA5-1501	325114	6389417	Caliza	Ñilhue	x			x		x
LC7B-0506	333898	6351198	Andesita	El Calvario	x					
LC2-2504	335339	6352751	Toba	El Calvario	x	x				
ET5-1307	332137	6355477	Andesita	El Calvario	x	x				
ET28-1807	337785	6358421	Andesita	El Calvario	x					
ET31-1807	337674	6357738	Andesita	El Calvario	x					
LC11-1509	327130	6363516	Andesita	El Calvario	x					
LC11-1509B	327130	6363516	Andesita	El Calvario	x					
LC12-1509A	327207	6363360	Andesita	El Calvario	x					
LC12-1509B	327207	6363360	Andesita	El Calvario	x					
LC12-1509C	327207	6363360	Andesita	El Calvario	x					
LC1-0706	335138	6353232	Arenisca	El Calvario	x					
LC2-0706	335109	6353296	Arenisca	El Calvario	x					
LC7-0506	333898	6351198	Arenisca	El Calvario	x					
LC6-2504	334251	6352182	Arenisca	El Calvario	x	x				
ET10-1907	333028	6359465	Arenisca	El Calvario	x					
ET13-1907	333134	6359528	Arenisca	El Calvario	x	x				
LV5-1709	336200	6353816	Arenisca	El Calvario	x	x	x	x	x	x

LC16-0906	337356	6355069	Arenisca congl.	El Calvario	x					
LC3-1206	337276	6353300	Arenisca congl.	El Calvario	x					
LC9-0606	335812	6354721	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
LC7-2504A	334226	6352174	Arenisca congl.	El Calvario	x					
LC7-2504B	334226	6352174	Arenisca congl.	El Calvario	x					
LC1-0504	334731	6353120	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
ET32-1707	336553	6358144	Arenisca congl.	El Calvario	x					
ET9-2007	334430	6358662	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
ET9-2007B	334430	6358662	Arenisca congl.	El Calvario	x					
ET14-2007	334805	6358455	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
LC9-2203	338327	6357662	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
LC10-2203	338462	6358443	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
ET2-2107	335523	6358973	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
LC9-0506(A y B)	334188	6351363	Arenisca congl.	El Calvario	x	x				
ET24-1607	337710	6357384	Brecha	El Calvario	x					
ET3-1307C	332289	6355545	Clasto de Arenisca	El Calvario	x					
ET22-1807	337448	6358005	Clasto de intrusivo	El Calvario	x					
ET3-1307A	332289	6355545	Clasto de Lava	El Calvario	x	x				
ET3-1307B	332289	6355545	Clasto de Lava	El Calvario	x					
PP3-1601	329639	6336462	Lava	El Calvario	x	x		x		x
PP2-1601	329759	6336989	Lava	El Calvario	x	x				
QC3-0204	326751	6364076	Lava	El Calvario	x	x		x		x
LC13-1509	327443	6363328	Toba	El Calvario	x	x				
ET20-2007	335328	6357950	Arenisca	Lo Valle	x	x				
ET8-1607	336029	6355804	Arenisca congl.	Lo Valle	x	x				
ET17-1707	335564	6357903	Arenisca congl.	Lo Valle	x	x				
ET27-1707	336212	6358240	Arenisca congl.	Lo Valle	x	x				
ET1-1807B	334936	6357228	Arenisca congl.	Lo Valle	x	x				
ET25-1407	334621	6356020	Intrusivo hipabisal	Lo Valle	x					
LC13-2203	338899	6356789	Toba	Lo Valle	x	x				
ET1-1607	336378	6356967	Toba	Lo Valle	x	x				
LC7-0504	337175	6356921	Toba	Lo Valle	x					
ET24-1407	335486	6355802	Toba	Lo Valle	x					
ET2-2007	333561	6357895	Toba	Lo Valle	x	x				
ET31-1407	333623	6356646	Toba	Lo Valle	x	x		x		x
ET12-2007	334642	6358529	Toba	Lo Valle	x	x				
ET6-1507	332126	6357146	Toba	Lo Valle	x					
ET8-1507	331756	6356293	Toba	Lo Valle	x					
ET8-1707	334523	6357814	Toba	Lo Valle	x					
ET20-1707	335981	6358076	Toba	Lo Valle	x					
ET3-1907	332097	6357325	Toba	Lo Valle	x	x				
ET10-2308	332128	6357143	Toba	Lo Valle	x			x	x	
LV9-1709	335802	6352202	Toba	Lo Valle	x					

LC3-1006	336025	6352519	Toba brechosa	Lo Valle	x	x				
----------	--------	---------	---------------	----------	---	---	--	--	--	--

Anexo III

Descripciones petrográficas

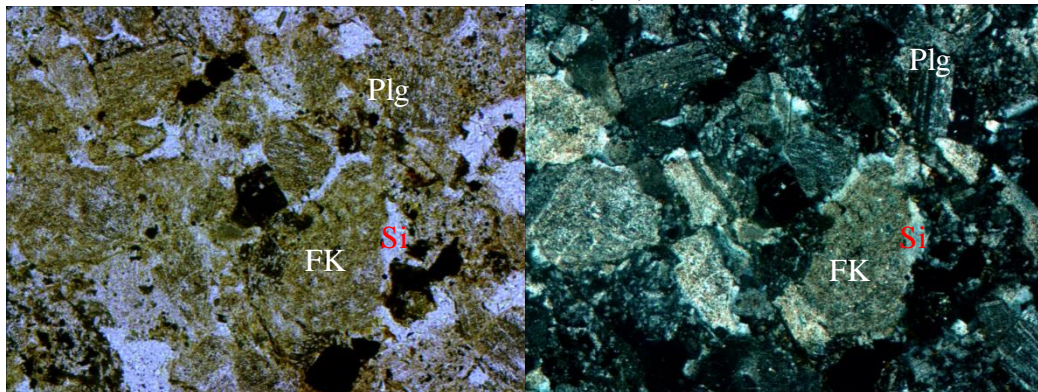
CA12-0404

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 92 %. Pasta: 8 %

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca media, con escasa pasta, compuesta principalmente por cristales de feldespato, todos muy argilizados, y fragmentos líticos de origen volcánico, como andesitas y tobas. El cemento es principalmente sílice.

Esquema:

Fig: 100X, NX. Se observa al centro a la derecha cristal de feldespato potásico intensamente alterado a esmectita, con cemento de



sílice en su borde. Arriba cristal de plagioclasa.

Fragmentos cristalinos: 40%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	15	Intensa alteración a arcillas, leve a esmectita	Cristales anhedrales con bordes muy fragmentados, mal redondeados. En general de menor tamaño que los cristales de feldespato potásico.
Feldespato K	23	Intensa alteración a arcillas	En cristales de redondeamiento malo a regular.
Opacos	2	No presentan	En general presenta formas rectangulares.

Fragmentos líticos: 50%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	50	intensamente argilizados, en ocasiones con leve alteración a esmectita	Líticos afaníticos con una masa fundamental de cristales de tamaño menor a 0,02 mm compuesta principalmente por feldespato potásico y, en menor medida, plagioclasa. Presentan algunos cristales de mayor tamaño, de hasta 0.1 mm de plagioclasas y feldespato. Probablemente se trate de andesitas a traquitas. En menor medida es posible observar clastos andesíticos porfídicos con fenocristales de plagioclasa y gran cantidad de máficos en la masa fundamental.

Cemento: 5%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Sílice	5	En ocasiones como menisco y en cristales de hasta 0,15 mm.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	1
Arena muy gruesa	1
Arena gruesa	3
Arena media	60
Arena fina	35
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Litarenita media

CA13-0304

Textura/Fábrica/Estructura: Porfídica/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Andesita porfídica compuesta de una matriz de cristales de plagioclasa de tamaño < 0.2 mm y vidrio? alterado a minerales opacos.

Tamaño de grano:

Tamaño	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	1 a 3,5 mm	5	Plg
Tamaño 2	0.1 a 0.5 mm	15	Plg y feld-K

Tamaño 3	<0,1 mm	80	Masa fundamental
----------	---------	----	------------------

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	70	Arcillas	Se encuentran como fenocristales y en la masa fundamental.
Feldespato potásico	29	Arcillas	Se encuentra principalmente como fenocristales
Cpx	1	No presentan	Se encuentran como fenocristales.

Alteración :

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Calcita	30	En vetillas y masiva
Arcillas	-	Alterando los feldespatos

Nombre de la Roca: Andesita de piroxeno

CA15-0304

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/planar/bandeada.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba cristalina de composición andesítica. Presenta solo un 15 % de fragmentos piroclásticos, principalmente cristales de plagioclasa y piroxeno y algunos líticos andesíticos.

Esquema:

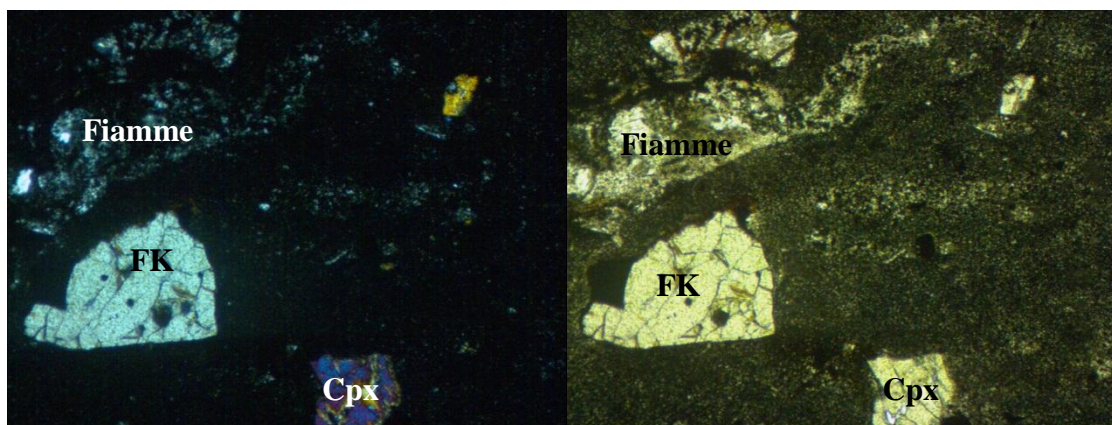


Fig: 50X, nx izquierda, np derecha. Se observa arriba a la izquierda un fiamme totalmente reemplazado por ceolitas, inmediatamente abajo un cristal de feldespato potásico. Abajo a la izquierda un cristal de clinopiroxeno.

Piroclastos: 10%

Cristales: 5%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cpx	1	Esmectita, hematita y arcillas	Cristales subhedrales de hasta 0,8 mm
Feldespato K	2	Esmectita, arcilla y hematita	Se presenta tanto en cristales subhedrales, con bordes rectos y bien definido como en cristales mal redondeado y con bordes muy irregulares.
Plagioclasa	2	En orden de importancia: esmectita, albita, arcillas y hematita	Se presenta como cristales tabulares subhedrales con macla de polisintética y de albita y posee tamaños de en promedio 0,5 mm.

Fragmentos líticos: 1%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos	-	Fuerte alteración a esmectitas y arcillas, en menor medida a hematita.	Son porfídicos con fenocristales de plagioclasa y una masa fundamental muy rica en estos mismos cristales. Presentan tamaños desde 0.2 a 3.5 mm. Con redondeamiento regular a malo.
Toba andesítica	-	Fuerte alteración a clorita-esmectita	Se observa un lítico de al menos 1 cm de diámetro, este se compone de una toba andesítica muy similar a la que compone el resto de la roca, pero con fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño.

Juveniles: 4%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez o escoria?	4	Totalmente reemplazados por ceolitas, minerales opacos y arcillas.	Se encuentran aplastados como fiammes, presentan tamaños de 0.5 a 3.5 mm.

Matriz: 90 %

Presenta tamaño de grano menor a 0,05 m. Está compuesta de cristales tabulares de plagioclasa (30%), orientados en la dirección del flujo; vidrio alterado a arcillas y ceolitas? (30 %), que se observa de color café sucio; minerales opacos (20%) y feldespato potásico (10%).

Nombre de la Roca: Toba soldada andesítica

ET1-1607

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/planar/bandeada.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba cristalina de composición andesítica. Presenta solo un 15 % de fragmentos piroclásticos.

Cristales: 9%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Qtz	0.2	-	-
Feldespato K	0.2	-	-
Plagioclasa	7.2	En general frescas, aunque en un 80% son cortadas por una o más vetillas de arcilla y óx. de Fe.	Se presenta como cristales tabulares subhedrales con macla de polisintética y de albita.

Fragmentos líticos: 1%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos	1	-	Se observó sólo un fragmento lítico andesítico de 0,2 mm de diámetro

Juveniles: 6%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	6	Totalmente reemplazados por sílice, algunos alterados a arcillas y óxidos de hierro.	Se encuentran aplastados como fiammes, con largos de hasta 10 mm

Matriz: 90 %

Presenta tamaño de grano menor a 0,05 m. Exhibe un color café-rojizo producido probablemente por la alteración de la masa vítrea. Presenta foliación en una dirección preferencial. La masa muestra microcristales de cuarzo y cristales demasiado pequeños para distinguir su composición. Se encuentra alterada en cerca de un 8% a óxidos de Fe.

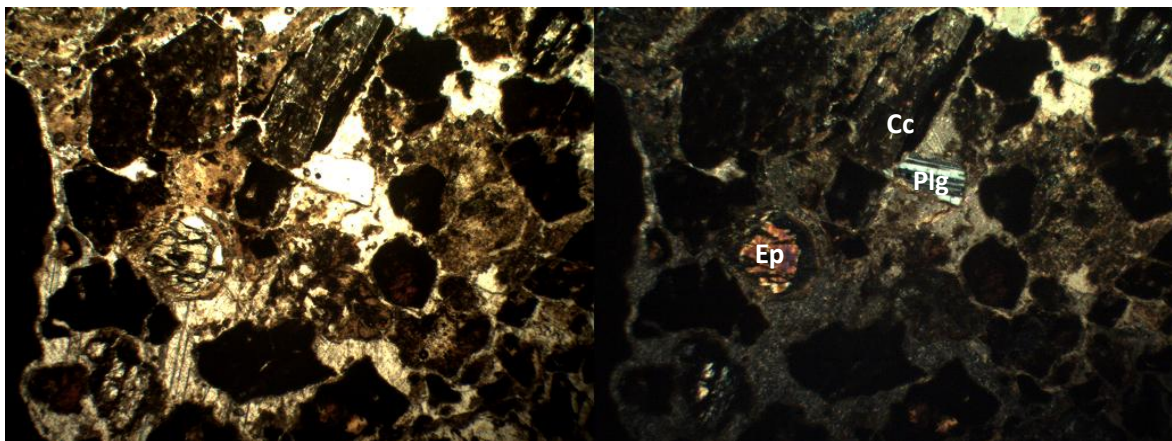
Nombre de la Roca: Toba soldada cristalina

ET1-1807B (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 20%, Past: 80%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Roca sedimentaria matriz soportada al 55% con clastos polimícticos angulosos a subangulosos, la selección es intermedia-baja, el promedio de los clastos oscila entre 1-2 mm aunque se pueden encontrar clastos volcánicos de 1,3 cm. El cemento es principalmente de sílice amorfo aunque en algunas zonas se reconocen carbonatos. Se observa hematización y argilización pervasiva.

Esquema:



Fragmentos cristalinos: 31%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	20	Argilización	Fenocristales subangulosos, subhedrales y de estructuralidad media con diámetros entre 1 y 2 mm, presentan macla de Carlsbad y polisintética.
Clinopiroxeno	4	Cloritización	Cristales de hasta 1 mm de diámetro, subangulosos y subhedrales, disseminados en la matriz.

Ortopiroxeno	4	Cloritización	Cristales de 0.7 mm anhedrales y de bordes subangulosos, inmerso en matriz carbonática.
Epidota	3	Producto de alteración	Cristales de hasta 1 mm de diámetro, subredondeados y con bordes alterados.

Fragmentos líticos: 40%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Clastos hematizados	40	Hematita	Subangulosos a subredondeados, de 1-13 mm, con bordes y formas irregulares, en algunos cristales se identifican microlitos de plagioclasa y fenocristales.

Cemento: 15%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Sílice amorfo	10	Homogéneo
Carbonato	5	Esparítico, en forma de meniscos.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	23
Arena muy gruesa	8
Arena gruesa	18
Arena media	24
Arena fina	17
<Arena fina	10

Nombre de la Roca: Litarenita guijarrosa

ET2-2007

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba cristalina. Presenta un 40 % de fragmentos piroclásticos.

Cristales: 36%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Qtz	3.6	-	-
Feldespatos K	0.4	-	-
Plagioclasa	32	-	-

Fragmentos líticos: 6%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos, piroclásticos y en menor medida sedimentarios	6	En ocasiones presentan un halo de óxidos de hierro	Los clastos andesíticos presentan textura traquítica. Se observó un gran clasto sedimentario de composición cuarzoarenítica.

Juveniles: 4%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	4	-	No se encuentran aplastados como fiammes, presentan un diámetro promedio de 0.5 mm.

Matriz: 60 %: Está cortada por una vetilla de 0,03 mm de ancho que atraviesa todo el corte. Presenta un 1% de esmectita diseminada en la roca.

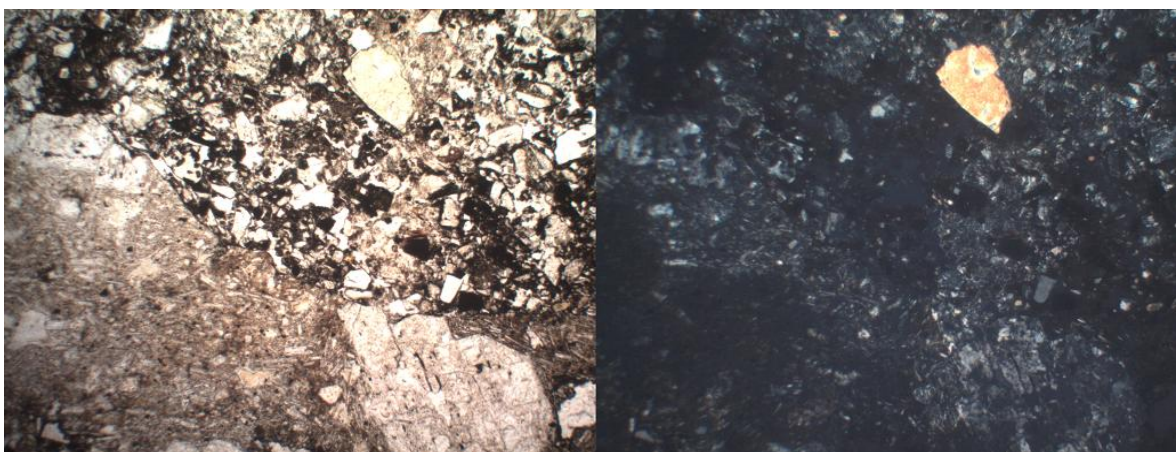
Nombre de la Roca: Toba cristalina

ET2-2107 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 40%, Past: 60%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Litarenita guijarrosa matriz soportado de color rojizo, de mala selección con clastos principalmente volcánicos hematizados angulosos a subredondeados de 0.3 a 4 mm. Además de los clastos volcánicos hay agregados microcristalinos de cuarzo, fragmentos cristalinos de plagioclasa y epidota. El cemento está compuesto de óxidos de hierro.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nícoles cruzados. Der. Nícoles paralelos.



Fragmentos cristalinos: 20%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	18	Argilizacion/epidotización	Cristales tabulares angulosos de 0.05 a 1.5 mm.
Epidota	2	No se observa	Fragmentos cristalinos subangulos de 0.2 a 0.4 mm

Fragmentos líticos: 70%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Agregados de cuarzo	13	No se observa	Agregados microcristalinos subredondeados y otros con cuarzo de bordes intercrecidos de hasta 2 mm.
Clastos volcánicos	42	Hematitizados	Clastos irregulares angulosos a subredondeados de 0.3 a 4 mm con microlitos de plagioclasa y cristales epidotizados.
Opacos	15	Hematitizados	Clastos redondeados a subangulosos, irregulares de 0.4 a 1.2 mm.

Cemento: 10%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Ox de hierro	10	Homogéneo

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	23
Arena muy gruesa	16
Arena gruesa	17
Arena media	12
Arena fina	10
<Arena fina	22

Nombre de la Roca: Litarenita guijarrosa
ET3-1307A

Textura/Fábrica/Estructura: Porfídica/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava porfídica de composición andesítica de piroxeno, con cerca de un 45% de fenocristales.

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	90	Arcillas, hasta en un 70% de los cxs	Se encuentra en minerales ehedrales tabulares de tamaños de 0,5 a 8 mm
Cpx	10	Arcillas, esmecita hacia los bordes del cx	En cristales de 0,4 a 4 mm. Suelen presentarse anhedrales a subhedrales

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcillas	50	Alterando principalmente a los cristales de plagioclasa.
Esmectita	2	Alterando cxs de cpx y diseminada en la masa fundamental. Los px de tamaño menor a 0,4 mm parecen estar totalmente reemplazados a esmecita.
Calcita	2	En cúmulos

Nombre de la Roca: Andesita/Basalto de clinopiroxeno

ET3-1907**Textura/Fábrica/Estructura:** Piroclástica/isótropa.**Observaciones microscópicas/megascópicas generales:** Toba lítica. Presenta un 60 % de fragmentos piroclásticos.**Cristales: 24%**

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Qtz	1.8	NP	-
Feldespato K	0.2	NP	-
Plagioclasa	22	NP	-

Fragmentos líticos: 6%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos	6	-	Líticos andesíticos

Juveniles: 30%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	30	-	Exhiben formas muy irregulares, muchos también contienen cristales de plagioclasa

Matriz: 40 %: Es totalmente vítrea, y está reemplazada en gran medida por óxidos de hierro. También presenta alteración disseminada a esmectita y epidota (<1%).**Nombre de la Roca:** Toba lítica**ET5-1307****Textura/Fábrica/Estructura:** Seriada/isótropa/homogénea.**Observaciones microscópicas/megascópicas generales:** Lava de textura seriada y composición andesítica.**Tamaño de grano:**

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0,5 mm	22	Plg
Tamaño 2	1 mm	13	Plg
Tamaño 3	0,1 a 0,3 mm	10	Plg y Px
Tamaño 4	< 0,1 mm	55	Masa fundamental

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	95	Arcillas	Se encuentra en minerales euhedrales tabulares.
Piroxeno	5	Arcillas, esmectita	Suelen presentarse anhedrales a subhedrales

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Óxidos de hierro	1	Se encuentra en vetillas solo en un sector del corte, estas tienen 0,01 mm de ancho y atraviesan la masa fundamental y los cristales
Esmectita	15	Se encuentra alterando selectivamente los cristales de piroxeno. También es posible observarla alterando parcialmente (10 – 25%) algunos cristales de plagioclasa. Y altera un gran porcentaje de la masa fundamental, que presenta este mineral disseminado en toda la roca.

Nombre de la Roca: Andesita/Basalto de piroxeno**ET5-1407****Textura/Fábrica/Estructura:** seriada-vitofirica/planar.**Observaciones microscópicas/megascópicas generales:** Lava de textura seriada y composición andesítica, con un 20% de fenocristales.**Tamaño de grano:**

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0,1 a 0,3 mm	70	Plg
Tamaño 2	0,5 a 2 mm	5	Plg y px
Tamaño 3	< 0,1 mm	25	Masa fundamental (px y plg)

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	75	Arcillas y sericita	Se encuentra en minerales ehuedrales tabulares
Piroxeno	10	Esmectita y óxidos de Fe	Como cristales prismáticos en los tamaños 2 y 3.
Feldespato potásico	15	Arcillas	Se encuentra en general en cúmulos compuestos de cristales anhedrales de feldespato

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Óxidos de hierro	10	Se encuentra en cúmulos reemplazando a la masa fundamental.
Esmectita	5	Altera la totalidad de los cristales de px, además se puede observar diseminada alterando la masa fundamental.
Sílice	1	Se presenta en una vetilla de 0,4 mm de ancho. También en una amígdala alargada de 2 mm de ancho y 15 mm de largo.

Nombre de la Roca: Andesita/Basalto de piroxeno

ET6-2007

Textura/Fábrica/Estructura: Seriada/isótropa.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de textura seriada compuesta por plagioclasas, feldespato potásico y anfíbolos. Presenta un 10 % de alteración a esmectita.

Tamaño de grano:

Tamaño	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0,01 a 0,1 mm	50	Masa fundamental (Plg y Feld-K)
Tamaño 2	0,1 a 0,5 mm	35	Plg, Feld-K y Anf
Tamaño 3	1 a 10 mm	15	Plg y Anf

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	2	Arcillas y esmectita	Minerales tabulares subhedrales en los tamaños 1, 2 y 3
Anfíbolos	5	Arcillas	Cristales subhedrales en tamaños 1, 2 y 3
Feldespato potásico (Sanidina)	7	Arcillas	Se presentan como cristales tabulares con macla de Carlsbad, con tamaños 1 y 2

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcillas	15	Altera con mayor intensidad a la masa fundamental y los feldespatos potásicos.
Esmectita	10	Diseminada

Nombre de la Roca: Sianita de Anfíbola

ET8-1407

Textura/Fábrica/Estructura: Seriada-traquítica/planar.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de texturas seriada y traquítica, compuesta por plagioclasas, feldespato potásico y piroxeno.

Tamaño de grano:

Tamaño	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0,1 a 0,3 mm	70	Plg
Tamaño 2	0,5 a 2 mm	5	Plg y Feld-K
Tamaño 3	< 0,1 mm	25	Plg y px

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	75	Leve a arcillas y sericita	Se encuentra en minerales ehuedrales tabulares
Piroxeno	10	Esmectita y óx de Fe	se encuentra en un 90% como minerales de 0,1 mm,
Feldespato potásico	15	Arcillas	Se encuentra en general en cúmulos compuestos de cristales anhedrales de feldespato.

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcillas	10	Se encuentra rellenando amígdalas con borde de sílice y alterando feldespatos.
Esmectita	10	Altera la totalidad de los cristales de piroxeno, además se puede observar diseminada

		alterando la masa fundamental. En ocasiones altera en vetillas a algunas plagioclasas.
Sílice	5	Se encuentra relleno de amígdalas de hasta 3 mm y una vetilla.

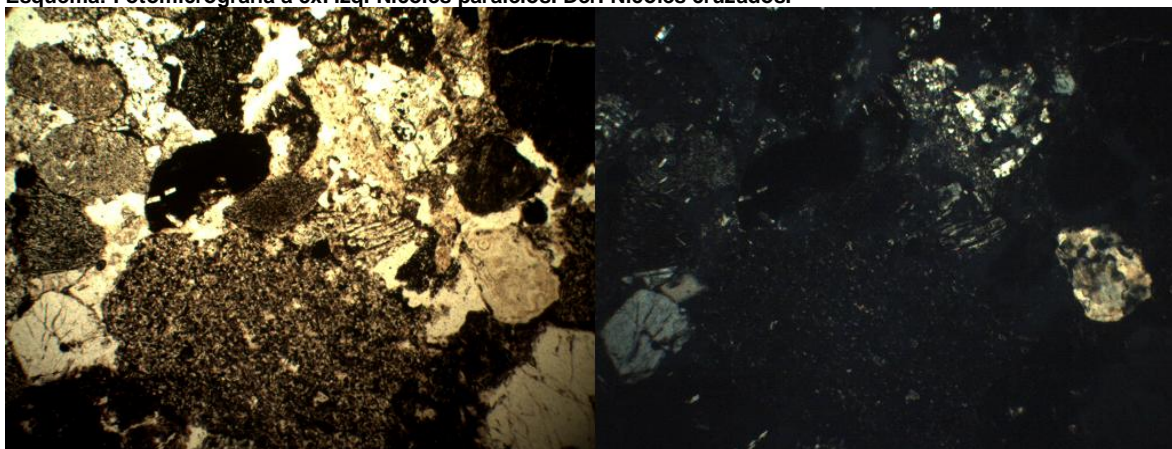
Nombre de la Roca: Andesita de piroxeno

ET8-1607 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 60%, Past: 40%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Conglomerado arenoso, de color rojizo, clasto soportado, de selección media. Los fragmentos líticos son volcánicos subredondeados de hasta 4,5 mm de diámetro y agregados de sílice. Como cristales se observa feldespato, cuarzo y ortopiroxeno. El cemento corresponde a óxidos de hierro y sílice.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 16%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Feldespatos	8	Argilización leve	Fragmentos cristalinos de hasta 2 mm, subangulosos.
Cuarzo	4	No se observa	Fragmentos cristalinos de hasta 2 mm, subangulosos.
Ortopiroxeno	4	No se observa	Fragmentos cristalinos de hasta 1 mm, a veces se encuentran como nódulos.

Fragmentos líticos: 71%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Clastos volcánicos	53	Hematización	Clastos irregulares subredondeados de hasta 4.5 mm de diámetro, con microlitos de plagioclasa y algunos con fenocristales de plagioclasa.
Agregados de sílice	8	Hematización	Clastos subredondeados de esfericidad media.
Opacos	10	Hematización	Clastos irregulares, redondeados a subredondeados de 0.5 a 4 mm.

Cemento: 13%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Óxidos de Hierro	8	Cemento homogéneo a veces mezclado con sílice.
Sílice	5	A veces resulta como menisco.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	43
Arena muy gruesa	27
Arena gruesa	8
Arena media	6
Arena fina	5
<Arena fina	11

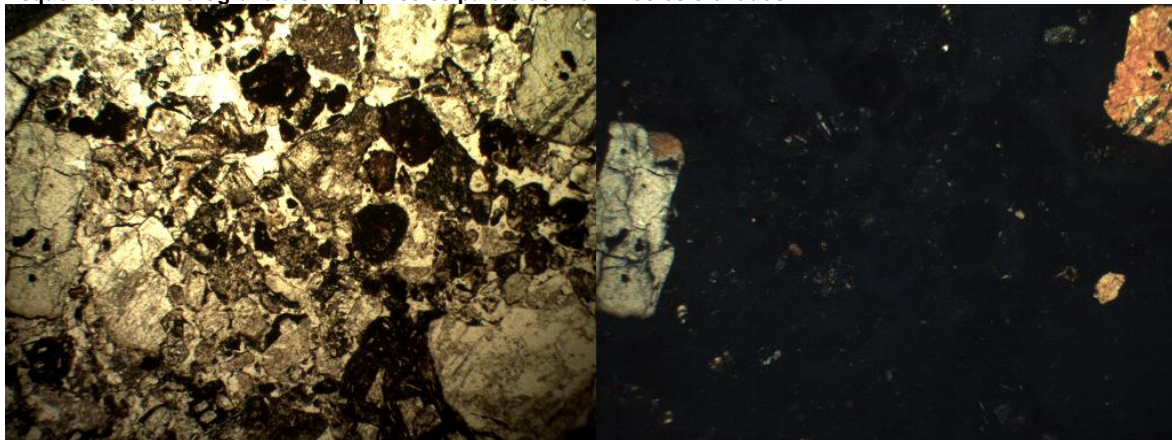
Nombre de la Roca: Conglomerado arenoso

ET9-2007 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 60%, Past: 40%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Litarenita guijarrosa de mala selección, de color rojizo, con un 55% de pasta, matriz soportado, con clastos volcánicos hematizados de hasta dos milímetros y fragmentos cristalinos de piroxeno, epidota y feldespato. El cemento dominante son los óxidos de hierro que le otorgan el color a la roca aunque además se presentan carbonatos en zonas más localizadas.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 28%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Ortopiroxeno	11	No se observa	Cristales prismáticos angulosos, subhedrales y fragmentados de hasta 0.4 mm.
Epidota	6	No se observa	Cristales angulosos anhedrales y fragmentados de 0.2 mm en promedio.
Clinopiroxeno	4	No se observa	Cristales subangulosos anhedrales de 0.1 a 0.2 mm.
Feldespato	7	Argilización pervasiva	Cristales tabulares de 0.1 a 1 mm, fragmentados, subhedrales y de bordes angulosos.

Fragmentos líticos: 55%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	27	Hematización	Clastos subangulosos de 0.2 a 2.0 mm con microlitos de plagioclasa y piroxeno.
Sedimentarios	17	Argilización	Clastos redondeados de 0.5 a 2.5 mm, algunos con cemento carbonatico.
Opacos	13	No se reconoce	Angulosos a subredondeados de 0.2 a 2 mm.

Cemento: 17%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Óxidos de hierro	14	Homogéneo
Carbonatos	3	Esparítico, formando meniscos.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	19
Arena muy gruesa	26
Arena gruesa	22
Arena media	13
Arena fina	8
<Arena fina	12

Nombre de la Roca: Litarenita guijarrosa

ET12-2007

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/planar/bandeada.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba cristalina de composición andesítica. Con 20% de piroclastos y muy escasos fragmentos líticos.

Cristales: 8%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Qtz	0.4	-	-
Feldespato potásico	1.2	-	-
Plagioclasa	6.4	Arcillas y suelen estar atravesadas por vetillas de óxidos de Fe	Se presenta como cristales tabulares subhedrales con macla de polisintética y de albita.

Fragmentos líticos: <1%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Opacos	<1	Halo de óxidos de Fe	Pequeños granos opacos.

Juveniles: 12%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	12	Totalmente reemplazados por ceolitas, algunos presentan relleno de arcillas y de óxidos de Fe.	Se encuentran aplastados como fiammes.

Matriz: 90 %:

De color café claro producido probablemente por la alteración a arcillas y a óxidos de hierro de la masa vítrea. Presenta foliación en una dirección preferencial. Exhibe microcristales de cuarzo y cristales demasiado pequeños para distinguir su composición

Nombre de la Roca: Toba soldada cristalina

ET12-2308

Textura/Fábrica/Estructura: Seriada-traquítica/planar/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de composición andesítica con textura seriada y traquítica.

Tamaño de grano:

Tamaño	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0.1 a 0,2 mm	40	Plg
Tamaño 2	< 1 mm	45	(Masa fundamental) Plg
Tamaño 3	1 a 2 mm	5	Plg, Feld-K, Px

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	83	-	Se encuentra en minerales subhedrales a ehedrales tabulares.
Feldespató potásico	10	Arcillas, esmectita	En general se presenta en cristales anhedrales inmersos en la masa fundamental, con bordes poco claros y muy irregulares, de tamaños de 0,05 a 0,4 mm.
Cuarzo	2	Pueden estar atravesados por vetillas de ox de Fe.	Cristales subhedrales, de 0,1 a 0,2 mm
Piroxeno	5	Totalmente reemplazados a esmectita	Se encuentra en cristales de 0,01 a 0,3 mm, siendo los más pequeños los abundantes

Alteración :

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcilla	30	Alteran levemente a la masa fundamental, y a un 40% de los cristales de plagioclasa.
Óxidos de hierro	5	Se encuentran en cúmulos alterando la matriz.
Esmectita	5	Altera la totalidad de los cristales de px, además se puede observar relleno algunas amígdalas
Sílice	1	En las zonas de mayor porosidad es posible observar cuarzo microcristalino relleno parcialmente las amígdalas.

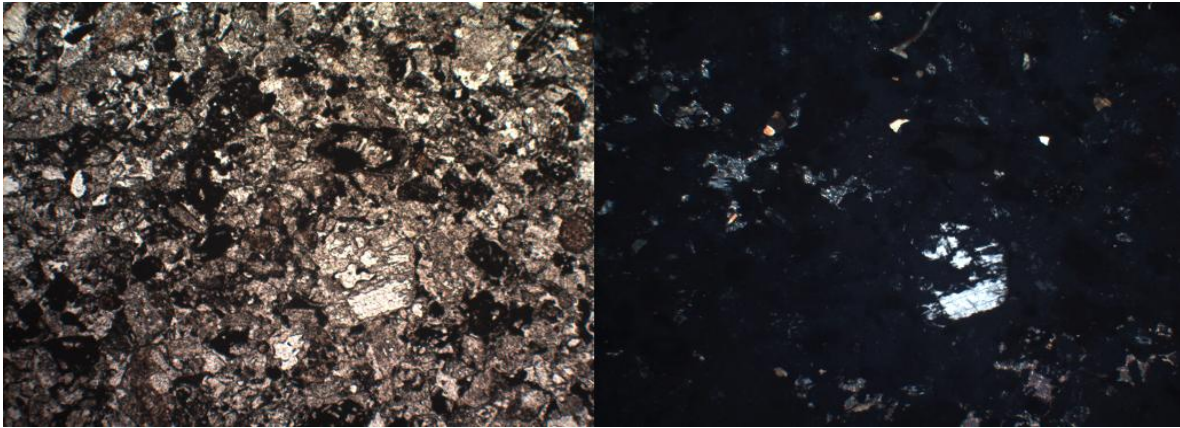
Nombre de la Roca: Andesita de piroxeno

ET13-1907 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 70%, Past: 60%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Litarenita rojiza de selección media, matriz soportada, los clastos están parcialmente hematizados, algunos presentan texturas clásticas y volcánicas, son de hasta 2.5 mm y de redondeamiento variable. En la matriz se reconocen cristales de cuarzo, epidota, feldespató y ortopiroxeno. El cemento es principalmente de sílice amorfo, aunque a veces se encuentra entremezclado con óxidos de hierro y en otras pequeñas zonas resulta ser carbonático.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nícoles paralelos. Der. Nícoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 10%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Clinopiroxeno	5	Epidotización	Cristales anhedrales subredondeados de 0.2 a 0.4 mm, diseminados en la matriz.
Ortopiroxeno	3	No se observa	Cristales prismáticos subhedrales de 0.5 a 1.2 mm.
Epidota	2	Producto de alteración	Cristales irregulares de 0.4 a 0.8 mm producto de alteración de minerales máficos.

Fragmentos líticos: 78%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	45	Hematización/Argilización	Clastos de 1 a 4 mm redondeados de baja esfericidad con microlitos de plagioclasa o augita.
Sedimentarios	18	Hematización/Argilización	Clastos de 0.5 a 1.5 mm, subredondeados de esfericidad regular.
Opacos	15	Hematización	Clastos de 0.1 a 2 mm de formas irregulares y subredondeados

Cemento: 12%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Sílice	5	De equigranular muy fino a amorfo, a veces como menisco.
Óxidos de Hierro	4	Contorneando algunos clastos y cristales, a veces mezclado con sílice.
Carbonatos	3	Meniscos de grano fino, pseudomicroítico.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	13
Arena muy gruesa	4
Arena gruesa	26
Arena media	30
Arena fina	11
<Arena fina	16

Nombre de la Roca: Litarenita guijarrosa

ET14-1307

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: brecha monomítica, con más de un 90 % de clastos, todos de composición de andesita de piroxeno. La matriz de la brecha está compuesta por una toba vítrea de color rojo-anaranjado, soldada en diferentes direcciones, dependiendo al parecer de los sentidos locales de los flujos.

Cristales: 1%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Qtz	0.2	NP	Muy angulosos, anhedrales, de tamaño de 0.05 a 0.3 mm
Plagioclasa	0,8	Arcillas	Fragmentos angulosos de 0.05 a 0.5 mm

Fragmentos líticos: 6%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos	95	Clorita-esmectita	La litología de estos clastos corresponde a una andesita glomeroporfídica de piroxeno con textura traquítica. Los fenocristales de plg alcanzan los 2 mm. Los bordes de estos clastos son en general nítidos, en algunos sectores rectos y en otros más bien irregulares. Los clastos de menor tamaño suelen presentar formas con muy mala esfericidad, siendo

			algunas muy alargadas y con vértices muy agudos.
--	--	--	--

Juveniles: 4%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	2.5	Clorita-esmectita	Fiammes de 0.01 a 0.3 mm de largo, de color café rojizo, igual a la matriz. En general se presentan elongados paralelamente a los bordes de los fragmentos líticos, son bien redondeados

Matriz: 80 %: vítrea, tiene cerca de un 15% de fiammes y un 5% de cristales. Se encuentra alterada de manera diseminada a clorita-esmectita.

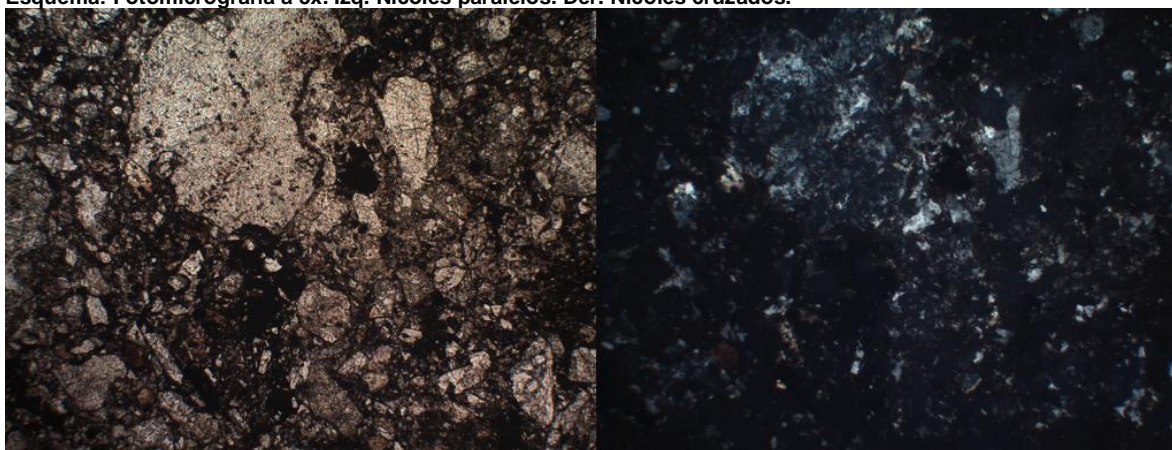
Nombre de la Roca: Lapillita lítica

ET14-2007 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 30%, Past: 70%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca rojiza media a gruesa de selección intermedia, matriz soportada al 70 %. Los clastos corresponden a agregados de cuarzo con bordes interdigitados y subangulosos de 0.3 a 1.5 mm, clastos volcánicos subredondeados de hasta 2 mm con microlitos de plagioclasa, algunos opacos debido a la hematitización. En la matriz se identifican cristales de cuarzo, plagioclasa, piroxeno y epidota.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nícoles paralelos. Der. Nícoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 17%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Ortopiroxeno	1	No se observa	Fragmentos cristalinos subangulosos, subhedrales de 0.05-0.1 mm.
Epidota	1	No se observa	Fragmentos irregulares de 0.2 mm.
Cuarzo	10	Argilización	Subhedral a anhedral, de formas irregulares y de hasta 0.5 mm.
Plagioclasa	5	Argilización	Subhedral, tabular de diámetro no mayor a 0.2 mm.

Fragmentos líticos: 68%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Agregados de cuarzo	24	Argilización	Clastos subangulosos a angulosos de 0.3 a 1.5 mm, donde los clastos se interdigitan o presentan uniones triples.
Opacos	23	Hematitización	Clastos subangulosos a irregulares de 0.2 a 0.6 mm.
Volcánicos	21	Hematitización	Clastos subredondeados de hasta 2 mm con microlitos de plagioclasa.

Cemento: 15%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Oxidos de Hierro	15	Cemento homogéneo

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	5
Árena muy gruesa	14
Árena gruesa	20
Árena media	32
Árena fina	13
<Árena fina	16

Nombre de la Roca: Arenisca de grano medio a grueso

ET15-1307

Textura/Fábrica/Estructura: Seriateda-traquítica/planar/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de composición andesítica con textura seriateda y traquítica y cerca de un 35% de fenocristales.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0.1 a 0.3 mm	70	Plg y Px
Tamaño 2	0.5 a 2 mm	5	Plg
Tamaño 3	< 1 mm	25	Plg

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	92	Leve a esmectita, arcillas y sericita	Se encuentra en minerales ehedrales tabulares.
Feldespato potásico	3	-	-
Piroxeno	5	Esmectita, en sectores pervasiva	Cristales subhedrales, de 0,2 a 0,4 mm

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcilla	1	Alteran levemente a la masa fundamental, y a los cristales de plagioclasa.
Óxidos de hierro	1	Se encuentran en cúmulos alterando la matriz.
Esmectita	1	Se encuentra diseminada escasamente en la masa fundamental, menos de un 1% de la roca. También se encuentra alterando un cúmulo de fenocristales de piroxeno de manera pervasiva en algunos sectores. También se encuentra alterando un cúmulo de cristales de plagioclasa.
Sílice	<<1	Se encuentra alterando algunas plagioclasas

Nombre de la Roca: Andesita de piroxeno

ET17-1507

Textura/Fábrica/Estructura: Seriateda-traquítica/planar/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de composición andesítica con textura seriateda y traquítica y cerca de un 30% de fenocristales.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0.1 a 0.3 mm	70	Plg y Px
Tamaño 2	0.5 a 2 mm	5	Plg
Tamaño 3	< 1 mm	25	Plg

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	85	Leve a arcillas y sericita	Se encuentra en minerales ehedrales tabulares
Feldespato K	5	-	Se encuentra en general en cúmulos de cristales anhedrales
Piroxeno	5	Pervasiva a esmectita y óxidos de Fe	Se encuentra en un 90% como minerales de 0,1 mm, tabulares. Un 10% de estos se presentan un tamaño de 0,5 a 1 mm

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcilla	1	Alteran levemente a la masa fundamental, y a los cristales de plagioclasa.
Óxidos de hierro	1	Se encuentran rellenando vetas y vetillas que brechizan la roca en algunos sectores. La particularidad de estos sectores brechizados, es que presentan abundantes minerales de cuarzo, no observados en el resto de la roca. A la vez que presentan clastos de la roca caja.
Esmectita	5	Altera la totalidad de los cristales de biotita, además se puede observar diseminada alterando la masa fundamental.

Estructuras: Presenta zonas brechizadas, rellenas con óxidos de Fe, los clastos adentro son angulosos, y de distinta composición, siendo en su mayoría de la roca caja, y el resto mayormente cuarzo. Las paredes de las brechas en general son poco nítidas, siendo muy difusas, al igual que las zonas brechizadas, que presentan formas sumamente irregulares.

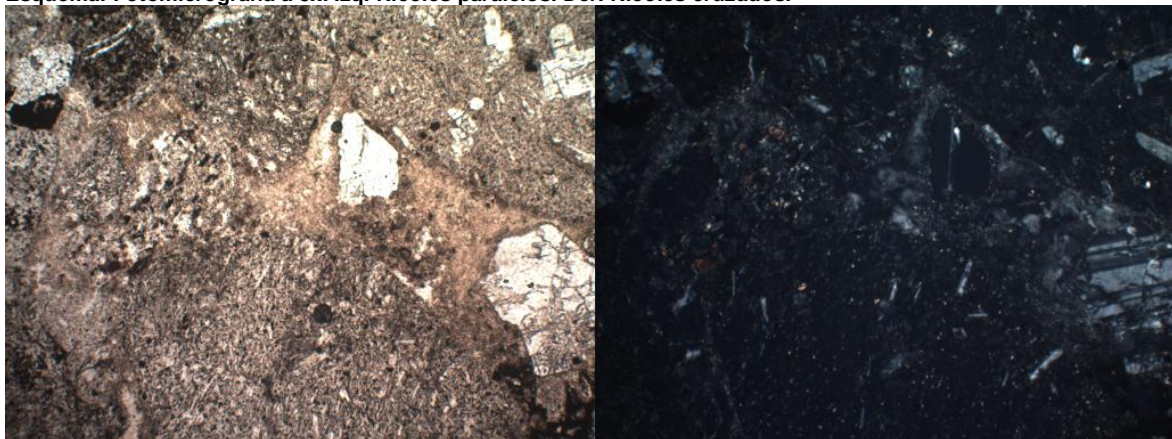
Nombre de la Roca: Andesita de piroxeno

ET17-1707 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 60%, Past: 40%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Conglomerado arenoso polimictico, clasto soportado. Los fragmentos líticos varían de angulosos a redondeados, en su gran mayoría son volcánicos, alcanzando hasta 4 mm, también hay fragmentos líticos sedimentarios y fragmentos cristalinos de plagioclasa, epidota, piroxeno y cuarzo. La matriz no se logra identificar.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 30%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	12	Argilización	Cristales tabulares maclados y algunos zonados, de 0.1 a 4 mm, subhedrales y angulosos.
Epidota	5	No se observa	Cristales de 0.8 a 1.8 mm, subhedrales, subredondeados, muy fracturados.
Ortopiroxeno	7	No se observa	Cristales de 0.4 a 0.7 mm, subhedrales, fracturados de bordes subredondeados y algunos maclados.
Cuarzo	6	No se observa	Cristales subangulosos anhedrales de hasta 1.4 mm

Fragmentos líticos: 65%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Agregado de sílice microcristalino	16	No se observa	Clastos subangulosos a redondeados, de esfericidad intermedia de 1 a 4 mm, principalmente de chert aunque algunos presentan cristales de mayor tamaño (0.5 mm) intercrecidos.
Volcánicos	43	Hematitizados	Clastos angulosos a subangulosos de 0.3 a 4 mm, poco esféricos, con microlitos de plagioclasa y matriz opaca. Algunos además presentan cristales epidotitizados.
Sedimentarios	6	Argilización	Clastos redondeados y subsféricos de grano fino, algunos con cristales de plagioclasa.

Cemento: 5%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
No se logra identificar	5	

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	40
Arena muy gruesa	15
Arena gruesa	13
Arena media	12
Arena fina	7
<Arena fina	13

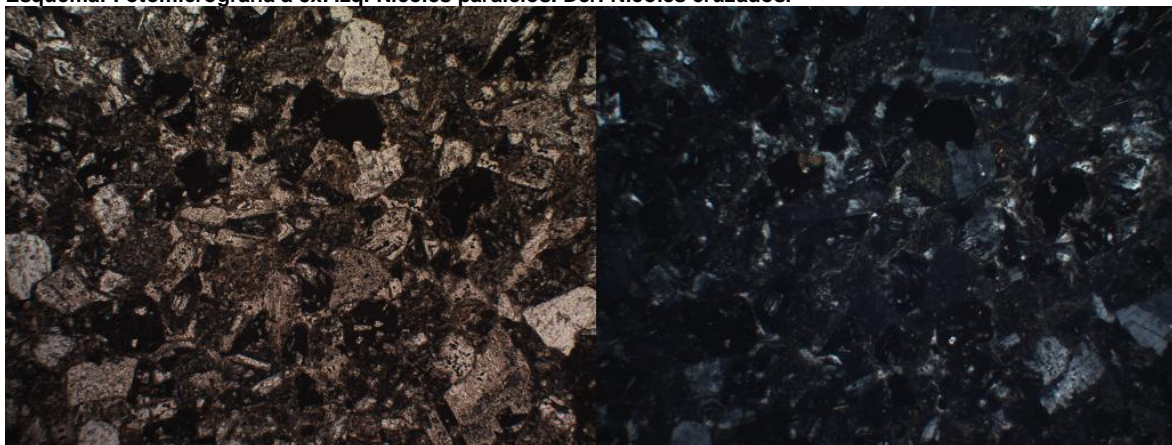
Nombre de la Roca: Conglomerado arenoso

ET20-2007 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 50%, Past: 50%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca media a gruesa polimíctica, de selección media, clasto soportada, compuesta principalmente por clastos subangulosos volcánicos de hasta 2 mm, algunos parcialmente hematitizados y cristales angulosos de plagioclasa, ortoclasa y cuarzo de 1,3 mm en promedio, como trazas se identifica augita y calcedonia.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 57%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Calcedonia	4	No se observa	Diseminada en la matriz ocurren entre clastos volcánicos yuxtapuestos.
Plagioclasa	20	Argilización	Cristales con macla polisintética, de 0.5 a 1.8 mm, angulosos y subhedrales
Augita	2	No se observa	Cristales fracturados anhedrales y subredondeados de 0.2-0.8 mm
Ortoclasa	20	Argilización	Cristales subhedrales subangulosos a angulosos de 0.4-1-6 mm
Cuarzo	11	No se observa	Cristales subredondeados anhedrales de 0.8-1.6 mm, diseminados en la matriz

Fragmentos líticos: 30%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	23	Hematización	Clastos angulosos a redondeados con microlitos de plagioclasa de 0.3 a 2.5 mm
Opacos	7	No se identifica	Irregulares y subredondeados de 0.4 a 0.8 mm

Cemento: 12%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Sílice microcristalino	12	Equigranular, en algunas zonas se presenta mezclado con óxidos de hierro y toma colores anaranjados.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	7
Arena gruesa	32
Arena media	23
Arena fina	12
<Arena fina	26

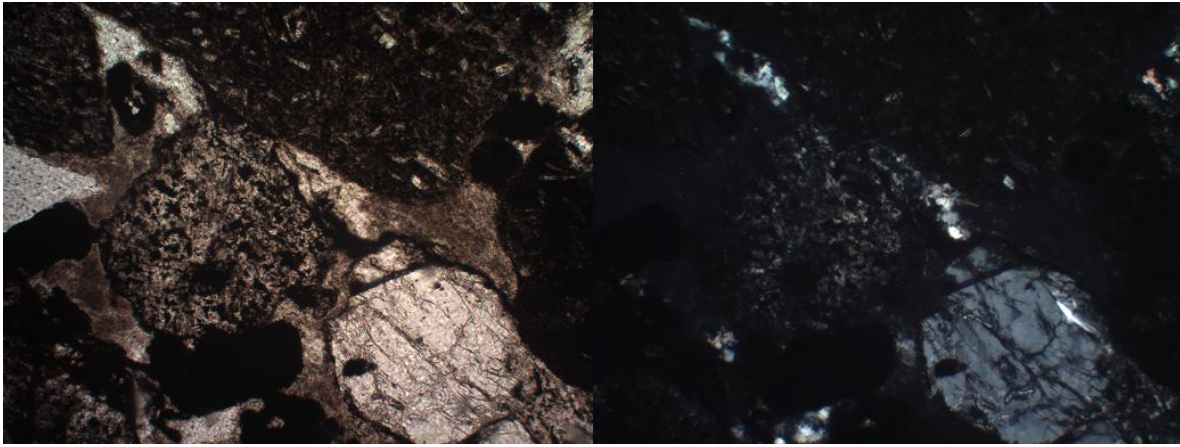
Nombre de la Roca: Arenisca de grano medio a grueso

ET27-1707 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 53%, Past: 47%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Conglomerado rojizo clasto soportado, de selección mala, polimictico, cuyos clastos son principalmente volcánicos y tienen tamaños entre 0,3 a 12 mm. Se presentan fragmentos cristalinos de plagioclasa y piroxeno. El cemento corresponde a óxidos de hierro y sílice amorfa.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 16%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	10	Argilización	Fragmentos tabulares subhedrales de 0.3 a 1.7 mm.
Piroxeno	6	No se observa	Fragmentos subhedrales, subangulosos de hasta 1.5 mm.

Fragmentos líticos: 69%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	44	Hematización	Clastos redondeados a subredondeados de baja esfericidad de 0.3 a 12 mm con microlitos de plagioclasa.
Opacos	25	Hematización	Clastos subredondados a subangulosos de 0.5 a 2 mm

Cemento: 15%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Oxidos de hierro	8	Homogéneo
Sílice	7	Cemento homogéneo amorfo a veces como menisco.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	43
Arena muy gruesa	18
Arena gruesa	12
Arena media	10
Arena fina	7
<Arena fina	13

Nombre de la Roca: Conglomerado arenoso

ET30-1307

Textura/Fábrica/Estructura: Seriadada-de reabsorción de anfífolas/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: roca ígnea intrusiva, de textura porfídica, con fenocristales de anfíbola, plagioclasa y feldespato potásico.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	< 0,5 mm	-	-
Tamaño 2	1 a 2 mm	-	-
Tamaño 3	2 a 6 mm	-	-

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	50	Esmectita, arcillas, albíta y calcita	Cristales Subhedrales de tamaños 1 y 2
Feldespato potásico	40	Arcillas y esmectita	Formando parte de la masa fundamental, en cristales de tamaño 1.
Anfífolas	10	Frescas	Son subhedrales y poseen textura de reabsorción donde aparecen abundantes minerales opacos

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcilla	15	Alteran feldespato potásico y plagioclasa

Albita	3	altera a algunos fenocristales de plagioclasa
Esmectita	20	altera a la masa fundamental y a algunos fenocristales de plagioclasa
Calcita	1	Altera algunos cristales de plagioclasa

Nombre de la Roca: Monzonita de anfíbola

LC1-05-04

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 70%, Past: 30%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Conglomerado lítico de color rojizo con totalidad de fragmentos líticos.

Fragmentos cristalinos: 0%

Fragmentos líticos 70:

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	70	Arcillas	Clastos de andesitas porfídicas y de tobas amarillas.

Cemento:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Hematita	20	-
Arcillas	10	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	50
Arena muy gruesa	20
Arena gruesa	30
Arena media	0
Arena fina	0
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Conglomerado lítico

LC1-1409

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 75%, Past: 25%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca grisácea muy rica en cristales de feldespatos.

Fragmentos cristalinos: 27%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	5	No presenta	Mono y policristalino
Feldespatos	20	Arcillas y Calcita	Principalmente plagioclasas que se encuentran zonadas
?	2	-	Mineral, anhedral, con colores de interferencia muy similares a los de un piroxeno, con relieve medio-alto, que presenta extinción en abanico, de hecho su pleocroísmo es en abanico también, pasando de café oscuro a café claro (estauroлита)

Fragmentos líticos 58%:

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	58	Epidota << 1%	Clastos volcánicos andesíticos-basálticos, con una matriz de color negro y pequeñas plagioclasas, que varían en su abundancia en el total del clasto, las plg suelen ser de 0,01 a 0,5mm.

Cemento:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Calcita	10	-
Sílice	5	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	30
Arena media	70
Arena fina	0
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Wacka lítica

LC1-1409B

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 73%, Past: 28%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca de color café-morado rica en cuarzo.

Fragmentos cristalinos: 63%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	60	No presenta	Mono y policristalino
Feldespato	10	-	-
Opacos	20	-	-

Fragmentos líticos 10%:

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	10	-	Andesitas, basaltos y tobas

Cemento:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Hematita	5	-
Sílice	5	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	60
Arena media	20
Arena fina	20
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Subarcosa a sublitarenita

LC1-1509

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 75%, Past: 25%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca masiva de color gris.

Fragmentos cristalinos: 39%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	1	No presenta	-
Feldespato	38	Albitización	En cristales de tamaño menor a 0,1 mm

Fragmentos líticos: 37%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	27	Epidotas	Andesíticos con plagioclasas muy finas, tabulares, albitizadas.
Sedimentarios	10	No presenta	Areniscas y cuarzo policristalino

Cemento: 24%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Clorita	10	-
Calcita	10	-
Arcillas	4	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	10
Arena media	65
Arena fina	15
<Arena fina	10

Nombre de la Roca: Arenita arcósica

Alteración: presenta fuerte hematización, algunas amígdalas rellenas de ceolitas, se observó una amígdala rellena de prehnita. En algunos sectores de la matriz se observa clorita <1% de la roca. En menor medida se observa epidota alterando la matriz, esta se encuentra en contacto con clorita. Los feldespatos, todos, se encuentran alterados en un 30% a albita. El mineral de alteración

más abundante es la sericita 50% que se encuentra alterando tanto la matriz como los clastos, luego la clorita 30% principalmente en la matriz, luego la epidota 20%. El % de roca alterada es del 20%.

Asociación: Clorita-epidota; Sericita-clorita; Sericita-Epidota; Epidota-Albita

LC2-2504

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa/planar.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales:

Cristales: 10%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	10	Ceolitización	Presentan forma tabular con bordes rectos.

Fragmentos líticos: 15%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos	15	Hematita- ceolitas-arcillas	En general presentan formas alargadas. Presentan tamaños de 0.2 a 0.8 mm. En algunos es posible distinguir una textura porfídica, con plagioclasas de 0.05 mm. Son de color café rojizo o de matriz opaca.

Juveniles: 50%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	50	Ceolitas-hematita	Fiammes que presentan tamaños de 0.05 a 0.7 mm.

Matriz: 20 %: Se compone en un 100 % por pómez, que se encuentra ceolitizada y hematitizada

Nombre de la Roca: Toba vítrea

LC3-1006

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica (hidrotermal?)/isótropa/homogénea. Esq: 60%, Past: 40%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Brecha color café claro, matriz soportada, con clastos compuestos principalmente por tobas soldadas de color café claro y algunos cristales, los que suelen presentar bordes con ángulos agudos. En la matriz se reconocen cristales de plagioclasa y cuarzo.

Fragmentos cristalinos: 15%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	13	Arcillas, epidota y sericita	Cristales tabulares, conforman un 60% de la matriz.
Feldespato K	2	Arcillas y Calcita	Tienen en general 0,3 – 0,4 mm, con bordes muy angulosos. Forman en cerca de un 30 % de la matriz.
Clinopx	>1	Arcillas	De 0,2 a 0,3 mm, subhedrales

Fragmentos líticos: 40%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	40	Arcillas, epidota y ceolitas	Tobas soldadas sin líticos y con microlitos de plagioclasa y feldespato potasio de hasta 1 mm. Los clastos presentan bordes nítidos con vértices muy agudos, y son de 0,2 a 1,2 cm.

Cemento: 35%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Ceolita	25	Como con cristales de tamaño menor a 0,01 mm hasta 0.15 mm.
Opacos	10	En general se presentan rodeando cúmulos de cristales de ceolitas al igual que algunos líticos.

Nombre de la Roca: Brecha lítica?

LC3-1306

Textura/Fábrica/Estructura: Porfídica /isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de color gris oscuro, textura porfídica y composición andesítica.

Tamaño de grano:

Tamaño	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	2 - 15 mm	10	Plg
Tamaño 2	0.2 - 1 mm	90	Plg

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	85	Arcillas	Se encuentra en minerales ehedrales tabulares.
Piroxeno	15	-	Cristales anhedrales, rellenando espacios entre las plagioclasas, con tamaños de 0,1 a 0,4 mm, en ocasiones tabulares.

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Sericita-Arcilla	5	Rellenando espacios entre los fenocristales de plagioclasa.

Nombre de la Roca: Andesita/Basalto de piroxeno

LC3-1509

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 80%, Past: 20%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca arcósica media, con redondeamiento regular a malo de los clastos.

Fragmentos cristalinos: 56%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Feldespatos	56	Arcillas, sericita, albita	-

Fragmentos líticos: 24%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	10	Clorita	En general son andesíticos.

Cemento: 20%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcillas	20	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	10
Arena media	40
Arena fina	20
<Arena fina	20

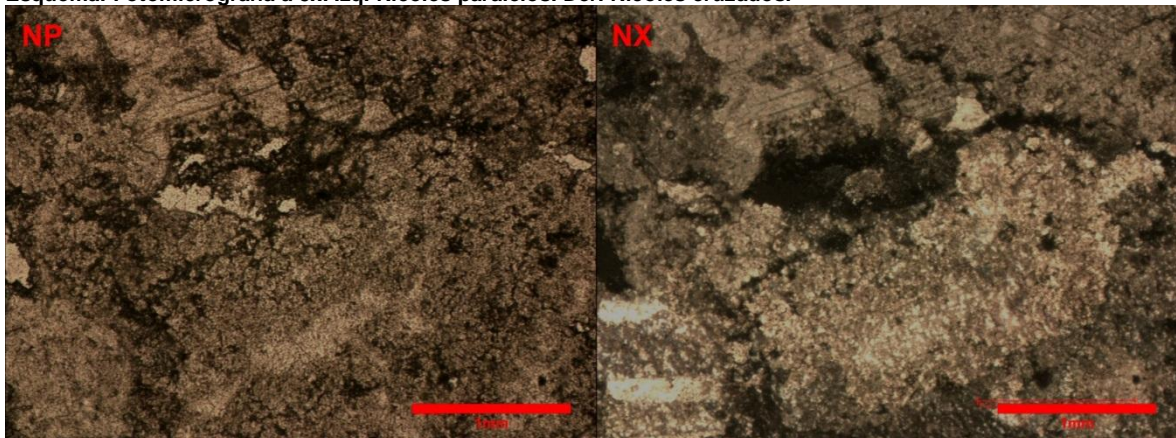
Nombre de la Roca: Arcosa media

LC4-2604 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Roca sedimentaria química/isótropa/homogénea. Esq: 0%, Past: 100%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Roca carbonatada pseudoesparítica, no se observan aloquemos por lo que la muestra se compone por matriz y cemento en su totalidad. Presenta un crecimiento secundario bastante notorio que dificulta separar los carbonatos de la matriz de los del cemento.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Matriz: 80%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
---------	---	------------	---

Calcita	60	No se observa	Granos intercrecidos de 0,5 mm hasta 5 mm
Arcilla (grano)	20	No se observa	Esparcida homogéneamente en la muestra y muchas veces mezclada con los carbonatos.

Cemento: 20%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Carbonatico	20	Esparítico, producto del sobrecrecimiento de los granos, no se diferencia el tipo de cemento.

Nombre de la roca: Caliza pseudoesparítica

LC5-1509

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 80%, Past: 20%

Fragmentos cristalinos: 30%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Feldespato	30	Arcillas, albitas y epidotas	-

Fragmentos líticos: 40%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	40	Epidota	Andesíticos-basálticos, con plagioclasas de tamaños variables en una masa fundamental negra opaca
Opacos	8	No presenta	-

Cemento: 30%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Clorita	30	En ocasiones como menisco.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	20
Arena media	60
Arena fina	20
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Arenita media lítica

LC6-1409

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 20%, Past: 80%

Fragmentos cristalinos: 8%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	8	No presenta	-

Fragmentos líticos: 14

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	2	Clorita	-
Agregados de sílice	12	No presenta	-

Cemento:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcillas y hematita	78	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	0
Arena media	0
Arena fina	0
<Arena fina	100

Nombre de la Roca: Cuarzwacka/limo

Alteración: presenta fuerte hematización, algunas amígdalas rellenas de ceolitas, se observó una amígdala rellena de prehnita, otra rellena de clorita. Presenta algunos cristales de feldespato alterados parcialmente a sericita (5% de los clastos). En algunos sectores de la matriz se observa clorita <1% de la roca.

LC6-1609D**Textura/Fábrica/Estructura:** Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 70%, Past: 30%**Fragmentos cristalinos: 50%**

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	5	No presenta	-
Feldespatos	45	Albita	Principalmente plagioclasas, de hasta 1,3mm.

Fragmentos líticos: 20%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	13	Clorita	Lavas con plagioclasas de más de 0,3mm, hasta probablemente más de 1cm, la masa fundamental de estos clastos es vítrea.
Agregados de sílice	7	No presenta	-

Cemento:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcillas	30	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	0
Arena media	80
Arena fina	20
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Arcosa media**LC6-2504****Textura/Fábrica/Estructura:** Piroclástica/planar/bandeada.**Cristales: 25%**

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	25	Pervasivamente reemplazados a calcedonia	Mantienen su forma original tabular, con tamaños de 0,02 a 0,5 mm.

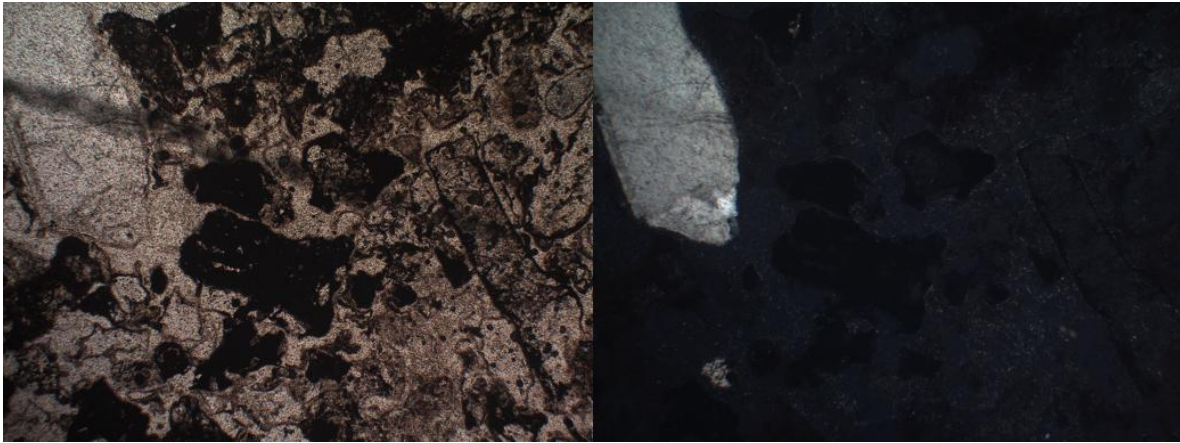
Fragmentos líticos: 15%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos	1	Hematita	Andesíticos, presentan colores anaranjados, rojizos y cafésosos, en general presentan buen redondeamiento, aunque algunos son en extremo angulosos. Tamaños de 0.5 a 2 mm.

Juveniles: 30%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	6	Intensa alteración a calcedonia. Algunos a esmectita.	Se distinguen por su forma irregular. Son de 0,1 a 2 mm

Matriz: 30 %, Se compone de fragmentos menores a 0,05 mm de opacos, cristales, juveniles, hematita y arcillas. Es de color café rojizo.**Nombre de la Roca:** Toba vítrea**LC9-0506A (Por Edwin González A.)****Textura/Fábrica/Estructura:** Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 40%, Past: 60%**Observaciones microscópicas/megascópicas generales:** Litarenita guijarrosa rojiza, matriz soportada, con clastos irregulares de "sílice amorfo" y hematita, subangulosos a subredondeados de 0.5 a 2 mm, de mala estructuralidad. También se observan cristales de cuarzo de hasta 3 mm subhedrales, de buena estructuralidad y clastos de cuarzo microcristalino de 1.5 mm. El resto de la roca en particular los clastos hematitizados son de difícil identificación aunque en algunos se logra reconocer una textura traquítica (microlitos de plg) relictos.**Esquema:** Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 1%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	1	Ninguna	Cristales alargados, de 0.2 a 3 mm, subhedrales y de buena estructuralidad.

Fragmentos líticos: 70%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Opacos volcánicos	10	Hematitización	Clastos subangulosos de 0.5 a
Opacos clásticos	20	Hematitización	Clastos irregulares de 0.5 a 4 mm, subangulosos a subredondeados.
Opacos	5	Hematitización	Clastos irregulares sin estructura relicta de 1 a 2 mm.
Chert	5	Hematitización/ Argilización	Clastos subangulosos de bordes hematitizados de 0.3 mm en promedio.

Cemento: 29%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Sílice Amorfo	29	Homogéneo en toda la roca, del tipo menisco.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	27
Arena muy gruesa	29
Arena gruesa	17
Arena media	9
Arena fina	8
<Arena fina	10

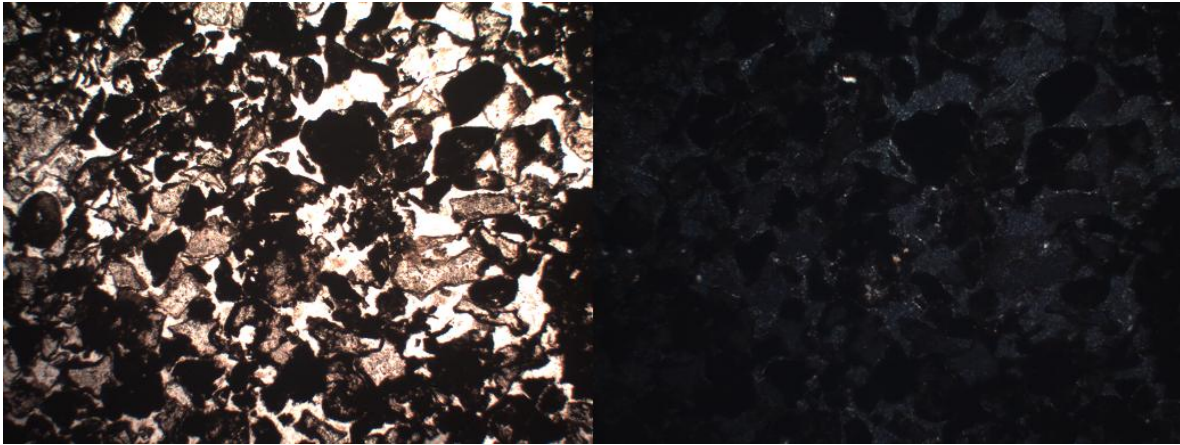
Nombre de la Roca: Litarenita guijarrosa

LC9-0506B (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 50%, Past: 50%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca gruesa a muy gruesa de color rojizo, clasto soportada al 50%, la pasta está compuesta principalmente de clastos de sílice amorfo, clastos alterados a óxidos de hierro y cuarzo microcristalino como cemento, mientras que el esqueleto corresponde a clastos de una selección media de 0.8 a 2 mm, en algunos se reconoce una textura clástica relicta hematitizada mientras que otros son completamente opacos, otros clastos se componen de sílice microcristalina, en general son subangulosos y de formas irregulares. Se observan sets de vetillas cortando todo el corte de 0.05 mm de espesor y con sílice de relleno.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Fragmentos cristalinos: 10%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	7	No se observa	Cristales prismáticos subhedrales, subangulosos de buena estructuralidad y hasta 0.4 mm de diámetro, diseminados en la matriz aunque algunos se presentan como cúmulos
Piroxeno	3	No se observa	Cristales verde azulados, anhedrales de 0.1 a 0.2 mm de diámetro, subangulosos, diseminados por la matriz o dentro de algunos clastos opacos

Fragmentos líticos: 70%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Opacos	30	Hematización	Clastos irregulares de 0.4 a 1.6 mm, subangulosos.
Opacos clásticos	22	Hematización	Clastos subredondeados de esfericidad media e irregulares con tamaños de 0.2 a 3.5 mm.
Sílice microcristalino	18	No se observa	Clastos de 0.05 a 0.8 mm, subangulosos a redondeados.

Cemento: 20%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Sílice microcristalino	15	Equigranular, menisco.
Óxidos de hierro	5	Bordeando cristales de sílice y clastos hematizados

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	7
Arena muy gruesa	24
Arena gruesa	26
Arena media	22
Arena fina	9
<Arena fina	12

Nombre de la Roca: Litarenita guijarrosa

LC9-0606

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica-piroclástica?/isótropa/homogénea. Esq: 45%, Past: 55%

Observaciones generales: Roca clástica, matriz soportada, de mala selección, con clastos volcánicos de redondeamiento regular a malo y cristales muy mal redondeados. La matriz es opaca

Fragmentos cristalinos: 15%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	1	-	Cristales anhedrales, subangulosos de 0,1 mm.
Feldespatos K	3	Arcillas	Cristales subhedrales de 0,1 a 0,3 mm.
Plagioclasa	11	Arcillas y albita	Cristales subhedrales a ehedrales de 0,1 a 0,6 mm.

Fragmentos líticos: 30

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	30	Arcillas y esmectita	Andesíticos-basálticos

Cemento: 55%

Mineral	%	Modo de ocurrencia

Hematita	55	Color café rojizo
----------	----	-------------------

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	10
Arena muy gruesa	10
Arena gruesa	20
Arena media	20
Arena fina	10
<Arena fina	30

Nombre de la Roca: Wacka lítica

Alteración: Presenta cerca de un 5% de amígdalas, estas tienen formas irregulares y tamaños de hasta 1 mm, se encuentran rellenas de ceolitas, arcillas y esmectitas.

LC10-2203

Textura/Fábrica/Estructura: Porfídica, afanítica, traquítica/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de color gris oscuro, textura porfídica y composición andesítica.

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	90	Ceolita	Cristales tabulares de 0,05 mm
Clinopx	5	Esmectita	Forma prismática, con extinción oblicua. Tamaño de 0,05 mm.
Magnetita	5	-	Cristales anhedrales opacos, de tamaño variable, menores a 0,05mm

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Esmectita	25	Se encuentra alterando a los piroxenos y también fuera de estos, entre las plagioclasas. A nicoles paralelos se distingue fácilmente por su color amarillento-verdoso. A nicoles cruzados toma un color amarillo pálido.
Ceolitas	80	Se encuentra en amígdalas, cuyos bordes en general son limitados por cristales de plagioclasa de un largo considerable, también alterados. También se encuentra alterando a los cristales de plagioclasa
Calcita	<<1	En amígdalas en asociación con ceolita

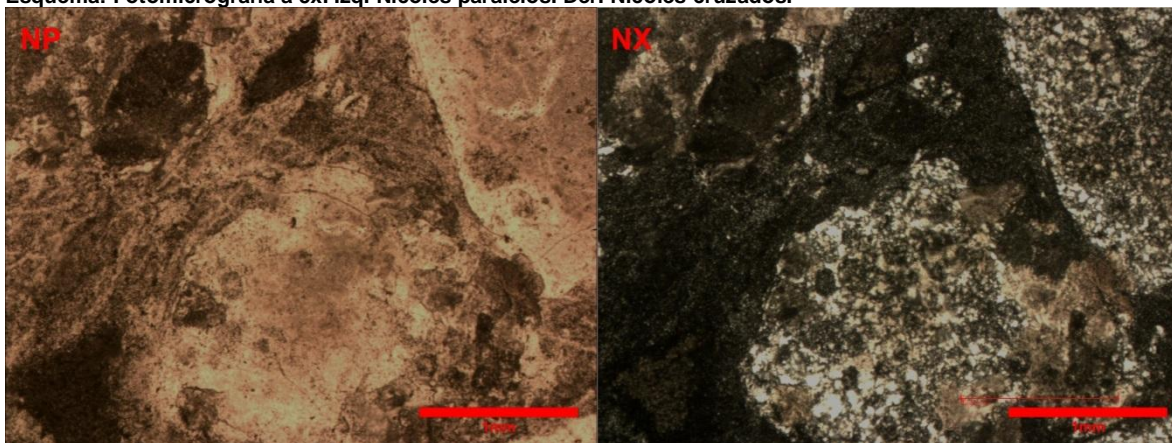
Nombre de la Roca: Andesita/Basalto de piroxeno

LC10B-0706 (Por Edwin González A.)

Textura/Fábrica/Estructura: Rx sedimentaria química/isótropa/homogénea. Esq: 50%, Past: 50%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Precipitado de fangolita calcárea, compuesto de micrita (24%) y agregados de cuarzo microcristalino (chert) con cemento pseudoesparítico. La matriz (47%) es de color grisáceo y está compuesta de arcilla. El 3% de cemento es carbonatico. No se observan aloquemos.

Esquema: Fotomicrografía a 5x. Izq. Nicoles paralelos. Der. Nicoles cruzados.



Esqueleto: 50%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Chert	26	No se observa	Fragmentos de hasta 6 mm de diámetro, irregulares
Micrita	24	No se observa	Fragmentos de hasta 4 mm de diámetro, irregulares, subredondeados,

		con crecimiento secundario y bordes suturados.
--	--	--

Cemento: 50%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Pseudoesparita	3	Cemento recristalizado microestalactítico, no se logra determinar el tamaño de grano.

Nombre de la Roca: Marga

LC13-0606

Textura/Fábrica/Estructura: traquítica, porfídica/planar/homogénea.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0.1 – 0.3 mm	90	plg, px
Tamaño 2	0.4 – 0.6 mm	10	plg

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	95	Arcillas y esmectitas	Se encuentra en minerales ehedrales tabulares.
Piroxeno	5	Esmectita	Cristales anhedrales a subhedrales de 0,02 a 0,2 mm.

Estructuras: Presenta zonas brechizadas, de bordes difusos, donde los clastos son idénticos a la roca caja, además de cristales de plagioclasa y cuarzo. Estas brechas presentan menos de un 5% de esta roca.

Presenta también una vetilla de 0,1 mm de ancho, rellena de cuarzo microcristalino.

Presenta algunas amígdalas de forma muy irregular, de 1 a 5 mm de diámetro, rellenas de arcillas y cuarzo, desde cuyos bordes nacen una serie de vetillas orientadas paralelas a la foliación principal de la roca, las que también se encuentran rellenas de cuarzo y arcillas. Estas amígdalas componen cerca de un 10% de la roca.

Alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Ox. de Fe	10	Alterando zonas brechizadas
Esmectita	20	Se encuentra alterando selectivamente los cristales de piroxeno. También es posible observarla alterando parcialmente (10 – 25%) algunos cristales de plagioclasa. Y altera a la masa fundamental en un 5% de manera diseminada.
Arcillas	5	Altera minerales de plagioclasa.

Nombre de la Roca: Andesita/basalto de piroxeno

LC13-1509

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Roca piroclástica muy rica en cristales, de muy buena selección, con fragmentos líticos angulosos e inmersos en una matriz vítrea de color rojizo. Presenta un 70% de piroclastos.

Cristales: 71%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Feldespato K	42	Argilización	Anhedrales, con bordes muy angulosos. Algunos presentan embahiamientos o texturas de reabsorción.
Plagioclasa	18	Albitización	Anhedrales, con bordes muy angulosos.
Qtz	11	-	-

Fragmentos líticos: 4%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos	4	-	Mal redondeados.

Juveniles: 0%

Matriz: 25 %: es de color café claro a nicoles paralelos y rojo a nicoles cruzados. Se pueden distinguir en esta pequeños cristales de feldespato y fragmentos líticos menores a 0.05 mm. El resto de la matriz es una masa homogénea que probablemente se componga de vidrio y pequeños cristales.

Nombre de la Roca: Toba cristalina de ceniza

LC13-2203

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba cristalina. Presenta un 60 % de fragmentos piroclásticos.

Cristales: 45%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	45	-	Cristales anhedrales a subhedrales tabulares, de 0,1 a 5 mm. En general se encuentran zonados.

Fragmentos líticos: 4%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos porfídicos	-	En ocasiones presentan un halo de óxidos de hierro	Fragmentos de hasta 1mm, bien redondeados. Presentan fenocristales de plagioclasas de hasta 0,3mm, en una masa fundamental muy fina, con las plagioclasas orientadas en una dirección.
Riolitas			Fragmentos de hasta 2 mm, compuestos por un mosaico de sílice microcristalino, con fenocristales de feldespato con macla de albita.

Juveniles: 21%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	21	-	Fiammes de 0,1 a 1,5mm de largo, se encuentran en una dirección preferencial.

Matriz: 30 %: Es de tamaño ceniza fina, está compuesta casi en un 80% de vidrio totalmente alterado a óxidos de Fe. También tiene mosaicos irregulares de sílice (15%) que se encuentran acumulados y diseminados, quizá producto de la alteración del vidrio. Por último, la matriz presenta pequeños cristales opacos (5%).

Nombre de la Roca: Toba cristalina

LD1-1601

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 80%, Past: 20%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Wacka lítica a arcósica de color gris compuesta principalmente por fragmentos cristalinos del cuarzo y feldespato potásico.

Fragmentos cristalinos: 10%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	35	No presenta	Cristales con redondeamiento regular a malo
Feldespato K	20	Arcillas y Calcita	En cristales de tamaño menor a 0,1 mm
Plagioclasa	5	Calcita	Cristales tabulares

Fragmentos líticos:

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	10	Ceolitas	Se distinguen algunos fragmentos que pudieran ser de toba, pues su matriz está totalmente reemplazada a ceolitas. Asimismo algunos fragmentos son mosaicos de feldespato potásico que pudieran ser riolitas
Agregados de sílice	15	No presenta	Presentan redondeamiento regular a bueno.

Cemento:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Calcita	10	En ocasiones como menisco.
Sílice	5	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	0
Arena media	5
Arena fina	70
<Arena fina	25

Nombre de la Roca: Wacka lítica a arcósica

LD1-1601B-A

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 80%, Past: 20%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Litarenita conglomerádica masiva con abundantes clastos sedimentarios e ígneos ácidos.

Fragmentos cristalinos: 10%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	7	No posee	Se presenta en cristales con buen redondeamiento. No

			poseen extinción ondulosa.
Feldespatos K	2	Arcillas, hasta en un 15%	-
Plagioclasa	1	Arcillas, hasta en un 50 %	Cristales tabulares con bordes redondeados

Fragmentos líticos:

Tipo de litico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Agregados de sílice	30	Clorita-Esmectita	Cristales de tamaño menor a 0,05mm
Riolitas?	35	-	Se componen principalmente de sílice y presentan fenocristales de feldespatos-K y de cuarzo principalmente, los que suelen presentar bordes de reabsorción o embahiamientos.
Tobas	10	Ceolitas	Presentan una matriz cristalina muy fina. En algunos es posible reconocer fiammes reemplazados totalmente por ceolitas.
Andesitas	5	Intensa alteración a arcillas	Presentan textura porfídica con fenocristales de plg.

Cemento:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
No se identificó	10	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	15
Arena muy gruesa	20
Arena gruesa	30
Arena media	20
Arena fina	15
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Litarenita conglomerádica

LV1-0204

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 50%, Past: 50%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Conglomerado arenoso, con clastos andesíticos y matriz muy rica en cristales de plagioclasa.

Fragmentos cristalinos: 21%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	<1	No presenta	Cristales pequeños menores a 0,1 mm.
Feldespatos K	10	Arcillas y esmectita	Se presenta en cristales de hasta 2 mm, muy mal redondeados, anhedrales.
Plagioclasa	10	Arcillas, clorita-esmectita y albita	Cristales tabulares, muy mal redondeados.
Cpx	1	Sericita, clorita-esmectita y arcillas.	-

Fragmentos líticos: 29%

Tipo de litico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Volcánicos	29	Clorita-esmectita y arcillas.	Son todos clastos andesíticos porfídicos, muy similares a la composición de la matriz de la roca, por lo que se hace difícil distinguirlos. Algunos presentan feldespatos potásico y cuarzo, mientras otros solo plagioclasas.

Cemento: 30%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Ceolitas?	30	Es muy difícil de distinguir porque presenta un tamaño de cristales muy pequeño y se encuentra en general muy alterado a esmectita y arcillas. Es probable que sea cemento de ceolitas.

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	30
Arena muy gruesa	30
Arena gruesa	20
Arena media	10
Arena fina	10
<Arena fina	0

Nombre de la Roca: Conglomerado arenoso

LV1-0404

Textura/Fábrica/Estructura: Porfídica/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava andesítica de clinopiroxeno con textura porfídica e intensa alteración a calcita y arcillas.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0,5 a 3 mm	10	Feldespatos potásico y plagioclasa
Tamaño 2	0,2 a 0,4 mm	90	Plagioclasa

Mineralogía:

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	68	Intensa alteración a arcillas.	-
Feldespatos potásico	30	Intensa alteración a arcillas.	Suele presentarse en cristales subhedrales con formas rectangulares.
Cpx	1	Arcillas	Presentan formas subhedrales y comúnmente se les encuentra en cúmulos.
Opacos	1	-	Forman parte de la masa fundamental

Cemento: 30%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Calcita	10	Se encuentra diseminada en la masa fundamental.
Arcillas	30	Alterando los feldespatos

Nombre de la Roca: Andesita de piroxeno

LV1-2408

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba vítrea. Presenta un 24 % de fragmentos piroclásticos.

Cristales: 8%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	7	Hematita en vetillas, arcillas	Cristales subhedrales tabulares, algunos con vértices muy angulosos. Presentan tamaños de 0,1 a 3 mm
Clinopx	<1	Arcillas	Cristales prismáticos de 0,2 a 0,5 mm

Fragmentos líticos: 1%

Tipo de lítico	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Andesíticos porfídicos	-	Alteración pervasiva a esmectita, clorita, arcillas y mxs opacos	Se distinguen por su forma redondeada, presentan tamaños de 0,5 a 1,2 mm

Juveniles: 15%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	15	Reemplazados a minerales opacos, hematita y ceolitas	Fiammes de 0,5 a 1 cm

Matriz: 30 %: Esta se compone casi exclusivamente de fiammes de tamaño menor a 0,5 mm y en menor medida (5 %) de minerales opacos.

Nombre de la Roca: Toba vítrea

Alteración: Ceolitas: altera cerca de un 5 % de la roca, se encuentra rellenando vetillas y amígdalas de hasta 2 mm de ancho. Presenta una forma acicular. Los cristales alcanzan los 2 mm de largo. En algunos sectores las vetillas rellenas por este mineral se encuentran brechizando a la toba, dando paso a una brecha monomítica con clastos idénticos a los de la roca caja y cristales de plagioclasa, cuya matriz es un mineral de color naranja claro, probablemente algún oxi/hidróxido de hierro. Clorita/Esmectita: Altera un 3 % de la roca de manera diseminada en la matriz y en algunos fragmentos líticos.

LV2-1709A

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba vítrea. Presenta un 15 % de fragmentos piroclásticos.

Cristales: 5%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Feldespatos K	5	Fuerte alteración a arcillas. Leve a esmectita.	Fenocristales subhedrales de 0,4 a 1,5 mm.

Fragmentos líticos: 0%

Juveniles: 10%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Pómez	10	Reemplazados a arcillas, ceolitas y en menor medida esmectita.	Fiammes de bordes poco nítidos y un tamaño de 0.4 a 2 mm. Presentan, a nicoles paralelos, un color gris-amarillo, con cerca de un 10 % de máficos en su interior

Matriz: 30 %: Se compone de la masa originalmente vítrea de la toba, totalmente reemplazada a arcillas y ceolitas, presenta cerca de un 3 % de máficos.

Nombre de la Roca: Toba vítrea brechizada

Alteración: Alteración: 46 % de la roca
30% ceolitas
15% arcillas
1 % clorita - esmectita

La muestra presenta zonas con intenso vetilleo que alcanzan a brechizar la roca, estas vetillas ocupan cerca de un 20 % de la muestra y se componen de 40 % de ceolitas, 40 % de arcillas y en un 20 % de cristales de plagioclasa, feldespato y cuarzo, angulosos y de tamaño en promedio de 0.06 mm.

LV2-1709C

Textura/Fábrica/Estructura: Piroclástica/isótropa.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Toba vítrea. Presenta un 15 % de fragmentos piroclásticos.

Cristales: 10%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Plagioclasa	10	Alteración a albita y arcillas hasta en un 40% de los cxs.	Fenocristales subhedrales a ehuedrales de 0,6 a 1,6 mm.

Fragmentos líticos: 5%

Tipo	%	Alteración	Modo de ocurrencia
Andesíticos	5	Clorita-esmectita	Bien redondeados, con tamaños de 0,2 a 1,6 mm.

Juveniles: 0%

Matriz: 85 %: Se compone de la masa originalmente vítrea de la toba, totalmente reemplazada a arcillas y ceolitas, presenta cerca de un 3 % de máficos.

Nombre de la Roca: Toba vítrea

LV5-1709

Textura/Fábrica/Estructura: Clástica/isótropa/homogénea. Esq: 40%, Past: 60%

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Arenisca muy fina de color rojizo, con cerca de un 40% de clastos, siendo estos de muy buena selección y mal redondeamiento.

Fragmentos cristalinos: 40%

Mineral	%	Alteración	Características especiales/modo de ocurrencia
Cuarzo	26	No presenta	-
Feldespato	5	Arcillas y Calcita	-
Opacos	9	-	-

Fragmentos líticos: 0%

Cemento y matriz: 60%

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Hematita	-	-

Mezcla:

Tamaños de grano	%
Gránulos	0
Arena muy gruesa	0
Arena gruesa	0
Arena media	0
Arena fina	10
<Arena fina	90

Nombre de la Roca: Cuarzwacka a wacka arcósica

Alteración: se observa una amígdala pequeña rellena de pumpeyita. Presenta también amígdalas de mayor tamaño, de 3mm de diámetro rellena por ceolitas y caliza (parece más sericita, pero en la muestra de mano estas amígdalas efervescen, algunas solo levemente) en contacto, estas ocupan un 5-10% de la roca total. La matriz rojiza evidencia una intensa alteración a hematita.

PP2-1601

Textura/Fábrica/Estructura: Porfídica, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno. Ambos tipos de fenocristales presentan bordes de reabsorción. Fábrica lineal. Estructura homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Andesita de clinopiroxeno con textura porfídica e intensa alteración a hematita.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0.05 a 0.4 mm	60	98% plg, 2% cpx
Tamaño 2	0.5 a 1 mm	15	80% plg, 20 % cpx
Tamaño 3	2 a 10 mm	25	90% plg, 10 % cpx

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	95	Hematita en vetillas en los cristales de tamaño 2 y 3, llegando a afectar hasta el 70 % del cristal. El 50 % de los fenocristales presentan argilización.	Se presenta en los tamaños 1, 2 y 3, son cristales subhedrales.
Cpx	20	Presentan alteración a esmectita en cerca de un 5 %, a arcillas en un 2 %. Muchos presentan un halo de alteración a hematita.	Son anhedrales a subhedrales, en tamaños 1, 2 y 3.

Minerales de alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Hematita	30	En vetillas, cúmulos y diseminado
Arcillas	5	Altera fenocristales de plagioclasa y la masa fundamental
Esmectita	15	Diseminado en la masa fundamental y algunos cristales de plagioclasa.

Nombre de la Roca: Andesita de Piroxeno

PP3-1601B

Textura/Fábrica/Estructura: Porfídica/Isótropa/Homogénea

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de textura porfídica compuesta de minerales de plagioclasa, feldespato potásico y clinopiroxeno. Presenta alteración a esmectita, arcillas y hematita.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	0.4 a 3 mm	20	Plg, FeldK, Cpx
Tamaño 2	<0.4 mm	80	Plg, FeldK

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Feldespato Potásico	30	Arcillas, con mayor intensidad en la masa fundamental	Cristales subhedrales
Plagioclasa	60	Argilizados hasta en un 7%	Cristales subhedrales tabulares
Clinopx	5	Un 70 % de los cristales se encuentran pervasivamente alterados a esmectita.	
Opacos	5	-	-

Minerales de alteración:

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Arcillas	15	Altera feldespato potásico y plagioclasa
Esmectita	3	Altera totalmente cpx
Clorita	4	Rellena vesículas con formas irregulares
Calcita	1	En cúmulos

Asociaciones de alteración: CHL-ESM-CAL; ARC

Nombre de la Roca: Andesita de Piroxeno

QC3-0204

Textura/Fábrica/Estructura: Seriada/isótropa/homogénea.

Observaciones microscópicas/megascópicas generales: Lava de composición traquítica, rica en fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico. Con intensa alteración a epidota y pumpellyta.

Tamaño de grano:

	Tamaño	%	Minerales
Tamaño 1	1 a 4 mm	25	Plg, feld-K
Tamaño 2	0.2 a 1 mm	25	Plg y feld-K
Tamaño 3	<0,1 mm	50	Masa fundamental

Mineralogía:

Mineral	%	Alteración	Características especiales/ Modo de ocurrencia
Plagioclasa	70	Arcillas	Se encuentran como fenocristales y en la masa fundamental.
Feldespato potásico	63	Arcillas, epidota	Los cristales de mayor tamaño se encuentran alterados a epidota. Estos se presentan anhedrales a subhedrales.
Anfíbola	5	Completa-mente reemplazadas por pumpeyita, epidota y esmectita	Forma tabular, llegando a medir hasta 1.1 mm.
Cuarzo	2		Cristales anhedrales de tamaño menor a 0,1 mm, y en cúmulos rellenando espacios entre otros minerales mejor formados.

Alteración :

Mineral	%	Modo de ocurrencia
Epidota	5	Alterando principalmente a los cristales de feldespato de tamaños 1 y 2 y escasamente diseminada en la masa fundamental.
Pumpeyita	2	Reemplazando anfíbolos y en escasas amígdalas.
Arcillas	10	Alterando a los feldespatos

Nombre de la Roca: Traquita de anfíbola

Anexo IV

Datos analíticos de dataciones U-Pb en circón

Datos analíticos muestra P16-2111. Clasto de toba Mb. Pitipeumo, Fm. Las Chilcas.

CORRECTED RATIOS													CORRECTED AGES (Ma)								
U (pp m)	Th (pp m)	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ² ³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ² ³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb / ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %	
001	125	73,9	0,591	0,0760	0,0160	0,1930	0,0390	0,0193	0,0009	0,0092	0,0011	-0,0188	123,4	5,6	178,0	32,0	1240,0	200,0	123,4	5,6	30,67
002	38,4	17,13	0,446	0,0690	0,0290	0,1780	0,0750	0,0194	0,0015	0,0085	0,0024	0,1148	123,8	9,2	177,0	71,0	1400,0	310,0	123,8	9,2	30,06
003	272	143,4	0,527	0,0523	0,0073	0,1290	0,0180	0,0182	0,0008	0,0064	0,0006	0,0670	116,2	4,8	126,0	17,0	550,0	140,0	116,2	4,8	7,78
004	48,1	23,7	0,493	0,0590	0,0190	0,1610	0,0500	0,0196	0,0009	0,0071	0,0014	-0,1707	125,1	5,8	153,0	41,0	1110,0	260,0	125,1	5,8	18,24
005	166	165	0,994	0,0483	0,0066	0,1280	0,0170	0,0187	0,0005	0,0055	0,0004	-0,1087	119,1	3,4	123,0	15,0	550,0	130,0	119,1	3,4	3,17
006	166,6	99,3	0,596	0,0638	0,0089	0,1530	0,0200	0,0178	0,0007	0,0075	0,0007	-0,1408	113,6	4,4	143,0	18,0	860,0	160,0	113,6	4,4	20,56
007	162,8	95,8	0,588	0,0495	0,0064	0,1190	0,0150	0,0175	0,0006	0,0062	0,0005	-0,0107	111,5	3,6	113,0	14,0	550,0	110,0	111,5	3,6	1,33
008	153,7	94,7	0,616	0,0531	0,0081	0,1210	0,0190	0,0170	0,0006	0,0062	0,0005	0,2207	108,6	3,7	115,0	17,0	590,0	130,0	108,6	3,7	5,57
009	226	216	0,956	0,0524	0,0068	0,1180	0,0140	0,0169	0,0006	0,0058	0,0004	0,0360	107,9	3,5	113,0	13,0	480,0	110,0	107,9	3,5	4,51
010	258	211	0,818	0,0501	0,0049	0,1250	0,0120	0,0179	0,0005	0,0059	0,0004	0,0350	114,3	2,9	119,0	11,0	419,0	95,0	114,3	2,9	3,95
011	249	131,8	0,529	0,0522	0,0066	0,1200	0,0160	0,0174	0,0006	0,0059	0,0006	0,1755	111,1	4,0	117,0	14,0	610,0	120,0	111,1	4,0	5,04
012	155,5	80,8	0,520	0,0495	0,0068	0,1310	0,0180	0,0190	0,0006	0,0050	0,0005	0,1641	121,1	3,7	123,0	16,0	650,0	130,0	121,1	3,7	1,54
013	136,7	71,5	0,523	0,0630	0,0100	0,1560	0,0240	0,0180	0,0007	0,0060	0,0006	-0,0957	115,2	4,2	149,0	20,0	930,0	150,0	115,2	4,2	22,68
014	198,2	125,3	0,632	0,0515	0,0059	0,1190	0,0130	0,0174	0,0006	0,0056	0,0005	0,0468	111,5	3,5	114,0	11,0	500,0	99,0	111,5	3,5	2,19
015	244	177	0,725	0,0493	0,0043	0,1210	0,0100	0,0180	0,0006	0,0056	0,0004	0,1740	114,8	3,6	115,5	9,2	312,0	83,0	114,8	3,6	0,61
016	185	122	0,659	0,0468	0,0060	0,1180	0,0160	0,0179	0,0006	0,0057	0,0004	0,2047	114,5	3,5	116,0	14,0	550,0	110,0	114,5	3,5	1,29
017	167	106,4	0,637	0,0520	0,0094	0,1250	0,0230	0,0176	0,0007	0,0067	0,0008	0,2507	112,4	4,5	118,0	21,0	790,0	160,0	112,4	4,5	4,75
018	246	206	0,837	0,0509	0,0074	0,1240	0,0190	0,0178	0,0007	0,0059	0,0005	0,3825	113,6	4,4	117,0	17,0	400,0	110,0	113,6	4,4	2,91
019	64	30,4	0,475	0,0760	0,0120	0,1860	0,0310	0,0177	0,0008	0,0090	0,0014	0,2266	113,2	5,3	175,0	25,0	1240,0	180,0	113,2	5,3	35,31
020	143,5	84,3	0,587	0,0537	0,0064	0,1290	0,0150	0,0183	0,0006	0,0060	0,0004	0,2691	116,6	3,7	122,0	14,0	560,0	100,0	116,6	3,7	4,43
021	493	800	1,623	0,0855	0,0059	0,1960	0,0140	0,0168	0,0004	0,0062	0,0003	0,1039	107,2	2,5	185,0	12,0	1340,0	100,0	107,2	2,5	42,05
022	209	171,3	0,820	0,0524	0,0066	0,1320	0,0140	0,0180	0,0006	0,0062	0,0005	-0,2777	114,7	3,8	128,0	12,0	420,0	100,0	114,7	3,8	10,39
023	27,4	10,98	0,401	0,1380	0,0360	0,3300	0,0780	0,0179	0,0014	0,0094	0,0017	-0,0502	114,1	9,2	286,0	61,0	2240,0	300,0	2240,0	300,0	60,10
024	325	236	0,726	0,0529	0,0069	0,1250	0,0150	0,0177	0,0006	0,0056	0,0004	-0,0640	113,0	3,5	122,0	15,0	610,0	200,0	113,0	3,5	7,38
025	173,4	113,8	0,656	0,0502	0,0055	0,1220	0,0130	0,0176	0,0005	0,0056	0,0004	0,1687	112,3	3,1	116,0	12,0	460,0	120,0	112,3	3,1	3,19
026	767	641	0,836	0,0497	0,0035	0,1219	0,0077	0,0178	0,0003	0,0059	0,0003	-0,2883	113,6	2,1	116,7	7,0	238,0	53,0	113,6	2,1	2,66

027	25,18	11,45	0,455	0,0750	0,0230	0,2040	0,0570	0,0189	0,0015	0,0064	0,0019	-0,0658	120,7	9,7	184,0	50,0	1560,0	240,0	120,7	9,7	34,40
028	135	77,9	0,577	0,0561	0,0067	0,1390	0,0160	0,0179	0,0006	0,0066	0,0006	0,2566	114,5	3,8	131,0	15,0	559,0	91,0	114,5	3,8	12,60
029	112,1	84	0,749	0,0469	0,0072	0,1210	0,0150	0,0177	0,0007	0,0059	0,0005	-0,1255	112,9	4,3	117,0	13,0	650,0	140,0	112,9	4,3	3,50
030	249	174	0,699	0,0484	0,0051	0,1100	0,0110	0,0171	0,0006	0,0056	0,0005	0,1156	109,0	3,7	106,0	10,0	420,0	110,0	109,0	3,7	-2,83
031	63,5	30,2	0,476	0,0530	0,0130	0,1260	0,0270	0,0180	0,0012	0,0059	0,0009	-0,0770	114,8	7,4	121,0	24,0	780,0	160,0	114,8	7,4	5,12
032	113,9	109	0,957	0,0880	0,0150	0,2210	0,0320	0,0182	0,0008	0,0075	0,0006	-0,3994	116,4	5,1	201,0	26,0	1380,0	210,0	116,4	5,1	42,09
033	82,9	42,7	0,515	0,0451	0,0072	0,1130	0,0190	0,0180	0,0007	0,0065	0,0008	0,1083	114,9	4,2	114,0	16,0	700,0	170,0	114,9	4,2	-0,79
034	401	466	1,162	0,0487	0,0045	0,1120	0,0100	0,0167	0,0003	0,0050	0,0003	-0,1549	106,8	2,1	109,1	9,2	304,0	84,0	106,8	2,1	2,11
035	107,4	99,7	0,928	0,0490	0,0100	0,1140	0,0220	0,0170	0,0007	0,0053	0,0004	-0,2677	108,4	4,5	108,0	20,0	590,0	140,0	108,4	4,5	-0,37

Datos analíticos muestra PP3-1601. Andesita de piroxeno, Miembro Pitipeumo, Formación Las Chilcas
ISOTOPE RATIOS²

Sample	U (ppm) 1	Th (ppm) 1	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		Best age (Ma)	±2S E	Disc %
				±2SE %	U	±2SE %	U	±2SE %	Th	±2SE %	±2S E		±2S E	±2S E							
Zircon-071	113,3	68	0,6	0,0562	0,0044	0,1246	0,009 6	0,01621	0,00047	0,00598	0,00033	0,13	103,6	3	118,8	8,1	504	93	103,6	3	12,79
Zircon-072	87,8	75,2	0,86	0,0698	0,0067	0,163	0,015	0,01699	0,00054	0,00656	0,00035	0,10	108,6	3,4	152	14	1026	90	108,6	3	28,55
Zircon-073	64,2	49	0,76	0,0655	0,0081	0,144	0,017	0,0162	0,00058	0,0054	0,00044	-0,04	103,6	3,6	135	16	950	170	103,6	4	23,26
Zircon-074	95,2	71,6	0,75	0,0509	0,0055	0,11	0,012	0,01575	0,00046	0,00548	0,00037	0,20	100,7	3	106	11	490	100	100,7	3	5,00
Zircon-075	146,8	141,5	0,96	0,0771	0,0062	0,174	0,014	0,01655	0,0004	0,00608	0,00031	-0,19	105,8	2,5	162	13	1098	91	106	3	34,69
Zircon-076	92,1	67,8	0,74	0,124	0,013	0,287	0,038	0,01697	0,00063	0,00911	0,00086	0,10	108,5	4	255	27	1990	110	1990	110	57,45
Zircon-077	45,9	22,87	0,5	0,0623	0,0072	0,128	0,013	0,01635	0,00064	0,00552	0,00052	-0,25	104,5	4,1	127	12	720	120	104,5	4	17,72
Zircon-078	90,4	52,5	0,58	0,0459	0,0051	0,104	0,011	0,01623	0,00044	0,00562	0,00039	-0,27	103,8	2,8	99	10	347	97	103,8	3	-4,85
Zircon-079	127,2	124,2	0,98	0,0599	0,0054	0,136	0,013	0,01647	0,00044	0,00566	0,00033	-0,13	105,3	2,8	129	12	680	100	105,3	3	18,37
Zircon-080	145,8	150,3	1,03	0,0669	0,0047	0,149	0,011	0,01618	0,00044	0,00548	0,00033	0,27	103,5	2,8	140,9	9,5	823	91	103,5	3	26,54
Zircon-081	63,3	42,2	0,67	0,0552	0,0069	0,119	0,014	0,01602	0,00055	0,00528	0,00048	-0,16	102,4	3,5	113	13	610	110	102,4	4	9,38
Zircon-082	116,8	70,8	0,61	0,0494	0,005	0,108	0,012	0,01586	0,00045	0,00518	0,00039	0,21	101,4	2,8	104	10	330	130	101,4	3	2,50
Zircon-083	105,8	61,6	0,58	0,0502	0,0056	0,11	0,012	0,01605	0,0005	0,00557	0,00039	-0,03	102,7	3,1	106	11	550	130	102,7	3	3,11
Zircon-084	250	131	0,52	1,19	0,29	0,011	0,021	0,0004	0,0023	0,00023	0,00051	-0,02	1	14	11	49	5560	700	5560	700	90,91
Zircon-085	59,9	49,9	0,83	0,0646	0,0084	0,144	0,022	0,01628	0,00053	0,00539	0,00054	0,11	104,1	3,4	136	18	800	150	104,1	3	23,46
Zircon-086	86,7	48,29	0,56	0,0506	0,0052	0,112	0,012	0,0165	0,00044	0,00557	0,00034	0,07	105,5	2,8	110	11	443	99	105,5	3	4,09
Zircon-087	69,4	46,4	0,67	0,0528	0,0071	0,116	0,014	0,01611	0,00053	0,00521	0,0004	-0,04	103	3,4	110	13	590	120	103,0	3	6,36
Zircon-088	74,2	43,3	0,58	0,0938	0,0091	0,219	0,026	0,0171	0,00058	0,0091	0,00067	0,11	109,3	3,7	200	21	1460	130	109	4	45,35
Zircon-089	60,4	46,9	0,78	0,0609	0,0082	0,137	0,018	0,0162	0,00062	0,00588	0,00046	0,31	103,6	3,9	128	16	800	120	103,6	4	19,06
Zircon-090	114,8	113,8	0,99	0,053	0,007	0,119	0,016	0,01621	0,00045	0,00521	0,0004	0,18	103,6	2,9	113	14	540	150	103,6	3	8,32
Zircon-091	90	74,3	0,83	0,0567	0,0058	0,122	0,012 0,009	0,01562	0,00043	0,00559	0,0003	0,14	99,9	2,8	116	11	600	100	99,9	3	13,88
Zircon-092	138,4	95,3	0,69	0,0508	0,0048	0,1099	8	0,01578	0,00038	0,00555	0,00029	0,02	100,9	2,4	105,5	8,8	360	100	100,9	2	4,36
Zircon-093	151,9	144,6	0,95	0,0981	0,0067	0,234	0,018	0,01692	0,00039	0,00748	0,00046	0,33	108,2	2,4	213	14	1621	84	108	2	49,20
Zircon-094	86,3	54,1	0,63	0,0541	0,0053	0,116	0,012	0,01604	0,00055	0,00578	0,00035	0,24	102,6	3,5	111	11	640	100	102,6	4	7,57

Zircon-095	76,3	56,8	0,74	0,0545	0,0065	0,122	0,014 0,009	0,01654	0,00049	0,00572	0,00038	-0,25	105,7	3,1	116	13	620	110	105,7	3	8,88
Zircon-096	151	115	0,76	0,0569	0,0043	0,1262	3	0,0162	0,00038	0,00589	0,00027	-0,12	103,6	2,4	120,4	8,3	501	93	103,6	2	13,95
Zircon-097	153,9	141,9	0,92	0,068	0,031	0,16	0,11	0,0167	0,0011	0,0063	0,0021	-0,17	106,9	6,7	146	70	910	300	106,9	7	26,78
Zircon-098	58	34,36	0,59	0,0488	0,0065	0,105	0,013	0,01633	0,00055	0,00578	0,00041	0,00	104,4	3,5	101	12	580	180	104,4	4	-3,37
Zircon-099	54,8	35,2	0,64	0,1	0,016	0,23	0,051	0,01679	0,00076	0,0087	0,0011	0,09	107,3	4,8	209	36	1600	200	107	5	48,66
Zircon-100	59,7	39,3	0,66	0,062	0,018	0,147	0,052	0,01693	0,00073	0,0068	0,0013	0,40	108,2	4,6	137	39	790	230	108,2	5	21,02
Zircon-096	100,2	67,7	0,68	0,0542	0,0052	0,118	0,011	0,01585	0,00047	0,00541	0,00036	0,06	101,4	3	112	10	520	80	101,4	3	9,46
Zircon-097	243	296	1,22	0,064	0,008	0,146	0,021 0,006	0,01647	0,00037	0,00592	0,00045	0,53	105,3	2,3	138	17	730	160	105,3	2	23,70
Zircon-098	254,6	307,2	1,21	0,0499	0,0032	0,1091	6	0,016	0,00031	0,00513	0,00019	-0,24	102,3	2	104,9	6	311	73	102,3	2	2,48
Zircon-099	94,4	79,2	0,84	0,0513	0,0061	0,111	0,014 0,008	0,01582	0,00046	0,00548	0,00032	0,01	101,2	2,9	106	13	520	110	101,2	3	4,53
Zircon-100	167,5	87,3	0,52	0,0492	0,0037	0,1105	6	0,01629	0,00037	0,00533	0,00027	0,13	104,2	2,3	106	7,8	302	69	104,2	2	1,70

Datos analíticos muestra QC3-0204. Traquita de anfíbola, Miembro El Calvario, Formación Las Chilcas

Sample	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2SE %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2SE %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2SE %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2SE %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S E	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S E	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S E	Best age (Ma)	± 2 S	Disc %
Zircon-001	78,6	34,25	0,44	0,0493	0,0064	0,095	0,013	0,01408	0,00053	0,00477	0,00036	0,14	90,1	3,4	91	12	476	82	90,1	3	0,99
Zircon-002	355,8	392,8	1,1	0,0493	0,0023	0,1209	0,0058	0,01781	0,00032	0,00582	0,00021	0,06	113,8	2	115, 8	5,3	234	45	113, 8	2	1,73
Zircon-003	400	70	0,7	0,0733	0,0075	0,14	0,014	0,01384	0,00047	0,00523	0,00037	0,22	88,6	3	131	13	1050	140	88,6	3	32,37
Zircon-004	118,3	89,7	0,76	0,0515	0,0063	0,1	0,012	0,01408	0,00034	0,00481	0,00029	0,11	90,1	2,1	96	11	570	120	90,1	2	6,15
Zircon-005	149,3	96,3	0,65	0,0482	0,0041	0,0937	0,008	0,01416	0,0004	0,00438	0,00024	0,13	90,6	2,5	90,6	7,4	358	84	90,6	3	0,00
Zircon-006	109,6	67,8	0,62	0,0557	0,0061	0,111	0,012	0,0145	0,00047	0,00467	0,00042	0,06	92,8	3	106	11	570	110	92,8	3	12,45
Zircon-007	95,3	45	0,47	0,0527	0,0054	0,102	0,01	0,0142	0,00044	0,00512	0,00048	-0,05	90,9	2,8	98,1	9,6	542	94	90,9	3	7,34
Zircon-008	50,9	19,6	0,39	0,0488	0,0076	0,094	0,014	0,0143	0,00062	0,00488	0,00058	-0,01	91,5	4	90	13	640	140	91,5	4	-1,67
Zircon-009	116,2	59,3	0,51	0,05	0,005	0,0949	0,0097	0,01382	0,0004	0,00479	0,00039	-0,01	88,5	2,6	91,5	8,9	429	82	88,5	3	3,28
Zircon-010	70,1	36,47	0,52	0,0544	0,0067	0,108	0,014	0,01451	0,00051	0,00502	0,00043	0,13	92,9	3,2	103	12	503	92	92,9	3	9,81
Zircon-011	161,4	136,2	0,84	0,0516	0,0045	0,1001	0,009	0,01408	0,00034	0,00434	0,00031	0,17	90,1	2,2	96,6	8,2	377	98	90,1	2	6,73
Zircon-012	56,3	25,24	0,45	0,066	0,011	0,122	0,023	0,01459	0,00057	0,00563	0,00093	-0,05	93,4	3,6	121	20	880	190	93,4	4	22,81
Zircon-013	201	106,5	0,53	0,0506	0,0076	0,097	0,013	0,01404	0,00029	0,00454	0,00031	-0,13	89,9	1,9	94	12	390	180	89,9	2	4,36
Zircon-014	110,4	69,4	0,63	0,0507	0,0045	0,1001	0,0088	0,01442	0,00045	0,00479	0,00031	0,19	92,3	2,9	96,5	8,1	462	78	92,3	3	4,35
Zircon-015	82,1	49,9	0,61	0,0494	0,0073	0,094	0,013	0,01413	0,00045	0,00544	0,00037	-0,34	90,5	2,9	91	12	480	130	90,5	3	0,55
Zircon-016	94,2	57,3	0,61	0,0501	0,0057	0,096	0,01	0,01409	0,00047	0,00491	0,00033	0,10	90,2	3	92,7	9,5	400	110	90,2	3	2,70
Zircon-017	81,2	38,76	0,48	0,0581	0,0066	0,115	0,012	0,01452	0,00045	0,00491	0,00049	-0,15	92,9	2,8	110	11	790	130	92,9	3	15,55
Zircon-018	121,5	82,9	0,68	0,0527	0,0053	0,096	0,011	0,01339	0,00042	0,00464	0,00032	0,22	85,8	2,7	92,6	9,6	520	110	85,8	3	7,34
Zircon-019	58	23,9	0,41	0,0751	0,0088	0,151	0,017	0,01457	0,00056	0,00713	0,00065	-0,20	93,2	3,6	141	15	1110	140	93,2	4	33,90
Zircon-020	80,3	41,3	0,51	0,0512	0,0057	0,102	0,01	0,01504	0,0005	0,00539	0,00052	-0,13	96,2	3,2	100	10	500	110	96,2	3	3,80
Zircon-021	106,3	55,9	0,53	0,0501	0,0062	0,098	0,013	0,01411	0,0004	0,00495	0,00045	0,41	90,3	2,6	94	12	430	140	90,3	3	3,94
Zircon-022	97,9	49,4	0,5	0,079	0,014	0,153	0,029	0,01409	0,00047	0,0059	0,0011	-0,04	90,2	3	144	26	1130	210	90,2	3	37,36
Zircon-023	134	93,1	0,69	0,0605	0,0061	0,113	0,011	0,01419	0,00044	0,00485	0,00047	0,00	90,8	2,8	109	11	620	110	90,8	3	16,70
Zircon-024	194,7	137,4	0,71	0,0494	0,0037	0,0926	0,0066	0,01373	0,00036	0,00425	0,00024	-0,19	87,9	2,3	89,7	6,1	291	52	87,9	2	2,01

Zircon-025	50,7	19,9	0,39	0,0537	0,0093	0,103	0,017	0,01426	0,00061	0,00554	0,00062	-0,08	91,3	3,9	98	15	730	170	91,3	4	6,84
Zircon-026	95,8	49,3	0,51	0,0525	0,005	0,1019	0,0087	0,01422	0,00043	0,00496	0,00038	-0,06	91	2,7	98,3	8	412	92	91,0	3	7,43
Zircon-027	130	66,1	0,51	0,0493	0,0044	0,0962	0,0089	0,01425	0,00045	0,00483	0,00027	0,03	91,2	2,8	92,8	8,2	380	130	91,2	3	1,72
Zircon-028	64	28,77	0,45	0,0592	0,0083	0,122	0,014	0,01441	0,00054	0,00536	0,0005	0,03	92,2	3,4	116	13	700	140	92,2	3	20,52
Zircon-029	44,4	16,69	0,38	0,063	0,01	0,129	0,021	0,01526	0,0007	0,00611	0,00062	-0,01	97,6	4,5	121	18	920	160	97,6	5	19,34
Zircon-030	126,7	84,2	0,66	0,0559	0,0049	0,1086	0,0089	0,01419	0,00038	0,00536	0,00029	-0,08	90,8	2,4	104,4	8,2	496	81	90,8	2	13,03
Zircon-031	63,9	30,2	0,47	0,074	0,012	0,152	0,025	0,01447	0,00059	0,0064	0,0012	0,08	92,6	3,7	143	20	1090	210	92,6	4	35,24
Zircon-032	60,3	35,4	0,59	0,07	0,019	0,137	0,047	0,01444	0,00078	0,0051	0,0022	-0,05	92,4	4,9	129	35	930	250	92,4	5	28,37
Zircon-033	61,8	27,74	0,45	0,0569	0,0074	0,11	0,013	0,01405	0,00051	0,00487	0,00047	0,10	89,9	3,2	105	13	830	130	89,9	3	14,38
Zircon-034	72,2	34,15	0,47	0,0622	0,0055	0,127	0,011	0,01484	0,00054	0,00499	0,00042	0,21	95	3,4	120	10	686	98	95,0	3	20,83
Zircon-035	73,6	42,8	0,58	0,0558	0,0072	0,111	0,015	0,01481	0,00058	0,00575	0,0005	-0,22	94,7	3,7	106	15	750	150	94,7	4	10,66

Datos analíticos muestra ET31-1407. Toba, Formación Lo Valle
ISOTOPE RATIOS²

Sample	ISOTOPE RATIOS ²											CORRECTED AGES (Ma)									
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2SE %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2SE %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2SE %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2SE %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S E	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S E	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S E	Best age (Ma)	±2S E	Disc %
Zircon-036	155	120,8	0,78	0,0483	0,0055	0,0784	0,0084	0,01188	0,00032	0,00415	0,00022	-0,04	76,2	2	76,4	7,8	410	120	76,2	2	0,26
Zircon-037	215,5	110,6	0,51	0,0523	0,0047	0,0812	0,0078	0,0113	0,00034	0,00378	0,00028	0,09	72,4	2,2	79,1	7,3	511	96	72,4	2	8,47
Zircon-038	144	89,3	0,62	0,0739	0,0093	0,121	0,017	0,012	0,00037	0,00501	0,00051	-0,09	76,9	2,4	115	15	1040	150	76,9	2	33,13
Zircon-039	144	105	0,73	0,0549	0,0075	0,082	0,012	0,01133	0,0003	0,00417	0,00031	0,02	72,7	1,9	83	11	480	110	72,7	2	12,41
Zircon-040	214,8	122,8	0,57	0,0519	0,0045	0,0799	0,0065	0,01126	0,00025	0,00414	0,00024	-0,25	72,2	1,6	77,9	6,1	380	100	72,2	2	7,32
Zircon-041	119,5	77,6	0,65	0,0484	0,0053	0,0785	0,0087	0,01165	0,00031	0,00397	0,00025	0,23	74,6	2	76,3	8,1	340	100	74,6	2	2,23
Zircon-042	148	95,9	0,65	0,0653	0,0078	0,104	0,012	0,01167	0,00037	0,00431	0,00043	0,10	74,8	2,3	100	11	780	140	74,8	2	25,20
Zircon-043	174,3	133,6	0,77	0,0631	0,0048	0,0985	0,0075	0,01162	0,00025	0,00422	0,00023	-0,25	74,5	1,6	96,9	6,9	740	110	74,5	2	23,12
Zircon-044	581	359	0,62	0,0541	0,0081	0,084	0,014	0,01127	0,00024	0,0041	0,0003	-0,18	72,2	1,5	82	13	460	180	72,2	2	11,95
Zircon-045	176,1	141,8	0,81	0,0506	0,0038	0,0797	0,0064	0,01145	0,00027	0,0036	0,00019	0,11	73,4	1,7	77,7	6	441	68	73,4	2	5,53
Zircon-046	169	103	0,61	0,056	0,01	0,088	0,019	0,0115	0,00035	0,00443	0,0004	-0,01	73,7	2,3	85	16	950	220	73,7	2	13,29
Zircon-047	165,4	104,1	0,63	0,0511	0,006	0,0792	0,0098	0,01121	0,00029	0,00412	0,00026	-0,23	71,9	1,9	77,1	8,9	830	170	71,9	2	6,74
Zircon-048	182,2	136,1	0,75	0,121	0,01	0,209	0,017	0,01263	0,00032	0,00659	0,00039	-0,01	80,9	2,1	192	14	1920	100	1920,0	100	57,86
Zircon-049	223,3	195,3	0,87	0,077	0,0055	0,1266	0,0087	0,01195	0,00029	0,00485	0,00023	0,27	76,6	1,9	120,6	7,8	1119	77	76,6	2	36,48
Zircon-050	166,4	126,4	0,76	0,065	0,0058	0,1057	0,0092	0,01178	0,0003	0,00469	0,00022	0,17	75,5	1,9	101,8	8,3	769	91	75,5	2	25,83
Zircon-051	153,7	84,6	0,55	0,055	0,015	0,088	0,032	0,0118	0,00053	0,0055	0,001	-0,51	75,6	3,4	86	26	600	210	75,6	3	12,09
Zircon-052	174,7	116,5	0,67	0,0691	0,0053	0,1107	0,0078	0,01173	0,00033	0,00464	0,00025	-0,17	75,2	2,1	106,3	7,1	898	84	75,2	2	29,26
Zircon-053	212,2	161,6	0,76	0,0497	0,0034	0,0761	0,0057	0,01118	0,00034	0,00365	0,0002	-0,04	71,7	2,2	74,3	5,3	419	83	71,7	2	3,50
Zircon-054	246,7	188,2	0,76	0,0508	0,0059	0,0796	0,0098	0,01136	0,00026	0,00398	0,00025	0,22	72,8	1,6	77,5	9	350	160	72,8	2	6,06
Zircon-055	128,5	77,3	0,6	0,0514	0,0054	0,0782	0,0076	0,01124	0,00031	0,00378	0,00023	-0,28	72	2	76,1	7,2	650	110	72,0	2	5,39
Zircon-056	263	228	0,87	0,0525	0,0048	0,0821	0,0075	0,01144	0,00025	0,00406	0,0002	-0,09	73,3	1,6	79,9	6,9	490	140	73,3	2	8,26
Zircon-057	189,5	150,4	0,79	0,0559	0,0043	0,0837	0,0064	0,01149	0,0003	0,00397	0,00016	-0,05	73,6	1,9	81,4	6	544	83	73,6	2	9,58
Zircon-058	189,4	122,7	0,65	0,0543	0,006	0,088	0,0099	0,01175	0,0003	0,00384	0,00033	0,12	75,3	1,9	85,2	9,1	580	130	75,3	2	11,62
Zircon-059	183,8	132,2	0,72	0,0495	0,0038	0,0781	0,0062	0,01145	0,00028	0,00396	0,00023	0,16	73,4	1,8	76,2	5,9	345	63	73,4	2	3,67

Zircon-060	180,9	112,2	0,62	0,0562	0,005	0,0903	0,0083	0,01172	0,00032	0,00379	0,00022	0,07	75,1	2	87,5	7,7	500	110	75,1	2	14,17
Zircon-061	166,4	87	0,52	0,0554	0,0046	0,0862	0,0071	0,01133	0,0003	0,00392	0,00025	0,10	72,6	1,9	83,6	6,6	593	88	72,6	2	13,16
Zircon-062	160,7	104	0,65	0,0555	0,0047	0,0872	0,0076	0,01145	0,00034	0,00383	0,00028	0,20	73,4	2,2	84,6	7,1	598	93	73,4	2	13,24
Zircon-063	295	162	0,55	0,0547	0,0042	0,0852	0,0065	0,01138	0,00024	0,00403	0,00019	-0,19	72,9	1,5	82,8	6,1	481	76	72,9	2	11,96
Zircon-064	151,6	92,8	0,61	0,052	0,019	0,083	0,04	0,01168	0,00048	0,0044	0,0011	-0,28	74,9	3,1	81	32	530	310	74,9	3	7,53
Zircon-065	163,9	99,4	0,61	0,0503	0,0041	0,0774	0,0065	0,01124	0,0003	0,00398	0,00026	-0,03	72	1,9	75,5	6,1	390	59	72,0	2	4,64
Zircon-066	240,2	202,3	0,84	0,0535	0,0054	0,082	0,0085	0,01118	0,00028	0,0038	0,00021	-0,18	71,7	1,8	79,8	7,8	480	100	71,7	2	10,15
Zircon-067	184,7	146,4	0,79	0,0495	0,0039	0,0762	0,0059	0,01123	0,00032	0,00369	0,0002	0,08	72	2	74,4	5,5	329	62	72,0	2	3,23
Zircon-068	162,2	121,9	0,75	0,0527	0,0053	0,0842	0,0083	0,01167	0,00031	0,00405	0,00022	-0,06	74,8	2	81,7	7,7	520	110	74,8	2	8,45
Zircon-069	183,8	150,8	0,82	0,077	0,0083	0,127	0,014	0,01201	0,00031	0,00487	0,00031	0,07	76,9	2	120	12	1020	140	76,9	2	35,92
Zircon-070	178,1	121,8	0,68	0,0464	0,0043	0,0744	0,0072	0,01143	0,00035	0,0039	0,00023	0,12	73,2	2,2	72,5	6,8	470	130	73,2	2	-0,97

Datos analíticos muestra P3-2211. Granodiorita, plutón Caleu.

CORRECTED RATIOS													CORRECTED AGES (Ma)								
U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2s	Best age (Ma) ±2s	Disc %									
036	156	94,7	0,607	0,0529	0,0060	0,1250	0,0160	0,0181	0,0007	0,0058	0,0004	0,2481	115,6	4,7	124,0	13,0	580,0	130,0	115,6	4,7	6,77
037	161	107,7	0,669	0,0524	0,0082	0,1320	0,0200	0,0183	0,0007	0,0066	0,0008	0,0215	116,7	4,4	124,0	18,0	460,0	110,0	116,7	4,4	5,89
038	238	205	0,861	0,0515	0,0071	0,1300	0,0200	0,0177	0,0006	0,0065	0,0005	0,3268	113,0	4,1	128,0	20,0	520,0	150,0	113,0	4,1	11,72
039	122	72,5	0,594	0,0840	0,0150	0,1960	0,0350	0,0180	0,0010	0,0084	0,0011	0,2080	114,7	6,1	179,0	31,0	1200,0	220,0	114,7	6,1	35,92
040	750	830	1,107	0,0509	0,0038	0,1295	0,0090	0,0184	0,0004	0,0058	0,0003	-0,1959	117,2	2,2	123,4	8,1	337,0	77,0	117,2	2,2	5,02
041	833	787	0,945	0,0473	0,0030	0,1191	0,0084	0,0179	0,0003	0,0058	0,0003	0,3454	114,5	2,0	114,0	7,7	208,0	52,0	114,5	2,0	-0,44
042	672	577	0,859	0,0482	0,0034	0,1151	0,0099	0,0172	0,0005	0,0048	0,0003	0,4064	109,7	2,9	110,5	9,0	260,0	110,0	109,7	2,9	0,72
043	128,9	78,5	0,609	0,1030	0,0120	0,2740	0,0280	0,0196	0,0006	0,0097	0,0007	-0,1575	125,3	3,7	243,0	22,0	1670,0	130,0	125,3	3,7	48,44
044	218	150,8	0,692	0,0512	0,0066	0,1350	0,0160	0,0188	0,0006	0,0062	0,0004	-0,1686	120,1	3,6	128,0	14,0	609,0	86,0	120,1	3,6	6,17
045	202	128,7	0,637	0,0510	0,0087	0,1320	0,0220	0,0179	0,0006	0,0065	0,0005	0,0215	114,1	3,9	125,0	20,0	550,0	120,0	114,1	3,9	8,72
046	182	103,6	0,569	0,0598	0,0062	0,1480	0,0150	0,0182	0,0005	0,0066	0,0005	-0,0042	115,9	3,3	141,0	13,0	647,0	92,0	115,9	3,3	17,80
047	116,9	62,7	0,536	0,1047	0,0089	0,2900	0,0250	0,0199	0,0006	0,0103	0,0007	0,0957	127,2	4,0	257,0	19,0	1730,0	110,0	127,2	4,0	50,51
048	269	152,8	0,568	0,0490	0,0070	0,1190	0,0160	0,0175	0,0005	0,0055	0,0005	-0,1289	111,7	3,4	113,0	15,0	470,0	110,0	111,7	3,4	1,15
049	352	282	0,801	0,0536	0,0071	0,1390	0,0210	0,0184	0,0006	0,0067	0,0004	0,4090	117,6	4,0	132,0	18,0	580,0	230,0	117,6	4,0	10,91
050	204	112,1	0,550	0,0486	0,0056	0,1170	0,0130	0,0180	0,0005	0,0055	0,0004	-0,0379	115,1	3,2	112,0	11,0	560,0	120,0	115,1	3,2	-2,77
051	5640	6640	1,177	0,0462	0,0024	0,1272	0,0069	0,0193	0,0003	0,0074	0,0004	0,5436	123,4	1,9	121,5	6,2	133,0	72,0	123,4	1,9	-1,56
052	161,1	118,4	0,735	0,0544	0,0084	0,1280	0,0190	0,0171	0,0008	0,0057	0,0004	0,0928	109,3	5,3	121,0	17,0	550,0	130,0	109,3	5,3	9,67
053	148,3	99,6	0,672	0,0452	0,0071	0,1170	0,0180	0,0180	0,0006	0,0063	0,0005	0,1812	114,8	3,7	111,0	16,0	390,0	110,0	114,8	3,7	-3,42
054	100,3	52,9	0,527	0,0463	0,0080	0,1150	0,0200	0,0177	0,0007	0,0056	0,0007	0,1748	113,3	4,3	109,0	18,0	770,0	100,0	113,3	4,3	-3,94
055	434	360	0,829	0,0463	0,0040	0,1157	0,0099	0,0175	0,0003	0,0055	0,0003	-0,1883	112,1	2,0	111,9	8,8	269,0	78,0	112,1	2,0	-0,18
056	1990	1160	0,583	0,0479	0,0031	0,1281	0,0075	0,0189	0,0004	0,0059	0,0003	0,1850	120,4	2,7	122,3	6,8	206,0	71,0	120,4	2,7	1,55
057	895	478	0,534	0,0488	0,0027	0,1265	0,0069	0,0184	0,0004	0,0059	0,0003	0,3134	117,4	2,7	120,8	6,3	175,0	42,0	117,4	2,7	2,81
058	936	95,1	0,102	0,0485	0,0032	0,1214	0,0076	0,0181	0,0004	0,0053	0,0005	-0,0735	115,8	2,5	116,2	6,9	195,0	69,0	115,8	2,5	0,34
059	269	172	0,639	0,0819	0,0095	0,2120	0,0230	0,0194	0,0006	0,0082	0,0006	-0,0369	123,9	3,8	202,0	20,0	1140,0	120,0	123,9	3,8	38,66
060	157	115,7	0,737	0,0540	0,0110	0,1260	0,0250	0,0171	0,0006	0,0060	0,0005	-0,0281	109,0	3,8	119,0	22,0	680,0	190,0	109,0	3,8	8,40
061	476	471	0,989	0,0474	0,0038	0,1160	0,0091	0,0174	0,0003	0,0056	0,0003	-0,0140	111,1	2,2	111,1	8,3	251,0	54,0	111,1	2,2	0,00
062	234	190	0,812	0,0556	0,0056	0,1390	0,0140	0,0180	0,0005	0,0064	0,0004	0,1643	114,7	2,9	133,0	13,0	620,0	110,0	114,7	2,9	13,76
063	180	103,6	0,576	0,0507	0,0054	0,1350	0,0150	0,0186	0,0006	0,0056	0,0004	0,0988	119,0	4,0	128,0	13,0	440,0	100,0	119,0	4,0	7,03

064	864	846	0,979	0,0485	0,0024	0,1215	0,0060	0,0182	0,0002	0,0056	0,0002	0,1251	116,1	1,3	116,3	5,2	197,0	50,0	116,1	1,3	0,17
065	1002	388	0,387	0,0678	0,0046	0,1690	0,0120	0,0181	0,0003	0,0082	0,0005	-0,1246	115,5	1,6	158,0	10,0	869,0	80,0	115,5	1,6	26,90
066	408	333	0,816	0,0481	0,0037	0,1230	0,0094	0,0184	0,0003	0,0057	0,0004	0,0116	117,7	2,2	119,2	8,5	257,0	71,0	117,7	2,2	1,26
067	374	209	0,559	0,0710	0,0100	0,1800	0,0270	0,0184	0,0008	0,0077	0,0007	0,2535	117,4	5,0	166,0	23,0	950,0	210,0	117,4	5,0	29,28
068	1160	1197	1,032	0,0487	0,0027	0,1209	0,0065	0,0177	0,0002	0,0055	0,0002	0,0173	113,1	1,5	115,8	6,1	233,0	52,0	113,1	1,5	2,33
069	383	261	0,681	0,0477	0,0035	0,1248	0,0090	0,0186	0,0004	0,0061	0,0004	0,2792	119,0	2,6	119,1	8,1	225,0	54,0	119,0	2,6	0,08
070	110,5	63,7	0,576	0,0880	0,0150	0,2330	0,0370	0,0188	0,0010	0,0085	0,0008	-0,0601	120,2	6,2	209,0	31,0	1560,0	220,0	120,2	6,2	42,49

Datos analíticos muestra LD1-1601. Arenisca, Fm. Lo Prado
ISOTOPE RATIOS²

Sample													CORRECTED AGES (Ma)								
	U (ppm) 1	Th (ppm) 1	Th/ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2SE %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2SE %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2SE %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2SE %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±2S	E	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±2S	E	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±2S	E	Best age (Ma)	±2S E	Disc %
Zircon-001	231	157,4	0,68	0,0505	0,0027	0,1907	0,0097	0,02742	0,00045	0,00859	0,00028	0,06704	174,4	2,8	177	8,3	292	62	174	3	1,47
Zircon-002	349	164	0,47	0,053	0,0019	0,32	0,014	0,0441	0,001	0,01357	0,00066	0,81983	278,3	6,2	282	11	332	47	278	6	1,31
Zircon-003	174	119	0,68	0,132	0,02	0,59	0,13	0,0321	0,0016	0,0175	0,0037	0,4243	203,7	9,7	469	65	2120	180	2120	180	56,57
Zircon-004	294	263	0,89	0,0502	0,002	0,1826	0,0071	0,02649	0,00044	0,00835	0,00023	0,27809	168,5	2,8	170,2	6,1	217	46	169	3	1,00
Zircon-005	389	253	0,65	0,0504	0,0018	0,1876	0,0062	0,02712	0,00044	0,00852	0,00023	0,21077	172,5	2,8	174,5	5,3	213	48	173	3	1,15
Zircon-006	401	432	1,08	0,0524	0,002	0,1872	0,0065	0,02606	0,00039	0,00799	0,0002	0,000541	165,8	2,4	174,1	5,5	270	47	166	2	4,77
Zircon-007	735	446	0,61	0,057	0,0019	0,1932	0,0058	0,02446	0,00037	0,00866	0,00025	-0,16958	155,8	2,3	179,3	5	486	46	156	2	13,11
Zircon-008	54,1	41,2	0,76	0,0569	0,0043	0,203	0,013	0,0265	0,0006	0,00819	0,00042	-0,08632	168,6	3,6	190	11	435	86	169	4	11,26
Zircon-009	245	175	0,71	0,0525	0,0025	0,1892	0,0082	0,02606	0,00045	0,00832	0,00027	-0,23093	165,8	2,8	175,7	7	310	50	166	3	5,63
Zircon-010	184	182	0,99	0,0664	0,0028	0,259	0,01	0,02854	0,00044	0,00991	0,00027	0,23887	181,4	2,7	233,6	8,1	810	61	181	3	22,35
Zircon-011	223	243	1,09	0,0654	0,0034	0,238	0,014	0,02625	0,00059	0,00921	0,00045	0,064913	167	3,7	217	11	820	67	167	4	23,04
Zircon-012	170	147	0,86	0,0647	0,0042	0,237	0,016	0,02728	0,00045	0,0093	0,0004	-0,25319	173,5	2,8	215	13	753	81	174	3	19,30
Zircon-013	545	264	0,48	0,0564	0,0017	0,405	0,012	0,05247	0,00088	0,01728	0,00042	0,37497	329,7	5,4	345,1	8,5	459	41	330	5	4,46
Zircon-014	198	131	0,66	0,0534	0,003	0,199	0,011	0,02736	0,00048	0,00902	0,00033	-0,16833	174	3	184,2	8,9	387	78	174	3	5,54
Zircon-015	240	128	0,53	0,0519	0,003	0,191	0,011	0,02677	0,00051	0,00867	0,00035	0,073598	170,3	3,2	177,5	9,2	316	81	170	3	4,06
Zircon-016	282	264	0,94	0,0567	0,0035	0,214	0,016	0,02696	0,00048	0,00915	0,00042	0,31472	171,5	3	197	13	500	110	172	3	12,94
Zircon-017	165,6	154	0,93	0,0772	0,0065	0,297	0,029	0,02772	0,00052	0,01062	0,00058	0,18084	176,3	3,3	264	24	1160	120	176	3	33,22
Zircon-018	609	654	1,07	0,0519	0,0019	0,1888	0,0066	0,02672	0,0005	0,00724	0,00023	0,072347	170	3,1	177,2	5,6	232	60	170	3	4,06
Zircon-019	235	216	0,92	0,0702	0,0055	0,273	0,022	0,02775	0,00049	0,01055	0,00049	-0,09865	176,4	3,1	245	16	950	110	176	3	28,00
Zircon-020	123,3	89,1	0,72	0,0535	0,0034	0,199	0,013	0,02696	0,00047	0,00929	0,00034	0,12514	171,5	2,9	183	11	367	76	172	3	6,28
Zircon-021	397	263	0,66	0,0512	0,002	0,1854	0,0071	0,02625	0,00039	0,0085	0,00024	0,017801	167	2,5	172,6	6	325	42	167	3	3,24
Zircon-022	121,5	95,1	0,78	0,067	0,005	0,272	0,021	0,02936	0,00058	0,01113	0,0005	0,070208	186,5	3,6	243	16	820	110	187	4	23,25
Zircon-023	203	141,3	0,7	0,0711	0,0033	0,268	0,011	0,02737	0,00041	0,01076	0,0003	-0,20476	174,1	2,6	240,7	9,2	948	64	174	3	27,67

Zircon-024	117,5	82,7	0,7	0,0589	0,0049	0,216	0,019	0,02667	0,00051	0,00963	0,00037	-0,02581	169,7	3,2	198	15	610	110	170	3	14,29
Zircon-025	489	538	1,1	0,0498	0,0017	0,1848	0,0063	0,02711	0,00055	0,00868	0,00025	0,4539	172,4	3,4	172,1	5,4	183	38	172	3	-0,17
Zircon-026	213	158,8	0,75	0,0504	0,0019	0,1872	0,0069	0,02685	0,00041	0,00899	0,00027	0,25563	170,8	2,6	174	5,9	258	47	171	3	1,84
Zircon-027	169,9	90,3	0,53	0,0539	0,0026	0,1987	0,0086	0,02639	0,00042	0,00851	0,0003	0,14625	167,9	2,7	188,2	7,3	463	57	168	3	10,79
Zircon-028	413	420	1,02	0,0502	0,002	0,1795	0,0066	0,02608	0,00037	0,0079	0,00021	-0,04883	165,9	2,3	167,6	5,6	232	61	166	2	1,01
Zircon-029	231	168	0,73	0,0574	0,0031	0,208	0,011	0,02653	0,00046	0,00902	0,00028	-0,01308	168,8	2,9	191,3	8,9	476	75	169	3	11,76
Zircon-030	146	105,8	0,72	0,054	0,0029	0,196	0,01	0,02714	0,00046	0,00915	0,00027	-0,09595	172,6	2,9	184,4	8,6	422	56	173	3	6,40
Zircon-031	197	137	0,7	0,0525	0,0034	0,201	0,01	0,02771	0,00049	0,00951	0,00033	0,1209	176,2	3,1	185,5	8,6	330	100	176	3	5,01
Zircon-032	138,4	104,9	0,76	0,0555	0,003	0,211	0,011	0,02697	0,00041	0,00886	0,00027	0,23074	171,6	2,6	193,9	8,7	481	70	172	3	11,50
Zircon-033	143	107,8	0,75	0,0504	0,0033	0,194	0,011	0,02735	0,00053	0,00858	0,0003	0,057749	173,9	3,3	179,4	9,5	298	66	174	3	3,07
Zircon-034	1178	2100	1,78	0,0633	0,0021	0,2401	0,0083	0,02726	0,00048	0,00808	0,00018	0,74298	173,4	3	218,2	6,9	707	56	173	3	20,53
Zircon-035	317	250	0,79	0,0596	0,0026	0,2047	0,0094	0,02546	0,00042	0,00867	0,00029	0,30149	162	2,6	190,6	7,9	591	84	162	3	15,01
Zircon-036	346	317	0,92	0,0519	0,003	0,187	0,011	0,02605	0,00041	0,00828	0,00027	0,29918	165,7	2,6	174,1	9,6	317	97	166	3	4,82
Zircon-037	298	208	0,7	0,0505	0,0021	0,1817	0,0065	0,02626	0,00039	0,00846	0,00025	-0,26947	167,1	2,5	169,4	5,5	254	46	167	3	1,36
Zircon-038	387	426	1,1	0,0509	0,0022	0,1925	0,0073	0,02732	0,00042	0,0088	0,00022	-0,06172	173,7	2,6	178,6	6,2	276	56	174	3	2,74
Zircon-039	508	449	0,88	0,0521	0,0018	0,1928	0,0062	0,02726	0,00053	0,00912	0,00021	0,12541	173,4	3,3	178,9	5,3	330	48	173	3	3,07
Zircon-040	220	180	0,82	0,052	0,0025	0,1864	0,0092	0,02613	0,00043	0,00812	0,00026	0,16531	166,3	2,7	173,3	7,8	307	50	166	3	4,04
Zircon-041	443	323	0,73	0,0532	0,0022	0,1934	0,008	0,0263	0,00038	0,00859	0,00023	0,32671	167,4	2,4	179,5	6,8	329	59	167	2	6,74
Zircon-042	183	119,6	0,65	0,0516	0,0025	0,1922	0,0084	0,02718	0,00047	0,00882	0,00027	-0,11719	172,9	2,9	178,3	6,9	302	61	173	3	3,03
Zircon-043	318	211	0,66	0,0483	0,0021	0,1772	0,0074	0,02613	0,00047	0,00834	0,00023	-0,002	166,3	3	165,5	6,3	228	71	166	3	-0,48
Zircon-044	589	393	0,67	0,0501	0,0018	0,1757	0,0061	0,02553	0,00052	0,00848	0,00022	0,54656	162,5	3,3	164,2	5,3	215	36	163	3	1,04
Zircon-045	383	469	1,22	0,0525	0,0033	0,19	0,012	0,02633	0,0004	0,00832	0,00029	-0,31105	167,6	2,5	176,8	9,6	295	97	168	3	5,20
Zircon-046	221	207	0,94	0,054	0,0021	0,348	0,013	0,04725	0,00073	0,01475	0,00038	0,31012	297,6	4,5	305,3	9,3	346	56	298	5	2,52
Zircon-047	494	317	0,64	0,0533	0,0021	0,1932	0,0066	0,02632	0,00045	0,00844	0,00027	0,11982	167,5	2,8	179,3	5,6	329	59	168	3	6,58
Zircon-048	590	400	0,68	0,0514	0,002	0,18	0,0074	0,02582	0,00041	0,00846	0,00024	0,38659	164,3	2,6	168	6,3	240	55	164	3	2,20
Zircon-049	240	167	0,7	0,0557	0,0033	0,206	0,012	0,02701	0,00046	0,00953	0,00037	0,053442	171,8	2,9	190,3	9,5	439	86	172	3	9,72
Zircon-050	315	261	0,83	0,0518	0,0021	0,1881	0,0074	0,0266	0,00043	0,0085	0,00028	0,16185	169,2	2,7	174,9	6,3	322	52	169	3	3,26
Zircon-051	91,1	75,7	0,83	0,0539	0,003	0,201	0,012	0,02698	0,0005	0,00883	0,00031	-0,19382	171,6	3,1	185,2	9,7	475	82	172	3	7,34
Zircon-052	189	226	1,2	0,0653	0,0036	0,229	0,012	0,02525	0,00049	0,00859	0,00032	-0,1102	160,8	3,1	208,6	9,6	800	84	161	3	22,91

Zircon-053	577	493	0,85	0,0643	0,0023	0,2248	0,0088	0,02547	0,00076	0,00933	0,00038	-0,20969	162,1	4,8	205,7	7,2	754	57	162	5	21,20
Zircon-054	422	322	0,76	0,0539	0,0023	0,1987	0,0072	0,02659	0,0004	0,00918	0,00023	0,00367	169,2	2,5	183,9	6,1	376	53	169	3	7,99
Zircon-055	292	273	0,93	0,0574	0,0044	0,194	0,014	0,02479	0,00041	0,00795	0,00035	0,1323	157,9	2,6	180	11	510	120	158	3	12,28
Zircon-056	440	385	0,88	0,0517	0,0023	0,1826	0,009	0,02515	0,00046	0,00785	0,00025	0,48032	160,1	2,9	170,2	7,6	274	66	160	3	5,93
Zircon-057	692	670	0,97	0,0501	0,0017	0,1681	0,0052	0,02458	0,00038	0,00795	0,00021	0,35052	156,5	2,4	157,8	4,5	187	45	157	2	0,82
Zircon-058	59,3	39,9	0,67	0,0735	0,0049	0,286	0,02	0,02855	0,0007	0,01212	0,00051	0,34515	182,2	4,4	254	15	1056	70	182	4	28,27
Zircon-059	219	115,8	0,53	0,0532	0,0022	0,352	0,013	0,04792	0,0007	0,01469	0,00042	-0,19712	301,7	4,3	305,8	9,9	342	58	302	4	1,34
Zircon-060	202,2	148	0,73	0,0498	0,0024	0,1889	0,0088	0,02756	0,00046	0,00868	0,00026	-0,05696	175,2	2,9	175,4	7,5	271	64	175	3	0,11
Zircon-061	494	361	0,73	0,052	0,0022	0,1931	0,008	0,02702	0,00044	0,00877	0,0003	0,2207	171,9	2,8	179,2	6,7	308	77	172	3	4,07
Zircon-062	646	622	0,96	0,0521	0,0017	0,1758	0,0054	0,02435	0,00038	0,00794	0,0002	0,57605	155,1	2,4	165,1	4,7	297	49	155	2	6,06
Zircon-063	499	373	0,75	0,0507	0,0019	0,1814	0,0061	0,02613	0,00038	0,00828	0,00021	-0,09011	166,3	2,4	169,2	5,2	223	45	166	2	1,71
Zircon-064	892	823	0,92	0,0535	0,0019	0,1823	0,0065	0,02475	0,00037	0,00803	0,00029	0,32726	157,6	2,3	170	5,5	354	57	158	2	7,29
Zircon-065	164	132	0,8	0,0597	0,0046	0,215	0,017	0,02567	0,00053	0,00888	0,00044	0,19244	163,4	3,4	197	14	580	130	163	3	17,06
Zircon-066	264	177	0,67	0,051	0,0023	0,1877	0,0073	0,02694	0,00043	0,00865	0,00024	-0,08586	171,3	2,7	174,5	6,2	254	54	171	3	1,83
Zircon-067	316	268	0,85	0,0562	0,0025	0,1912	0,0084	0,02495	0,0004	0,00844	0,00022	0,053473	158,9	2,5	177,4	7,2	446	60	159	3	10,43
Zircon-068	301	257	0,85	0,0502	0,0022	0,195	0,0076	0,02805	0,00041	0,00892	0,00023	-0,01535	178,4	2,6	180,8	6,4	251	57	178	3	1,33
Zircon-069	248	176	0,71	0,0541	0,0022	0,1917	0,0087	0,02609	0,00045	0,00875	0,00026	0,47639	166	2,8	177,8	7,4	346	59	166	3	6,64
Zircon-070	392	428	1,09	0,0536	0,0022	0,192	0,008	0,02592	0,0005	0,00822	0,00027	0,31984	165	3,1	178,1	6,8	346	52	165	3	7,36
Zircon-071	331	372	1,12	0,0526	0,0022	0,1835	0,0071	0,02529	0,00038	0,00804	0,00023	0,039021	161	2,4	171	6,1	270	68	161	2	5,85
Zircon-072	78,8	61,8	0,78	0,0904	0,0077	0,346	0,035	0,02747	0,00074	0,01152	0,00095	0,020335	174,7	4,6	301	24	1460	100	175	5	41,96
Zircon-073	247	212	0,86	0,0544	0,0024	0,1938	0,0087	0,02597	0,00047	0,00839	0,00027	0,39116	165,3	2,9	181,6	7,4	384	50	165	3	8,98
Zircon-074	161,3	151	0,94	0,0704	0,0064	0,268	0,024	0,02773	0,00058	0,00992	0,00049	0,12147	176,3	3,6	239	19	910	160	176	4	26,23
Zircon-075	618	403	0,65	0,0512	0,0018	0,1828	0,0061	0,02646	0,00048	0,00866	0,00021	0,534	168,4	3	170,3	5,3	236	51	168	3	1,12
Zircon-076	227	273	1,2	0,0564	0,0029	0,206	0,013	0,02638	0,00064	0,00873	0,00036	0,27462	167,8	4	190	11	497	74	168	4	11,68
Zircon-077	311	391	1,26	0,069	0,0047	0,26	0,02	0,027	0,00048	0,00947	0,00038	0,54695	171,7	3	234	16	880	120	172	3	26,62
Zircon-078	146,1	132,8	0,91	0,0497	0,003	0,184	0,01	0,0272	0,00049	0,00882	0,00031	-0,04076	173	3,1	172,4	8,4	285	61	173	3	-0,35
Zircon-079	316	243	0,77	0,0547	0,0024	0,209	0,0086	0,02757	0,00043	0,0096	0,00028	0,24265	175,3	2,7	192,5	7,2	396	81	175	3	8,94
Zircon-080	38,5	47,9	1,24	0,0778	0,0031	2,06	0,11	0,1917	0,0075	0,0571	0,0015	0,10634	1131	42	1137	39	1165	49	1165	49	0,53
Zircon-081	168	227	1,35	0,0572	0,0023	0,24	0,011	0,03067	0,00068	0,00992	0,00036	0,39431	194,7	4,3	217,9	8,9	520	61	195	4	10,65

Zircon-082	300	233	0,78	0,0646	0,0025	0,2433	0,0092	0,02735	0,00043	0,00984	0,00026	0,085803	174	2,7	220,9	7,6	767	52	174	3	21,23
Zircon-083	274	231	0,84	0,0518	0,0025	0,1905	0,0082	0,02681	0,0004	0,00859	0,00024	0,10305	170,6	2,5	176,8	7	300	50	171	3	3,51
Zircon-084	105,4	56,3	0,53	0,0676	0,0034	0,256	0,013	0,02772	0,00054	0,01081	0,00058	0,38824	176,2	3,4	231	9,6	838	61	176	3	23,72
Zircon-085	260	206	0,79	0,058	0,0031	0,214	0,013	0,02693	0,00049	0,00927	0,00033	-0,00717	171,3	3,1	197	10	532	79	171	3	13,05
Zircon-086	181	115,3	0,64	0,0645	0,0039	0,227	0,014	0,02549	0,00047	0,00977	0,00035	0,059861	162,2	2,9	209	11	755	87	162	3	22,39
Zircon-087	368	420	1,14	0,0495	0,0019	0,1821	0,0068	0,02675	0,00038	0,00856	0,00024	0,18049	170,2	2,4	170,8	5,8	188	71	170	2	0,35
Zircon-088	484	538	1,11	0,0508	0,002	0,1796	0,0073	0,02564	0,00037	0,00797	0,00021	0,1368	163,2	2,3	167,6	6,2	260	70	163	2	2,63
Zircon-089	532	433	0,81	0,0551	0,002	0,1999	0,0079	0,02653	0,00061	0,00946	0,00028	0,21536	168,8	3,9	185	6,6	412	66	169	4	8,76
Zircon-090	507	729	1,44	0,0515	0,0022	0,1967	0,0081	0,02772	0,00039	0,00783	0,00033	0,028921	176,3	2,4	182,1	6,8	263	65	176	2	3,19
Zircon-091	875	204	0,23	0,0545	0,0016	0,358	0,01	0,04806	0,00065	0,01691	0,00043	0,33983	302,6	4	310,3	7,8	380	40	303	4	2,48
Zircon-092	234	86	0,37	0,0542	0,0036	0,355	0,025	0,04815	0,00077	0,0161	0,0016	-0,16811	303,2	4,7	308	17	340	100	303	5	1,56
Zircon-093	288	332	1,15	0,073	0,0044	0,264	0,017	0,02648	0,00046	0,00988	0,00037	0,11356	168,5	2,9	239	13	1013	94	169	3	29,50
Zircon-094	454	283	0,62	0,052	0,0022	0,1853	0,0075	0,02601	0,00047	0,00881	0,00026	0,014687	165,5	2,9	172,5	6,3	281	65	166	3	4,06
Zircon-095	105,5	64,7	0,61	0,0633	0,005	0,255	0,021	0,02851	0,00055	0,0106	0,00067	0,079107	181,2	3,5	230	16	690	120	181	4	21,22
Zircon-096	133,4	135	1,01	0,0526	0,0034	0,185	0,012	0,02576	0,00043	0,00809	0,00027	0,016925	164	2,7	171,9	9,8	341	74	164	3	4,60
Zircon-097	861	852	0,99	0,0568	0,0018	0,1899	0,0059	0,02441	0,0004	0,00824	0,00023	0,10774	155,5	2,5	176,5	5,1	482	41	156	3	11,90
Zircon-098	76,1	53,7	0,71	0,0622	0,0047	0,227	0,016	0,02638	0,00053	0,00935	0,00055	-0,07865	167,8	3,3	207	13	731	86	168	3	18,94
Zircon-099	137	101,8	0,74	0,0613	0,0047	0,235	0,018	0,02785	0,00047	0,00979	0,00043	0,26498	177,1	2,9	215	14	630	110	177	3	17,63
Zircon-100	118,2	61	0,52	0,067	0,011	0,245	0,05	0,02685	0,00076	0,0107	0,0022	-0,40844	170,8	4,7	222	35	760	210	171	5	23,06

Datos analíticos muestra P5-2211. Arenisca, Mb. Pitipeumo, Fm. Las Chilcas

	CORRECTED RATIOS											CORRECTED AGES (Ma)									
	U (ppm) ₁	Th (ppm) ₁	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
1	173,3	102,6	0,592	0,0541	0,0079	0,1290	0,0190	0,0182	0,0007	0,0062	0,0006	0,191	115,9	4,2	127,0	18,0	750,0	160,0	115,9	4,2	8,74
2	207,1	110,1	0,532	0,0466	0,0071	0,1180	0,0190	0,0179	0,0007	0,0058	0,0005	0,206	114,9	4,0	112,0	17,0	440,0	120,0	114,9	4,0	-2,59
3	91,5	64,1	0,701	0,0550	0,0100	0,1190	0,0220	0,0169	0,0007	0,0065	0,0009	0,218	107,8	4,7	120,0	20,0	600,0	160,0	107,8	4,7	10,17
4	90,6	54,5	0,602	0,0557	0,0083	0,1500	0,0180	0,0186	0,0009	0,0068	0,0008	-0,075	118,5	5,4	140,0	16,0	860,0	97,0	118,5	5,4	15,36
5	34,9	16,4	0,470	0,0520	0,0140	0,1170	0,0290	0,0172	0,0013	0,0070	0,0014	0,136	109,7	8,0	108,0	26,0	910,0	180,0	109,7	8,0	-1,57
6	327	179,3	0,548	0,0554	0,0074	0,1330	0,0170	0,0180	0,0005	0,0071	0,0007	-0,037	114,9	3,0	126,0	15,0	700,0	150,0	114,9	3,0	8,81
7	270	290	1,074	0,0563	0,0067	0,1250	0,0150	0,0167	0,0006	0,0056	0,0005	0,236	107,0	3,8	119,0	14,0	620,0	160,0	107,0	3,8	10,08
8	382	204,7	0,536	0,0481	0,0037	0,1120	0,0085	0,0173	0,0005	0,0057	0,0004	0,251	110,3	3,0	107,5	7,8	309,0	81,0	110,3	3,0	-2,60
9	317	232	0,732	0,0503	0,0048	0,1190	0,0110	0,0178	0,0006	0,0058	0,0004	0,116	113,8	3,7	117,0	10,0	407,0	77,0	113,8	3,7	2,74
10	469	646	1,377	0,0530	0,0061	0,1200	0,0130	0,0166	0,0005	0,0057	0,0004	-0,250	106,4	3,2	114,0	12,0	430,0	130,0	106,4	3,2	6,67
11	456	488	1,070	0,0509	0,0041	0,1223	0,0094	0,0177	0,0005	0,0060	0,0004	-0,070	112,8	3,3	116,8	8,4	411,0	97,0	112,8	3,3	3,42
12	161,8	89,5	0,553	0,0494	0,0056	0,1210	0,0140	0,0181	0,0006	0,0067	0,0006	0,292	115,4	3,6	115,0	12,0	580,0	130,0	115,4	3,6	-0,35
13	300	268	0,893	0,0537	0,0057	0,1240	0,0130	0,0179	0,0008	0,0064	0,0005	0,091	114,0	4,8	119,0	11,0	400,0	150,0	114,0	4,8	4,20
14	203,7	117,7	0,578	0,0461	0,0053	0,1040	0,0110	0,0167	0,0007	0,0061	0,0006	-0,029	106,9	4,3	100,0	10,0	440,0	120,0	106,9	4,3	-6,90
15	301	239	0,794	0,0530	0,0063	0,1310	0,0150	0,0184	0,0005	0,0059	0,0005	-0,135	117,3	3,4	124,0	13,0	490,0	120,0	117,3	3,4	5,40
16	165,6	101,8	0,615	0,0579	0,0084	0,1330	0,0190	0,0171	0,0005	0,0062	0,0006	0,090	109,5	3,3	126,0	17,0	640,0	110,0	109,5	3,3	13,10
17	165,3	100,2	0,606	0,0559	0,0082	0,1320	0,0190	0,0181	0,0008	0,0059	0,0007	0,101	115,4	5,3	125,0	17,0	660,0	160,0	115,4	5,3	7,68
18	223	338	1,516	0,0510	0,0085	0,1180	0,0200	0,0165	0,0005	0,0057	0,0004	-0,135	105,7	3,3	113,0	18,0	640,0	110,0	105,7	3,3	6,46
19	269	326	1,212	0,0737	0,0090	0,1810	0,0220	0,0187	0,0005	0,0071	0,0005	0,147	119,7	3,4	168,0	19,0	1080,0	140,0	119,7	3,4	28,75
20	269	231	0,859	0,0481	0,0047	0,1150	0,0110	0,0173	0,0006	0,0058	0,0004	0,211	110,6	3,7	111,0	11,0	440,0	120,0	110,6	3,7	0,36
21	212,5	118,5	0,558	0,0810	0,0100	0,1890	0,0260	0,0172	0,0008	0,0081	0,0008	0,105	110,0	4,9	175,0	22,0	1259,0	82,0	110,0	4,9	37,14
22	233	165	0,708	0,0548	0,0076	0,1260	0,0160	0,0180	0,0008	0,0061	0,0006	0,000	114,7	4,7	125,0	15,0	620,0	120,0	114,7	4,7	8,24
23	188,3	117	0,621	0,0530	0,0066	0,1330	0,0170	0,0186	0,0007	0,0065	0,0007	-0,022	118,6	4,4	126,0	15,0	530,0	120,0	118,6	4,4	5,87
24	220,5	134,9	0,612	0,0579	0,0067	0,1360	0,0160	0,0175	0,0006	0,0067	0,0006	0,121	112,0	4,0	130,0	14,0	640,0	120,0	112,0	4,0	13,85
25	125,3	88,1	0,703	0,0521	0,0071	0,1310	0,0170	0,0187	0,0007	0,0070	0,0006	0,014	119,6	4,3	123,0	15,0	670,0	130,0	119,6	4,3	2,76
26	594	599	1,008	0,0522	0,0035	0,1220	0,0080	0,0173	0,0004	0,0057	0,0004	-0,062	110,8	2,7	116,7	7,3	324,0	83,0	110,8	2,7	5,06

27	329	208	0,632	0,0487	0,0035	0,1130	0,0083	0,0172	0,0005	0,0059	0,0004	0,159	109,9	2,8	108,4	7,5	457,0	92,0	109,9	2,8	-1,38
28	655	496	0,757	0,0517	0,0036	0,1309	0,0091	0,0188	0,0004	0,0062	0,0004	0,102	119,9	2,6	124,6	8,2	330,0	67,0	119,9	2,6	3,77
29	327	311	0,951	0,0466	0,0049	0,1080	0,0110	0,0172	0,0004	0,0052	0,0004	-0,046	109,6	2,8	104,0	10,0	450,0	130,0	109,6	2,8	-5,38
30	91,5	89,3	0,976	0,0920	0,0130	0,2210	0,0300	0,0186	0,0010	0,0080	0,0007	0,011	119,0	6,6	200,0	24,0	1630,0	170,0	119,0	6,6	40,50
31	157,1	91,1	0,580	0,0514	0,0053	0,1240	0,0120	0,0181	0,0006	0,0058	0,0006	-0,235	115,9	4,0	118,0	11,0	530,0	110,0	115,9	4,0	1,78
32	218	193	0,885	0,0584	0,0080	0,1340	0,0180	0,0172	0,0006	0,0055	0,0004	0,117	110,0	3,6	127,0	16,0	690,0	140,0	110,0	3,6	13,39
33	264	254	0,962	0,0514	0,0051	0,1220	0,0120	0,0179	0,0007	0,0058	0,0004	-0,017	114,0	4,1	120,0	11,0	380,0	100,0	114,0	4,1	5,00
34	184,1	154,1	0,837	0,0617	0,0078	0,1470	0,0170	0,0180	0,0007	0,0064	0,0006	0,225	114,9	4,3	138,0	15,0	850,0	140,0	114,9	4,3	16,74
35	60,6	40,5	0,668	0,0570	0,0140	0,1380	0,0340	0,0169	0,0010	0,0070	0,0009	0,064	107,8	6,1	127,0	30,0	1010,0	180,0	107,8	6,1	15,12
36	154,1	77,5	0,503	0,0499	0,0069	0,1150	0,0160	0,0173	0,0006	0,0060	0,0005	-0,034	110,6	4,0	112,0	14,0	490,0	100,0	110,6	4,0	1,25
37	219,2	145,6	0,664	0,0501	0,0056	0,1150	0,0130	0,0172	0,0005	0,0062	0,0004	0,078	109,7	3,2	110,0	12,0	460,0	100,0	109,7	3,2	0,27
38	369	277	0,751	0,0623	0,0063	0,1480	0,0140	0,0181	0,0005	0,0061	0,0005	0,130	115,3	3,2	143,0	14,0	770,0	130,0	115,3	3,2	19,37
39	237	216	0,911	0,0718	0,0083	0,1710	0,0200	0,0180	0,0008	0,0066	0,0007	0,204	114,8	4,9	159,0	18,0	1050,0	140,0	114,8	4,9	27,80
40	190,1	118,2	0,622	0,0714	0,0071	0,1710	0,0150	0,0179	0,0007	0,0075	0,0007	0,011	114,5	4,4	159,0	13,0	1060,0	100,0	114,5	4,4	27,99
41	343	272,3	0,794	0,0500	0,0041	0,1177	0,0089	0,0173	0,0005	0,0057	0,0004	-0,109	110,2	3,4	112,7	8,1	341,0	77,0	110,2	3,4	2,22
42	174	123,2	0,708	0,0505	0,0049	0,1190	0,0110	0,0174	0,0006	0,0059	0,0004	-0,059	111,3	3,6	114,0	10,0	455,0	85,0	111,3	3,6	2,37
43	262	190	0,725	0,0530	0,0052	0,1270	0,0120	0,0176	0,0005	0,0059	0,0004	-0,127	112,7	3,2	121,0	11,0	543,0	97,0	112,7	3,2	6,86
44	195,3	141,4	0,724	0,0539	0,0073	0,1270	0,0170	0,0180	0,0007	0,0058	0,0005	-0,096	114,9	4,6	125,0	16,0	540,0	110,0	114,9	4,6	8,08
45	273	166	0,608	0,0507	0,0046	0,1220	0,0100	0,0178	0,0005	0,0063	0,0005	-0,043	113,8	3,2	116,3	9,4	430,0	110,0	113,8	3,2	2,15
46	156,2	94,7	0,606	0,1760	0,0180	0,5190	0,0550	0,0205	0,0008	0,0175	0,0016	0,452	131,0	5,3	420,0	38,0	2690,0	140,0	2690,0	140,0	68,81
47	736	993	1,349	0,0594	0,0034	0,1464	0,0082	0,0178	0,0004	0,0059	0,0004	0,059	114,0	2,7	138,6	7,3	650,0	95,0	114,0	2,7	17,75
48	132,3	90,6	0,685	0,0790	0,0089	0,2010	0,0230	0,0182	0,0007	0,0074	0,0007	0,181	116,5	4,2	184,0	20,0	1190,0	120,0	116,5	4,2	36,68
49	183,1	117,9	0,644	0,0546	0,0074	0,1310	0,0170	0,0174	0,0007	0,0055	0,0005	0,125	111,2	4,6	124,0	15,0	660,0	150,0	111,2	4,6	10,32
50	177	163	0,921	0,0498	0,0068	0,1170	0,0160	0,0170	0,0005	0,0058	0,0006	0,259	108,7	3,3	111,0	15,0	580,0	110,0	108,7	3,3	2,07
51	467	601	1,287	0,0578	0,0051	0,1350	0,0130	0,0171	0,0006	0,0061	0,0004	0,180	109,5	3,8	128,0	11,0	600,0	110,0	109,5	3,8	14,45
52	99,9	93,1	0,932	0,0660	0,0140	0,1680	0,0320	0,0186	0,0012	0,0069	0,0006	0,002	118,5	7,6	155,0	27,0	1250,0	270,0	118,5	7,6	23,55
53	198,3	154,5	0,779	0,0491	0,0063	0,1210	0,0150	0,0178	0,0006	0,0062	0,0005	-0,102	113,6	4,0	115,0	14,0	600,0	140,0	113,6	4,0	1,22
54	225,9	186,5	0,826	0,0725	0,0087	0,1570	0,0190	0,0165	0,0005	0,0059	0,0006	0,398	105,6	3,3	149,0	18,0	1060,0	160,0	105,6	3,3	29,13
55	175,5	116,3	0,663	0,0559	0,0083	0,1280	0,0170	0,0174	0,0006	0,0055	0,0005	-0,075	111,0	3,7	122,0	16,0	730,0	150,0	111,0	3,7	9,02
56	133,4	77,8	0,583	0,0598	0,0069	0,1500	0,0150	0,0173	0,0007	0,0065	0,0006	0,080	110,4	4,6	141,0	13,0	720,0	120,0	110,4	4,6	21,70
57	279	299	1,072	0,0512	0,0060	0,1270	0,0140	0,0179	0,0005	0,0056	0,0004	-0,142	114,3	3,4	121,0	13,0	540,0	150,0	114,3	3,4	5,54
58	244	205,1	0,841	0,0504	0,0065	0,1230	0,0150	0,0176	0,0007	0,0062	0,0005	-0,011	112,4	4,3	117,0	14,0	590,0	110,0	112,4	4,3	3,93
59	258	143,2	0,555	0,0516	0,0073	0,1210	0,0170	0,0172	0,0007	0,0064	0,0006	0,182	110,0	4,3	116,0	15,0	580,0	200,0	110,0	4,3	5,17
60	330	294	0,891	0,0563	0,0080	0,1320	0,0160	0,0175	0,0008	0,0060	0,0005	0,221	111,7	4,8	125,0	14,0	460,0	160,0	111,7	4,8	10,64

61	133,4	21,9	0,164	0,0548	0,0093	0,1580	0,0240	0,0214	0,0011	0,0085	0,0016	-0,477	136,7	6,8	147,0	21,0	546,0	74,0	136,7	6,8	7,01
62	122	93	0,762	0,0533	0,0071	0,1240	0,0160	0,0170	0,0009	0,0049	0,0005	0,079	108,4	5,7	120,0	14,0	590,0	130,0	108,4	5,7	9,67
63	123,8	80,1	0,647	0,0503	0,0064	0,1270	0,0170	0,0184	0,0007	0,0061	0,0007	0,143	117,4	4,4	121,0	15,0	670,0	120,0	117,4	4,4	2,98
64	333	296	0,889	0,0491	0,0036	0,1251	0,0097	0,0182	0,0004	0,0060	0,0004	0,194	116,0	2,8	120,4	8,5	323,0	69,0	116,0	2,8	3,65
65	274	240	0,876	0,0523	0,0058	0,1250	0,0130	0,0178	0,0006	0,0057	0,0004	-0,071	113,5	3,6	119,0	12,0	470,0	100,0	113,5	3,6	4,62
66	157,9	88,7	0,562	0,0498	0,0063	0,1270	0,0150	0,0180	0,0007	0,0058	0,0005	0,009	114,7	4,1	120,0	14,0	650,0	150,0	114,7	4,1	4,42
67	192,6	128,1	0,665	0,0500	0,0058	0,1190	0,0130	0,0172	0,0006	0,0061	0,0005	0,044	109,8	3,8	116,0	11,0	496,0	83,0	109,8	3,8	5,34
68	138,5	82	0,592	0,0514	0,0075	0,1240	0,0170	0,0175	0,0006	0,0056	0,0006	-0,232	111,8	4,0	117,0	16,0	549,0	99,0	111,8	4,0	4,44
69	134,8	81,9	0,608	0,0489	0,0063	0,1220	0,0150	0,0177	0,0006	0,0056	0,0006	0,078	113,3	4,0	116,0	14,0	480,0	110,0	113,3	4,0	2,33
70	204	157	0,770	0,0477	0,0054	0,1230	0,0140	0,0180	0,0006	0,0062	0,0005	0,098	115,2	3,8	116,0	12,0	770,0	110,0	115,2	3,8	0,69
71	349	503	1,441	0,0700	0,0130	0,1780	0,0370	0,0182	0,0007	0,0076	0,0007	0,449	116,3	4,6	165,0	32,0	1140,0	170,0	116,3	4,6	29,52
72	100,6	62,4	0,620	0,0473	0,0098	0,1260	0,0260	0,0182	0,0010	0,0056	0,0009	-0,235	116,0	6,2	118,0	23,0	840,0	180,0	116,0	6,2	1,69
73	236	140	0,593	0,0608	0,0072	0,1460	0,0170	0,0179	0,0007	0,0062	0,0006	-0,059	114,3	4,2	137,0	15,0	800,0	170,0	114,3	4,2	16,57
74	233,9	189,7	0,811	0,0509	0,0049	0,1210	0,0110	0,0173	0,0006	0,0059	0,0005	0,277	110,8	3,9	115,5	9,9	316,0	98,0	110,8	3,9	4,07
75	198,8	127,9	0,643	0,0533	0,0086	0,1360	0,0200	0,0178	0,0008	0,0056	0,0005	0,045	113,7	5,1	128,0	18,0	530,0	110,0	113,7	5,1	11,17
76	221	170,3	0,771	0,0555	0,0049	0,1340	0,0120	0,0178	0,0006	0,0060	0,0005	0,302	113,5	3,5	127,0	11,0	593,0	98,0	113,5	3,5	10,63
77	657	283	0,431	0,0507	0,0040	0,1314	0,0091	0,0185	0,0006	0,0066	0,0006	-0,003	118,1	3,7	125,2	8,2	381,0	84,0	118,1	3,7	5,67
78	140	139	0,993	0,0890	0,0110	0,2600	0,0320	0,0209	0,0009	0,0086	0,0007	0,177	133,2	5,3	231,0	26,0	1540,0	160,0	133,2	5,3	42,34
79	187,4	129	0,688	0,0564	0,0090	0,1290	0,0180	0,0172	0,0007	0,0057	0,0006	-0,060	109,9	4,3	122,0	16,0	640,0	170,0	109,9	4,3	9,92
80	81,4	31,1	0,382	0,0520	0,0110	0,1330	0,0280	0,0184	0,0010	0,0066	0,0011	-0,053	117,4	6,6	123,0	25,0	870,0	160,0	117,4	6,6	4,55
81	612	604	0,987	0,0494	0,0036	0,1296	0,0096	0,0190	0,0005	0,0061	0,0004	0,257	121,1	2,9	123,5	8,6	246,0	60,0	121,1	2,9	1,94
82	89,9	67,5	0,751	0,0550	0,0140	0,1360	0,0330	0,0176	0,0008	0,0064	0,0007	0,306	112,7	5,3	126,0	29,0	820,0	250,0	112,7	5,3	10,56
83	316	201	0,636	0,0502	0,0049	0,1180	0,0110	0,0176	0,0006	0,0056	0,0005	-0,120	112,3	3,8	115,0	10,0	316,0	85,0	112,3	3,8	2,35
84	98	52,4	0,535	0,0600	0,0110	0,1280	0,0210	0,0164	0,0009	0,0055	0,0010	-0,272	104,6	5,7	121,0	19,0	860,0	210,0	104,6	5,7	13,55
85	169	116,9	0,692	0,0594	0,0088	0,1460	0,0210	0,0180	0,0007	0,0065	0,0008	-0,139	115,1	4,6	141,0	19,0	840,0	170,0	115,1	4,6	18,37
86	164,8	96	0,583	0,0487	0,0074	0,1200	0,0170	0,0175	0,0006	0,0064	0,0006	-0,054	111,8	3,7	113,0	16,0	550,0	100,0	111,8	3,7	1,06
87	201,8	153,2	0,759	0,0682	0,0069	0,1640	0,0170	0,0174	0,0007	0,0064	0,0006	0,138	111,1	4,4	154,0	15,0	970,0	100,0	111,1	4,4	27,86
88	276	187	0,678	0,0616	0,0067	0,1490	0,0160	0,0174	0,0006	0,0059	0,0006	0,273	111,1	3,6	140,0	14,0	660,0	150,0	111,1	3,6	20,64
89	1845	3740	2,027	0,0489	0,0022	0,1238	0,0058	0,0180	0,0003	0,0059	0,0003	0,122	115,3	2,1	118,4	5,2	210,0	50,0	115,3	2	2,62
90	155	194	1,252	0,0560	0,0100	0,1180	0,0200	0,0155	0,0009	0,0059	0,0008	0,179	99,4	5,7	113,0	18,0	700,0	210,0	99,4	6	12,04
91	150,2	73,8	0,491	0,0475	0,0089	0,1110	0,0190	0,0168	0,0007	0,0061	0,0007	-0,290	107,5	4,7	108,0	18,0	640,0	140,0	107,5	5	0,46
92	166,3	92,1	0,554	0,0565	0,0075	0,1350	0,0180	0,0173	0,0008	0,0065	0,0006	0,207	110,2	4,7	127,0	16,0	710,0	120,0	110,2	5	13,23
93	297,5	193,7	0,651	0,0480	0,0063	0,1110	0,0140	0,0169	0,0005	0,0057	0,0005	-0,095	107,7	3,3	106,0	12,0	510,0	150,0	107,7	3	-1,60
94	132	75	0,568	0,0559	0,0085	0,1390	0,0200	0,0181	0,0009	0,0052	0,0006	-0,109	115,3	5,4	131,0	18,0	770,0	170,0	115,3	5	11,98

95	189,6	118,5	0,625	0,0594	0,0059	0,1500	0,0140	0,0188	0,0008	0,0068	0,0006	0,165	120,2	5,2	143,0	12,0	630,0	110,0	120,2	5	15,94
96	151,1	95,9	0,635	0,0513	0,0079	0,1310	0,0190	0,0179	0,0007	0,0058	0,0007	0,056	114,1	4,4	124,0	17,0	590,0	120,0	114,1	4	7,98
97	165,1	104,5	0,633	0,0660	0,0061	0,1580	0,0160	0,0174	0,0006	0,0066	0,0005	0,347	111,2	3,8	148,0	14,0	790,0	110,0	111,2	4	24,86
98	176	113,4	0,644	0,0690	0,0120	0,1540	0,0250	0,0176	0,0010	0,0068	0,0009	0,370	112,7	6,2	144,0	22,0	1090,0	240,0	112,7	6	21,74
99	226,5	143,3	0,633	0,0503	0,0058	0,1240	0,0140	0,0174	0,0006	0,0059	0,0005	0,155	111,1	3,6	120,0	12,0	440,0	100,0	111,1	4	7,42
100	270	219	0,811	0,0461	0,0053	0,1170	0,0120	0,0170	0,0006	0,0060	0,0005	0,067	109,5	3,8	111,0	11,0	290,0	98,0	109,5	4	1,35

Datos analíticos muestra LC6-1609. Arenisca, techo Mb. Pitipeumo, Fm. Las Chilcas

ISOTOPE RATIOS²

Sample	ISOTOPE RATIOS ²												CORRECTED AGES (Ma)								
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2SE %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2SE %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2SE %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2SE %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S E	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S E	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S E	Best age (Ma)	±2S E	Disc %
001	123,9	132,4	1,07	0,0493	0,0041	0,1067	0,0086	0,01572	0,00029	0,0047	0,0011	-0,07	100,6	1,9	102,5	7,9	323	85	101	2	1,85
002	68,1	50,2	0,74	0,252	0,015	0,705	0,032	0,02047	0,00075	0,018	0,0041	0,01	130,6	4,8	540	49	3196	42	3196	42	75,81
003	77	68	0,88	0,0516	0,0052	0,112	0,011	0,01579	0,00045	0,0044	0,001	0,07	101	2,8	107	10	455	94	101	3	5,61
004	70,5	73,5	1,04	0,081	0,012	0,179	0,019	0,01579	0,00048	0,0055	0,0013	-0,04	101	3	170	18	1200	130	101	3	40,59
005	51,5	44,5	0,86	0,133	0,013	0,356	0,038	0,01924	0,00058	0,0101	0,0024	0,37	122,8	3,7	305	28	2070	150	2070	150	59,74
006	84,8	61,6	0,73	0,0526	0,0055	0,117	0,013	0,01617	0,00051	0,0051	0,0012	0,14	103,4	3,2	112	11	370	110	103	3	7,68
007	60,6	57,3	0,95	0,0647	0,0066	0,138	0,014	0,01561	0,00056	0,005	0,0011	0,07	99,8	3,5	130	12	838	89	100	4	23,23
008	74,8	61,2	0,82	0,0539	0,006	0,115	0,012	0,01571	0,00052	0,0051	0,0012	-0,26	100,5	3,3	110	11	484	94	101	3	8,64
009	105,3	74,2	0,7	0,05	0,0035	0,1088	0,0082	0,01577	0,00042	0,0049	0,0011	0,22	100,9	2,7	104,6	7,5	281	68	101	3	3,54
010	85,3	77,9	0,91	0,0602	0,0053	0,139	0,011	0,01685	0,00049	0,0057	0,0013	-0,14	107,7	3,1	131	10	660	110	108	3	17,79
011	82,9	75,6	0,91	0,0639	0,007	0,139	0,015	0,01597	0,00052	0,006	0,0014	-0,03	102,1	3,3	132	14	792	92	102	3	22,65
012	52,7	43,8	0,83	0,0808	0,0078	0,172	0,015	0,01536	0,00048	0,0062	0,0015	-0,02	98,3	3,1	163	15	1230	110	98	3	39,69
013	104,2	95,5	0,92	0,0509	0,0045	0,1101	0,0096	0,01571	0,00044	0,0055	0,0013	0,17	100,5	2,8	105,6	8,8	495	92	101	3	4,83
014	51,5	39,7	0,77	0,127	0,013	0,287	0,03	0,01612	0,0006	0,0097	0,0023	0,36	103,1	3,8	254	24	2030	130	2030	130	59,41
015	82,8	78,5	0,95	0,117	0,016	0,293	0,042	0,01787	0,00051	0,0091	0,0022	0,33	114,1	3,2	258	33	1790	240	114	3	55,78
016	101,1	110	1,09	0,0736	0,0059	0,164	0,013	0,01609	0,00043	0,0059	0,0013	0,09	102,9	2,8	153	12	980	110	103	3	32,75
017	42,8	34,8	0,81	0,118	0,023	0,241	0,037	0,01613	0,00065	0,0083	0,002	-0,04	103,2	4,1	231	39	1860	190	103	4	55,32
018	60,8	49,4	0,81	0,0749	0,0064	0,162	0,014	0,01575	0,00051	0,0066	0,0015	0,11	100,8	3,2	152	12	1030	110	101	3	33,68
019	102	99	0,97	0,056	0,0052	0,123	0,01	0,01596	0,00058	0,0056	0,0013	-0,13	102	3,7	117,3	9,5	529	99	102	4	13,04
020	44,5	38,4	0,86	0,148	0,01	0,347	0,028	0,01696	0,00058	0,0101	0,0023	0,52	108,4	3,7	301	21	2310	72	2310	72	63,99
021	84	63,9	0,76	0,0746	0,0061	0,158	0,013	0,01542	0,00038	0,0062	0,0014	-0,13	98,6	2,4	148	11	1022	92	99	2	33,38
022	48,5	31,4	0,65	0,0699	0,0071	0,156	0,015	0,01639	0,00052	0,0062	0,0015	-0,04	104,8	3,3	146	13	921	96	105	3	28,22
023	181	231	1,28	0,0533	0,0037	0,1172	0,0082	0,01592	0,00034	0,0051	0,0012	0,01	101,8	2,1	112,3	7,4	427	75	102	2	9,35

024	116	78,2	0,67	0,0614	0,0053	0,134	0,011	0,0159	0,00046	0,0056	0,0013	-0,12	101,7	2,9	127	10	890	240	102	3	19,92
025	325	269	0,83	0,0521	0,0029	0,187	0,011	0,02599	0,00057	0,008	0,0018	0,22	165,4	3,6	173,8	9,8	344	62	165	4	4,83
026	58	38,6	0,67	0,081	0,01	0,182	0,021	0,01635	0,00051	0,0078	0,0018	-0,09	104,6	3,2	168	18	1150	140	105	3	37,74
027	92,9	99,3	1,07	0,0581	0,0063	0,123	0,012	0,0161	0,00059	0,005	0,0012	0,10	103	3,8	117	11	600	110	103	4	11,97
028	44,5	22,4	0,5	0,0551	0,0083	0,121	0,02	0,01595	0,00067	0,006	0,0015	0,19	102	4,2	115	18	540	130	102	4	11,30
029	98,5	87,4	0,89	0,0671	0,0064	0,144	0,014	0,01566	0,00047	0,0053	0,0012	-0,02	100,2	3	136	12	820	100	100	3	26,32
030	105,8	112,2	1,06	0,0606	0,0049	0,1277	0,0099	0,01539	0,00038	0,0051	0,0012	-0,08	98,4	2,4	121,6	8,9	698	88	98	2	19,08
031	442	555	1,26	0,0503	0,0025	0,1086	0,0055	0,0157	0,00038	0,0053	0,0012	0,18	100,4	2,4	104,6	5	253	52	100	2	4,02
032	135,4	122,6	0,91	0,112	0,01	0,251	0,022	0,01627	0,00055	0,0077	0,0018	0,12	104	3,5	226	17	1800	120	104	4	53,98
033	58,5	51,9	0,89	0,093	0,017	0,215	0,031	0,017	0,0011	0,0077	0,0018	-0,19	108,7	7	197	26	1490	200	109	7	44,82
034	70,8	48,9	0,69	0,0687	0,008	0,153	0,018	0,0162	0,00056	0,0064	0,0015	0,16	103,6	3,5	143	15	940	120	104	4	27,55
035	86,9	71,3	0,82	0,052	0,0061	0,115	0,013	0,01616	0,00054	0,0052	0,0012	-0,03	103,3	3,4	110	12	510	130	103	3	6,09
036	66,5	61,4	0,92	0,095	0,013	0,215	0,034	0,01568	0,00072	0,0072	0,0018	0,39	100,3	4,6	195	28	1490	200	100	5	48,56
037	65,4	55,5	0,85	0,0593	0,0063	0,128	0,013	0,01576	0,00068	0,0054	0,0013	0,13	100,8	4,3	121	12	570	110	101	4	16,69
038	105	98	0,93	0,0601	0,0048	0,1259	0,009	0,01533	0,0006	0,0053	0,0012	-0,06	98,1	3,8	120,1	8,1	639	98	98	4	18,32
039	185	234	1,26	0,104	0,011	0,234	0,021	0,01648	0,00047	0,0065	0,0015	-0,40	105,4	3	213	17	1670	110	105	3	50,52
040	107,3	95,7	0,89	0,0767	0,0063	0,169	0,013	0,01607	0,00045	0,0066	0,0015	-0,02	102,8	2,9	158	12	1101	86	103	3	34,94
041	78,1	69,9	0,9	0,0596	0,0072	0,133	0,015	0,01623	0,00052	0,0054	0,0013	0,01	103,8	3,3	126	14	620	150	104	3	17,62
042	57,3	55,8	0,97	0,114	0,016	0,257	0,036	0,01645	0,00095	0,0079	0,0018	0,16	105,1	6	230	29	1810	140	105	6	54,30
043	135	92	0,68	0,0561	0,0093	0,12	0,018	0,01566	0,0005	0,0054	0,0013	-0,38	100,1	3,2	115	16	500	170	100	3	12,96
044	143	126	0,88	0,0573	0,0044	0,1279	0,0097	0,01621	0,00033	0,0056	0,0013	-0,02	103,7	2,1	121,8	8,8	531	72	104	2	14,86
045	99,4	116,8	1,18	0,1015	0,0058	0,23	0,017	0,01637	0,00051	0,0065	0,0015	0,63	104,6	3,2	209	14	1647	66	105	3	49,95
046	70	66,6	0,95	0,0671	0,0097	0,145	0,021	0,01568	0,00052	0,0057	0,0013	0,14	100,3	3,3	136	18	840	160	100	3	26,25
047	61,4	63,3	1,03	0,0537	0,0067	0,116	0,014	0,01572	0,00052	0,0052	0,0012	0,10	100,5	3,3	111	13	470	140	101	3	9,46
048	49,7	31,4	0,63	0,0659	0,0074	0,156	0,019	0,01661	0,00057	0,007	0,0017	0,12	106,2	3,6	146	16	810	120	106	4	27,26
049	40,8	27	0,66	0,07	0,007	0,161	0,017	0,01664	0,00049	0,0068	0,0017	0,11	106,4	3,1	151	15	980	130	106	3	29,54
050	200	219	1,1	0,0531	0,0038	0,1146	0,0085	0,01563	0,00028	0,0051	0,0012	0,03	100	1,8	110	7,8	389	80	100	2	9,09
051	139,8	176	1,26	0,0495	0,0037	0,1058	0,008	0,01547	0,00034	0,0051	0,0012	0,15	99	2,2	101,9	7,3	333	83	99	2	2,85
052	106,2	105,4	0,99	0,0509	0,0044	0,1102	0,0093	0,0158	0,00039	0,0048	0,0011	-0,05	101	2,4	105,7	8,5	416	83	101	2	4,45

054	88,8	59,9	0,67	0,0692	0,0073	0,148	0,015	0,0156	0,00041	0,0059	0,0014	-0,11	99,8	2,6	140	13	900	110	100	3	28,71
055	162	199	1,23	0,0535	0,0056	0,115	0,012	0,01561	0,00047	0,0049	0,0011	0,19	99,8	3	111	11	430	110	100	3	10,09
056	406	440	1,32	0,0909	0,0062	0,197	0,015	0,01575	0,00064	0,0061	0,0014	0,34	100,7	4,1	182	12	1422	68	101	4	44,67
057	97,4	94,5	0,97	0,0757	0,0066	0,173	0,015	0,01669	0,00043	0,0062	0,0014	-0,02	106,7	2,7	162	13	1065	99	107	3	34,14
058	165	190	1,15	0,0509	0,0036	0,1107	0,0078	0,01583	0,00031	0,0048	0,0011	-0,06	101,2	2	106,3	7,1	321	70	101	2	4,80
059	65,5	61,1	0,93	0,0668	0,007	0,141	0,015	0,01577	0,00042	0,0058	0,0013	0,17	100,9	2,7	137	14	800	110	101	3	26,35
060	81,9	64,7	0,79	0,0686	0,0059	0,146	0,013	0,01556	0,00036	0,006	0,0014	0,22	99,5	2,3	138	11	849	98	100	2	27,90
061	226	270	1,19	0,0548	0,003	0,1199	0,0065	0,01588	0,0003	0,0054	0,0012	-0,11	101,5	1,9	114,8	5,9	452	72	102	2	11,59
062	79,4	76,3	0,96	0,0517	0,0055	0,112	0,012	0,01593	0,00046	0,0052	0,0012	-0,03	101,9	2,9	107	11	454	78	102	3	4,77
063	150	159	1,06	0,0601	0,0049	0,13	0,01	0,01576	0,00048	0,0057	0,0013	-0,12	100,8	3	124,2	9,1	603	97	101	3	18,84
064	67	51,6	0,77	0,0558	0,0066	0,121	0,015	0,01576	0,00058	0,0057	0,0013	0,04	100,8	3,7	115	13	700	180	101	4	12,35
065	181	224	1,24	0,0528	0,0035	0,1162	0,0078	0,01599	0,00037	0,0057	0,0013	0,05	102,2	2,4	111,5	7,1	352	65	102	2	8,34
066	46,1	30	0,65	0,0815	0,0095	0,179	0,02	0,01615	0,00059	0,0074	0,0018	-0,04	103,3	3,8	166	17	1150	160	103	4	37,77
067	149	160	1,07	0,058	0,0062	0,128	0,013	0,01598	0,00042	0,0054	0,0012	-0,08	102,2	2,7	122	12	540	120	102	3	16,23
068	107,8	98,5	0,91	0,0544	0,0062	0,118	0,012	0,01587	0,00057	0,0058	0,0013	-0,19	101,5	3,6	113	11	460	120	102	4	10,18
069	71,9	61,4	0,85	0,0672	0,0079	0,149	0,017	0,01597	0,00057	0,0063	0,0015	0,06	102,1	3,6	140	15	870	120	102	4	27,07
070	82,1	73,4	0,89	0,0527	0,0057	0,118	0,013	0,01627	0,00042	0,0056	0,0013	-0,14	104	2,6	113	12	770	280	104	3	7,96
071	191	153	0,8	0,0534	0,0042	0,1144	0,0091	0,01552	0,00035	0,0053	0,0012	0,15	99,3	2,2	109,8	8,3	392	76	99	2	9,56
072	77,9	72,6	0,93	0,054	0,0071	0,113	0,014	0,01538	0,00044	0,005	0,0012	-0,37	98,4	2,8	108	13	500	140	98	3	8,89
073	249	355	1,43	0,0528	0,0031	0,1133	0,0074	0,01587	0,00035	0,005	0,0011	-0,12	101,5	2,2	108,8	6,8	346	76	102	2	6,71
074	131	114	0,87	0,0543	0,0062	0,115	0,013	0,01543	0,00048	0,0054	0,0013	-0,01	98,7	3	110	12	360	160	99	3	10,27
076	64	56,3	0,88	0,0889	0,0099	0,204	0,024	0,01669	0,0007	0,0067	0,0016	0,27	106,7	4,4	191	22	1410	150	107	4	44,14
077	131	137	1,05	0,076	0,011	0,166	0,022	0,01587	0,00054	0,0054	0,0013	-0,36	101,5	3,4	156	19	1100	150	102	3	34,94
078	96	195	2,03	0,0662	0,0082	0,143	0,018	0,01555	0,0005	0,0048	0,0011	0,06	99,4	3,1	135	16	890	140	99	3	26,37
079	142,2	89,7	0,63	0,0532	0,0053	0,115	0,011	0,01591	0,00041	0,0053	0,0012	-0,23	101,8	2,6	110,1	9,9	510	110	102	3	7,54
080	87	90	1,03	0,077	0,015	0,169	0,032	0,0162	0,0011	0,006	0,0014	-0,11	103,4	6,7	158	28	1160	190	103	7	34,56
081	79,6	60,7	0,76	0,0538	0,008	0,114	0,016	0,0157	0,00062	0,0059	0,0014	-0,12	100,4	4	109	14	530	150	100	4	7,89
082	232	274	1,18	0,0552	0,0036	0,1195	0,0081	0,01571	0,0003	0,0052	0,0012	0,15	100,5	1,9	114,3	7,3	402	81	101	2	12,07
083	59,4	41,1	0,69	0,119	0,012	0,281	0,029	0,01725	0,00071	0,0105	0,0025	0,12	110,3	4,5	251	23	1950	120	1950	120	56,06

084	101,7	91,1	0,9	0,0681	0,009	0,146	0,018	0,01566	0,00061	0,0054	0,0012	-0,08	100,2	3,9	138	15	860	110	100	4	27,39
085	115	109	0,95	0,08	0,012	0,175	0,025	0,01554	0,0006	0,0066	0,0015	0,01	99,4	3,8	161	23	1390	100	99	4	38,26
086	118	134	1,14	0,0536	0,0058	0,118	0,012	0,01586	0,00062	0,0053	0,0012	-0,43	101,4	3,9	113	11	490	170	101	4	10,27
089	69	65	0,94	0,0528	0,0066	0,115	0,014	0,01601	0,00055	0,006	0,0014	-0,09	102,4	3,5	110	12	550	120	102	4	6,91
090	269	282	1,05	0,0579	0,0095	0,125	0,021	0,01572	0,00021	0,0053	0,0013	0,01	100,5	1,3	120	19	570	140	101	1	16,25
091	63,2	47,8	0,76	0,0713	0,0068	0,158	0,014	0,0162	0,00046	0,0068	0,0016	-0,12	103,6	2,9	148	12	970	110	104	3	30,00
093	420	399	0,95	0,0515	0,0032	0,1111	0,0075	0,01557	0,00045	0,005	0,0011	0,27	99,6	2,9	106,9	6,8	293	76	100	3	6,83
094	93	73	0,78	0,095	0,013	0,202	0,027	0,01549	0,0006	0,007	0,0017	0,02	99,1	3,8	185	23	1430	190	99	4	46,43
098	88	82,5	0,94	0,084	0,012	0,192	0,023	0,01677	0,00066	0,0069	0,0017	-0,22	107,2	4,2	178	19	1240	170	107	4	39,78
099	47	26,8	0,57	0,155	0,033	0,35	0,059	0,0171	0,0015	0,0124	0,0033	-0,04	109	9,4	301	45	2310	210	2310	210	63,79
101	96,1	98,7	1,03	0,0562	0,0046	0,123	0,01	0,0158	0,00038	0,0049	0,0011	0,06	101,1	2,4	117	9,1	479	66	101	2	13,59
102	129,7	117,8	0,91	0,137	0,039	0,49	0,19	0,0199	0,0016	0,0112	0,004	0,98	127	10	327	99	1560	430	127	10	61,16
103	120,1	129,1	1,07	0,0522	0,004	0,112	0,0088	0,01531	0,00031	0,00404	0,00092	-0,06	97,9	2	107,4	8	440	89	98	2	8,85
104	79,2	69,8	0,88	0,0805	0,0075	0,176	0,017	0,01589	0,00038	0,0048	0,0011	0,17	101,6	2,4	163	14	1150	110	102	2	37,67

Datos analíticos muestra LC3-1509. Arenisca, Mb. Tabón, Fm. Las Chilcas

CORRECTED RATIOS													CORRECTED (Ma)				AGES				
U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2 □ abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2 □ abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2 □ abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2 □ abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2 □	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2 □	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2 □	Best age (Ma)	±2 □	Disc %	
071	381	168	0,441	0,0453	0,0038	0,0977	0,0085	0,0155	0,0005	0,0052	0,0004	0,0575	99,4	2,9	94,4	7,8	310,0	100,0	99,4	2,9	-5,30
072	140,3	143,8	1,025	0,0499	0,0098	0,1120	0,0210	0,0158	0,0005	0,0050	0,0004	-0,0260	101,0	3,4	106,0	19,0	630,0	160,0	101,0	3,4	4,72
073	81,4	37,8	0,464	0,0482	0,0088	0,1100	0,0200	0,0171	0,0006	0,0052	0,0010	0,0241	109,4	4,0	104,0	18,0	470,0	120,0	109,4	4,0	-5,19
074	115,1	96,8	0,841	0,0514	0,0060	0,1740	0,0190	0,0253	0,0009	0,0079	0,0006	0,0452	160,7	5,7	167,0	17,0	618,0	89,0	160,7	5,7	3,77
075	233	173	0,742	0,0470	0,0066	0,1080	0,0150	0,0166	0,0004	0,0051	0,0004	-0,0829	105,9	2,8	103,0	14,0	630,0	120,0	105,9	2,8	-2,82
076	107,4	61,6	0,574	0,0550	0,0110	0,1400	0,0290	0,0180	0,0010	0,0058	0,0010	0,1100	114,8	6,6	132,0	26,0	550,0	190,0	114,8	6,6	13,03
077	140,9	147,2	1,045	0,0600	0,0120	0,1260	0,0190	0,0152	0,0008	0,0052	0,0004	-0,1724	97,5	4,8	120,0	17,0	870,0	190,0	97,5	4,8	18,75
078	362	265	0,732	0,0509	0,0035	0,1890	0,0140	0,0272	0,0006	0,0084	0,0004	0,3251	173,1	4,2	179,0	12,0	288,0	85,0	173,1	4,2	3,30
079	70,8	44,1	0,623	0,0570	0,0120	0,1170	0,0210	0,0134	0,0006	0,0043	0,0007	-0,2103	85,7	3,7	114,0	18,0	1090,0	180,0	85,7	3,7	24,82
080	534	275	0,515	0,0494	0,0057	0,1050	0,0110	0,0149	0,0004	0,0050	0,0003	-0,3422	95,0	2,4	101,0	11,0	450,0	150,0	95,0	2,4	5,94
081	309	198	0,641	0,0950	0,0130	0,1910	0,0250	0,0150	0,0006	0,0064	0,0006	0,0565	96,1	3,9	176,0	22,0	1480,0	130,0	96,1	3,9	45,40
082	19,8	11	0,556	0,1040	0,0340	0,1820	0,0530	0,0132	0,0016	0,0068	0,0017	-0,0215	84,0	10,0	171,0	47,0	2210,0	300,0	2210,0	300,0	50,88
083	475	534	1,124	0,0500	0,0049	0,1044	0,0097	0,0149	0,0004	0,0049	0,0003	0,0249	95,5	2,7	100,5	9,0	357,0	98,0	95,5	2,7	4,98
084	85,2	47,6	0,559	0,1480	0,0380	0,3250	0,0740	0,0166	0,0010	0,0088	0,0018	0,0637	105,9	6,0	281,0	58,0	2280,0	220,0	2280,0	220,0	62,31
085	133	49	0,368	0,0590	0,0200	0,1470	0,0470	0,0176	0,0015	0,0076	0,0022	-0,0431	112,5	9,2	136,0	41,0	1210,0	270,0	112,5	9,2	17,28
086	48,2	31,8	0,660	0,0490	0,0110	0,1000	0,0230	0,0152	0,0009	0,0038	0,0008	0,5220	97,4	6,0	97,0	20,0	760,0	170,0	97,4	6,0	-0,41
087	115	87,3	0,759	0,0970	0,0120	0,2330	0,0280	0,0166	0,0010	0,0082	0,0006	0,2077	105,9	6,5	210,0	23,0	1570,0	160,0	105,9	6,5	49,57
088	226	180,8	0,800	0,0668	0,0076	0,1370	0,0140	0,0147	0,0005	0,0050	0,0004	0,0613	94,2	3,2	129,0	13,0	910,0	110,0	94,2	3,2	26,98
089	138,4	100,9	0,729	0,0497	0,0073	0,1050	0,0150	0,0153	0,0004	0,0052	0,0004	0,0395	97,6	2,8	102,0	14,0	630,0	130,0	97,6	2,8	4,31
090	207	339	1,638	0,0476	0,0058	0,0990	0,0120	0,0149	0,0004	0,0049	0,0003	0,3114	95,5	2,8	99,0	11,0	480,0	130,0	95,5	2,8	3,54
091	406	276	0,680	0,0550	0,0110	0,1000	0,0190	0,0133	0,0006	0,0053	0,0007	0,0715	85,2	3,9	100,0	19,0	580,0	130,0	85,2	3,9	14,80
092	1066	834	0,782	0,0515	0,0021	0,3060	0,0130	0,0425	0,0005	0,0128	0,0005	0,2230	268,6	2,8	271,0	10,0	283,0	43,0	268,6	2,8	0,89
093	85,5	62,3	0,729	0,0540	0,0120	0,1140	0,0230	0,0150	0,0008	0,0042	0,0006	0,0877	96,9	5,4	110,0	22,0	930,0	150,0	96,9	5,4	11,91
094	75,2	46,9	0,624	0,0610	0,0130	0,1510	0,0310	0,0171	0,0010	0,0053	0,0009	0,0542	109,3	6,5	141,0	28,0	1020,0	220,0	109,3	6,5	22,48
095	80,5	34	0,422	0,0520	0,0200	0,1140	0,0410	0,0146	0,0009	0,0056	0,0010	0,1053	93,3	5,4	106,0	37,0	1260,0	200,0	93,3	5,4	11,98
096	391	565	1,445	0,0463	0,0046	0,1020	0,0100	0,0161	0,0003	0,0052	0,0002	0,0367	102,7	2,1	98,5	9,4	520,0	140,0	102,7	2,1	-4,26
097	109,9	65,5	0,596	0,0920	0,0140	0,2030	0,0250	0,0147	0,0008	0,0070	0,0009	0,1598	93,9	4,7	185,0	21,0	1590,0	160,0	93,9	4,7	49,24

Datos analíticos muestra CA5-1501. Arenisca, Mb. Ñilhue, Fm. Las Chilcas
ISOTOPE RATIOS²

Sample	CORRECTED AGES (Ma)																Best age (Ma)	±2S E	Disc %		
	U (ppm) ₁	Th (ppm) ₁	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2SE %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2SE %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2SE %	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2SE %	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2S E	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2S E				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2S E
Zircon-001	174	136	0,78	0,0504	0,0034	0,1107	0,0074	0,01631	0,00025	0,00519	0,0003	-0,20473	104,3	1,6	108,7	6,7	332	72	104	2	4,05
Zircon-002	163	126	0,77	0,0505	0,0032	0,1146	0,0071	0,01645	0,00025	0,00538	0,00027	-0,10626	105,2	1,6	109,8	6,5	363	63	105	2	4,19
Zircon-003	154	109	0,71	0,1396	0,0078	0,355	0,024	0,01847	0,00038	0,01121	0,00079	0,087157	118	2,4	308	17	2229	60	2229	60	61,69
Zircon-004	121	84,1	0,7	0,054	0,004	0,1217	0,0098	0,01662	0,00032	0,00533	0,00032	0,19428	106,3	2	119,1	8,7	473	96	106	2	10,75
Zircon-005	98,3	53,1	0,54	0,0531	0,0048	0,123	0,011	0,01683	0,00033	0,00612	0,00041	0,080494	107,6	2,1	117,3	9,9	433	94	108	2	8,27
Zircon-006	213	187	0,88	0,0697	0,0035	0,1639	0,009	0,01703	0,00022	0,00633	0,0003	0,36228	108,9	1,4	153,7	7,9	899	82	109	1	29,15
Zircon-007	105	57,8	0,55	0,0547	0,006	0,126	0,013	0,01675	0,00035	0,00588	0,00041	0,12821	107	2,2	120	12	560	120	107	2	10,83
Zircon-008	99,3	56,2	0,57	0,09	0,027	0,21	0,1	0,01759	0,00082	0,0082	0,0028	-0,27549	112,4	5,2	197	61	1380	230	112	5	42,94
Zircon-009	111,3	60,9	0,55	0,0683	0,0062	0,159	0,016	0,01699	0,00038	0,00683	0,00051	0,050615	108,6	2,4	149	13	850	130	109	2	27,11
Zircon-010	111	64,1	0,58	0,081	0,017	0,191	0,05	0,01708	0,00044	0,0074	0,0012	0,068245	109,2	2,8	177	36	1230	210	109	3	38,31
Zircon-011	110,4	66,7	0,6	0,0743	0,0062	0,178	0,015	0,01753	0,0004	0,00704	0,00047	-0,14467	112	2,5	166	12	980	110	112	3	32,53
Zircon-012	167	112	0,67	0,127	0,028	0,32	0,16	0,018	0,0014	0,0105	0,0039	0,84356	115,1	8,9	277	74	2080	160	2080	160	58,45
Zircon-013	141,7	73	0,52	0,0686	0,0044	0,162	0,01	0,01731	0,00023	0,00688	0,00047	-0,1001	110,6	1,5	152,6	8,9	872	87	111	2	27,52
Zircon-014	85,2	48,6	0,57	0,1437	0,0097	0,369	0,028	0,01887	0,00053	0,0124	0,0012	-0,00747	120,5	3,4	318	20	2248	89	2248	89	62,11
Zircon-015	125	87,5	0,7	0,105	0,056	0,25	0,33	0,0178	0,0029	0,009	0,0098	0,15662	113	18	230	150	1660	350	113	18	50,87
Zircon-016	130,3	75,3	0,58	0,069	0,0051	0,158	0,012	0,01695	0,00034	0,00704	0,00041	0,24909	108,3	2,1	149	10	880	110	108	2	27,32
Zircon-017	158	72,1	0,46	0,0544	0,0035	0,1235	0,0083	0,01661	0,00029	0,0056	0,00041	0,013164	106,2	1,8	118	7,4	475	75	106	2	10,00
Zircon-018	263	255	0,97	0,117	0,014	0,281	0,047	0,01758	0,00047	0,00827	0,00097	0,19722	112,3	3	251	32	1910	130	1910	130	55,26
Zircon-019	187	127	0,68	0,0583	0,004	0,1324	0,0089	0,01669	0,00029	0,00576	0,00038	-0,22079	106,7	1,8	126	7,9	518	87	107	2	15,32
Zircon-020	92,7	75,4	0,81	0,0683	0,0081	0,151	0,027	0,01658	0,00041	0,00543	0,00064	0,33088	106,8	2,6	142	21	890	180	107	3	24,79
Zircon-021	192	138	0,72	0,1162	0,008	0,285	0,022	0,01789	0,0003	0,00939	0,00057	0,20112	114,3	1,9	254	16	1905	82	1905	82	55,00
Zircon-022	117	97	0,83	0,229	0,012	0,619	0,048	0,01978	0,00049	0,01429	0,00095	0,27355	126,3	3,1	486	28	3018	66	3018	66	74,01

Zircon-023	151	110	0,73	0,0519	0,0047	0,1209	0,0096	0,01705	0,00034	0,00599	0,00038	0,03399	109	2,2	115,7	8,6	255	97	109	2	5,79
Zircon-024	319	277	0,87	0,051	0,002	0,1193	0,0045	0,0171	0,00025	0,00538	0,00024	0,13329	109,3	1,6	114,4	4,1	224	53	109	2	4,46
Zircon-025	345	341	0,99	0,05	0,0024	0,1183	0,0056	0,01726	0,00019	0,00551	0,00026	0,21998	110,3	1,2	113,4	5	258	57	110	1	2,73
Zircon-026	163	116	0,71	0,0573	0,0037	0,1338	0,0094	0,01699	0,00031	0,006	0,00034	0,5096	108,6	2	127,2	8,3	485	90	109	2	14,62
Zircon-027	133	93	0,7	0,0641	0,0038	0,152	0,0093	0,0173	0,00029	0,00625	0,00043	0,014689	110,6	1,8	143,3	8,1	736	87	111	2	22,82
Zircon-028	119	67	0,56	0,247	0,012	0,663	0,049	0,01967	0,00071	0,0212	0,0019	-0,27925	125,6	4,5	516	29	3171	50	3171	50	75,66
Zircon-029	152,7	92,6	0,61	0,0499	0,0031	0,1157	0,0073	0,01691	0,00028	0,00541	0,0003	0,14172	108,1	1,8	110,9	6,7	341	54	108	2	2,52
Zircon-030	161	93,4	0,58	0,0577	0,0058	0,134	0,014	0,01686	0,00029	0,00632	0,00051	0,38261	107,7	1,8	127	12	520	140	108	2	15,20
Zircon-031	208	188	0,9	0,1036	0,0073	0,256	0,021	0,01803	0,00038	0,0079	0,00081	0,46634	115,2	2,4	231	16	1640	96	115	2	50,13
Zircon-032	141	83,8	0,59	0,0559	0,004	0,1252	0,0091	0,01642	0,00037	0,00543	0,00043	-0,21449	105	2,3	119,4	8,1	591	71	105	2	12,06
Zircon-033	528	880	1,67	0,0721	0,0057	0,158	0,019	0,01586	0,0005	0,00525	0,00056	0,80329	101,4	3,2	149	16	980	120	101	3	31,95
Zircon-034	195	120,7	0,62	0,0539	0,0035	0,1258	0,0082	0,01701	0,00027	0,00528	0,00034	0,20196	108,7	1,7	120	7,3	351	74	109	2	9,42
Zircon-035	137	114	0,83	0,346	0,035	1,2	1,1	0,0251	0,0094	0,027	0,021	0,42748	160	56	790	160	3676	88	3676	88	79,75
Zircon-036	225	154	0,68	0,0544	0,0037	0,1246	0,0085	0,01671	0,00024	0,00551	0,00033	-0,12353	106,9	1,5	119	7,6	439	85	107	2	10,17
Zircon-037	153	72,2	0,47	0,198	0,023	0,561	0,095	0,02065	0,00086	0,0243	0,0023	0,51391	131,7	5,4	451	48	2810	110	2810	110	70,80
Zircon-038	122,7	85,7	0,7	0,1156	0,0059	0,289	0,014	0,01815	0,00028	0,00963	0,00048	0,20813	116	1,8	257	11	1878	62	116	2	54,86
Zircon-039	125,9	110,3	0,88	0,0679	0,0057	0,166	0,014	0,01782	0,00034	0,00694	0,00048	-0,12143	113,9	2,2	155	12	860	120	114	2	26,52
Zircon-040	107,7	64,9	0,6	0,0666	0,006	0,157	0,015	0,01724	0,00041	0,00649	0,00057	-0,13019	110,2	2,6	148	13	800	120	110	3	25,54
Zircon-041	90,2	51	0,57	0,0617	0,0051	0,142	0,013	0,01684	0,00034	0,00621	0,00048	-0,10299	107,6	2,2	135	11	680	120	108	2	20,30
Zircon-042	88,4	55,4	0,63	0,0772	0,0057	0,182	0,015	0,01715	0,00032	0,00757	0,00047	-0,09168	109,6	2	169	12	1110	110	110	2	35,15
Zircon-043	197	157	0,8	0,0938	0,006	0,227	0,014	0,01765	0,00024	0,00788	0,00045	0,010978	112,8	1,5	208	11	1489	79	113	2	45,77
Zircon-044	120,3	68,7	0,57	0,0527	0,0035	0,1227	0,0081	0,01694	0,00027	0,00589	0,00033	0,10222	108,3	1,7	117,2	7,4	356	79	108	2	7,59
Zircon-045	145	106,8	0,74	0,14	0,03	0,36	0,17	0,0185	0,0015	0,0107	0,0037	0,18896	118,5	9,3	309	80	2210	200	2210	200	61,65
Zircon-046	240	260	1,08	0,371	0,081	1,6	5,6	0,031	0,046	0,031	0,083	0,82941	200	280	960	320	3710	120	3710	120	79,17
Zircon-047	164	168	1,02	0,0571	0,0033	0,1385	0,008	0,017	0,00025	0,00612	0,00028	-0,03557	108,6	1,6	135,1	7	777	56	109	2	19,62
Zircon-048	189	184	0,97	0,0673	0,0074	0,158	0,018	0,01708	0,00024	0,00625	0,00041	0,22843	109,2	1,5	149	15	820	130	109	2	26,71
Zircon-049	179	141	0,79	0,0651	0,0066	0,147	0,018	0,01638	0,00034	0,00569	0,00072	0,009069	104,7	2,2	142	15	810	150	105	2	26,27
Zircon-050	132	140	1,06	0,112	0,012	0,275	0,042	0,01785	0,00047	0,0079	0,001	0,098057	114,1	3	245	29	1790	170	114	3	53,43
Zircon-051	96,8	57,3	0,59	0,1528	0,0093	0,384	0,028	0,01829	0,00042	0,0126	0,0012	0,050788	116,8	2,7	329	19	2383	69	2383	69	64,50

Zircon-052	108,4	61,9	0,57	0,083	0,011	0,195	0,029	0,01718	0,00046	0,008	0,001	0,001697	109,8	2,9	180	23	1220	170	110	3	39,00
Zircon-053	176	103,2	0,59	0,0583	0,0058	0,134	0,014	0,01669	0,00026	0,0061	0,00046	-0,07627	106,7	1,7	127	12	540	140	107	2	15,98
Zircon-054	176	144	0,82	0,0574	0,003	0,1324	0,0076	0,01683	0,00024	0,00568	0,0003	-0,25926	107,6	1,5	126,1	6,6	509	68	108	2	14,67
Zircon-055	197	155	0,79	0,103	0,015	0,251	0,051	0,0178	0,00047	0,00817	0,00084	0,29953	113,7	3	227	35	1640	160	114	3	49,91
Zircon-056	186	141,3	0,76	0,0629	0,0051	0,148	0,013	0,01715	0,0003	0,00604	0,00044	0,058736	109,6	1,9	140	11	700	110	110	2	21,71
Zircon-057	109,9	65,3	0,59	0,0608	0,005	0,142	0,013	0,017	0,00034	0,00658	0,00046	0,22547	108,7	2,1	134	11	630	120	109	2	18,88
Zircon-058	94,1	49,8	0,53	0,0784	0,0071	0,187	0,019	0,01748	0,00042	0,00828	0,0006	0,099798	111,7	2,7	173	16	1130	120	112	3	35,43
Zircon-059	136,4	83,6	0,61	0,0495	0,0027	0,1129	0,0066	0,0166	0,00024	0,0056	0,0003	0,093204	106,2	1,5	108,5	6,4	321	70	106	2	2,12
Zircon-060	204	216	1,06	0,0785	0,0035	0,1807	0,0083	0,01714	0,00026	0,00633	0,00031	0,50015	109,6	1,7	171	7,1	1149	69	110	2	35,91
Zircon-061	184	151,7	0,82	0,0558	0,0041	0,128	0,011	0,01683	0,00025	0,00539	0,00034	-0,17529	107,6	1,6	122,4	9,5	460	97	108	2	12,09
Zircon-062	154	118,2	0,77	0,0593	0,0046	0,141	0,011	0,01739	0,0003	0,00616	0,0004	-0,03643	111,2	1,9	133,7	9,7	560	110	111	2	16,83
Zircon-063	148	90,4	0,61	0,1105	0,0075	0,276	0,018	0,01829	0,00032	0,01023	0,00075	0,011254	116,8	2	247	15	1785	93	117	2	52,71
Zircon-064	148	121,4	0,82	0,085	0,015	0,2	0,047	0,01717	0,00052	0,0072	0,0011	0,014918	109,7	3,3	184	34	1230	190	110	3	40,38
Zircon-065	145	105,7	0,73	0,084	0,026	0,197	0,078	0,01724	0,00049	0,0076	0,0011	-0,20855	110,2	3,1	181	45	1250	210	110	3	39,12
Zircon-066	110,2	61,9	0,56	0,1215	0,0079	0,307	0,02	0,01847	0,00037	0,01184	0,00084	0,11215	118	2,3	271	16	1939	90	1939	90	56,46
Zircon-067	130	88,7	0,68	0,063	0,0044	0,148	0,01	0,01707	0,0003	0,00621	0,00046	0,37483	109,1	1,9	139,6	9	690	110	109	2	21,85
Zircon-068	96	59,9	0,62	0,0651	0,0065	0,153	0,019	0,01715	0,00039	0,00658	0,00074	0,007037	109,6	2,5	144	16	780	150	110	3	23,89
Zircon-069	171	139	0,81	0,0748	0,0042	0,172	0,011	0,01674	0,00026	0,00619	0,00037	0,21805	107	1,6	160,8	9,6	1053	94	107	2	33,46
Zircon-070	524	920	1,76	0,061	0,032	0,13	0,15	0,016	0,0018	0,0052	0,0035	0,67579	102	11	127	94	640	330	102	11	19,69
Zircon-071	114,8	68,9	0,6	0,1037	0,0097	0,273	0,028	0,01911	0,0004	0,01038	0,00089	0,27985	122	2,5	242	22	1600	150	122	3	49,59
Zircon-072	133	88,3	0,66	0,0589	0,0045	0,136	0,011	0,01682	0,00025	0,0058	0,00038	0,18175	107,5	1,6	129,1	9,7	560	110	108	2	16,73
Zircon-073	129	115	0,89	0,093	0,025	0,22	0,1	0,01752	0,00097	0,0075	0,0033	0,45491	112	6,1	205	65	1440	230	112	6	45,37
Zircon-074	172	120,3	0,7	0,0724	0,0051	0,167	0,013	0,01692	0,00035	0,00614	0,00047	-0,21354	108,2	2,2	156	11	960	110	108	2	30,64
Zircon-075	94,7	76,1	0,8	0,0522	0,0041	0,1188	0,0089	0,01713	0,00041	0,00551	0,00032	0,072889	109,5	2,6	113,5	8,1	457	70	110	3	3,52
Zircon-076	367	519	1,41	0,1225	0,007	0,303	0,017	0,01801	0,00026	0,00738	0,00036	0,46158	115,1	1,6	268	13	2029	66	2029	66	57,05
Zircon-077	153	105,5	0,69	0,0604	0,0042	0,142	0,01	0,01706	0,00029	0,00626	0,00036	0,19488	109	1,9	134,2	9	600	94	109	2	18,78
Zircon-078	138	94	0,68	0,161	0,021	0,4	0,11	0,0183	0,0012	0,0128	0,0032	0,36501	116,9	7,5	344	57	2470	130	2470	130	66,02
Zircon-079	133,5	76,4	0,57	0,0924	0,0065	0,223	0,014	0,01766	0,00031	0,00838	0,00056	-0,25245	112,9	2	204	12	1469	88	113	2	44,66

Zircon-080	95,3	64,4	0,68	0,0795	0,0068	0,185	0,017	0,017	0,00034	0,00721	0,00049	-0,00793	108,7	2,1	172	14	1160	110	109	2	36,80
Zircon-081	119,7	85,8	0,72	0,0664	0,006	0,156	0,014	0,01705	0,00035	0,00609	0,00048	0,15483	109	2,2	147	12	820	130	109	2	25,85
Zircon-082	407,6	71,1	0,66	0,213	0,022	0,627	0,084	0,0215	0,00054	0,0197	0,0024	0,07287	137,1	3,4	493	44	2930	120	2930	120	72,19
Zircon-083	100,1	65,4	0,65	0,0678	0,0052	0,159	0,012	0,01707	0,00041	0,00623	0,00047	0,1595	109,1	2,6	149	11	850	120	109	3	26,78
Zircon-084	142	81,7	0,58	0,0689	0,0068	0,159	0,019	0,01684	0,00033	0,00652	0,00059	0,056541	107,6	2,1	149	15	970	120	108	2	27,79
Zircon-085	179	119	0,66	0,0615	0,0035	0,1443	0,0077	0,01714	0,00028	0,00607	0,00033	-0,27579	109,6	1,8	136,7	6,8	643	85	110	2	19,82
Zircon-086	89,4	57,3	0,64	0,0977	0,007	0,233	0,019	0,01739	0,00041	0,00884	0,00057	-0,14758	111,2	2,6	212	15	1561	79	111	3	47,55
Zircon-087	113	72,4	0,64	0,0576	0,0058	0,136	0,013	0,01711	0,00026	0,00594	0,00047	0,064065	109,3	1,6	129	12	540	120	109	2	15,27
Zircon-088	194	105,5	0,54	0,0596	0,0034	0,138	0,0086	0,01688	0,00028	0,00582	0,00035	-0,16334	107,9	1,8	130,8	7,6	584	76	108	2	17,51
Zircon-089	231	194	0,84	0,0816	0,0052	0,194	0,012	0,01725	0,00028	0,00683	0,00039	0,33913	110,3	1,8	180	10	1212	88	110	2	38,72
Zircon-090	110	67,3	0,61	0,0694	0,0083	0,166	0,023	0,01727	0,00034	0,00648	0,00069	0,27448	110,4	2,2	155	19	910	160	110	2	28,77
Zircon-091	60,4	37,7	0,62	0,0666	0,0057	0,157	0,014	0,01713	0,00042	0,00615	0,00048	0,10264	109,5	2,6	148	12	820	100	110	3	26,01
Zircon-092	177	145	0,82	0,0574	0,0043	0,131	0,01	0,01657	0,00031	0,00542	0,00045	0,043324	105,9	1,9	124,9	8,8	538	99	106	2	15,21
Zircon-093	160	161	1,01	0,0598	0,0036	0,1389	0,0089	0,01679	0,00021	0,00578	0,00031	0,20394	107,4	1,4	131,9	7,8	587	82	107	1	18,57
Zircon-094	163	108,9	0,67	0,0549	0,0066	0,126	0,015	0,01654	0,0003	0,00563	0,00055	0,53738	105,8	1,9	120	13	390	150	106	2	11,83
Zircon-095	164	139	0,85	0,0701	0,0061	0,163	0,017	0,0169	0,00029	0,00596	0,00053	0,061275	108	1,8	152	13	913	92	108	2	28,95
Zircon-096	193	148	0,77	0,0669	0,0054	0,155	0,013	0,01678	0,00031	0,00582	0,00045	-0,34054	107,3	1,9	146	11	820	110	107	2	26,51
Zircon-097	122,6	68,8	0,56	0,0689	0,0046	0,166	0,011	0,01737	0,00032	0,0073	0,00041	0,07763	111	2	155,5	9,5	883	89	111	2	28,62
Zircon-098	330	306	0,93	0,0625	0,0038	0,1452	0,0087	0,01676	0,00019	0,00572	0,00029	0,27592	107,2	1,2	137,4	7,6	675	88	107	1	21,98
Zircon-099	137,6	85,2	0,62	0,235	0,016	0,656	0,085	0,02018	0,00075	0,0188	0,0026	0,40517	128,8	4,7	512	41	3085	83	3085	83	74,84
Zircon-100	132,8	130,3	0,98	0,125	0,057	0,33	0,43	0,0188	0,0034	0,009	0,0061	-0,30078	120	21	290	150	2180	280	2180	280	58,62

Datos analíticos muestra LV5-1709. Arenisca, Mb. El Calvario, Fm. Las Chilcas

	CORRECTED RATIOS ²											CORRECTED AGES (Ma)									
	U (ppm) ¹	Th (ppm) ¹	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
1	600	440	0,683	0,0640	0,0120	0,1170	0,0210	0,0133	0,0008	0,0054	0,0006	0,1991	85,2	4,9	111,0	19,0	920,0	220,0	85,2	4,9	23,24
2	50	26,2	0,524	0,1310	0,0240	0,2510	0,0430	0,0150	0,0010	0,0085	0,0013	-0,0175	96,0	6,5	224,0	34,0	2210,0	180,0	0	0	57,14
3	250	213	0,852	0,0517	0,0087	0,1010	0,0170	0,0147	0,0006	0,0046	0,0004	0,0702	94,1	3,9	96,0	15,0	710,0	150,0	94,1	3,9	1,98
4	119	52,8	0,444	0,0505	0,0086	0,1130	0,0190	0,0163	0,0007	0,0067	0,0007	0,1196	104,0	4,6	107,0	18,0	640,0	130,0	104,0	4,6	2,80
6	147	107	0,728	0,0480	0,0150	0,0880	0,0270	0,0143	0,0007	0,0038	0,0007	0,0445	91,5	4,3	88,0	26,0	760,0	180,0	91,5	4,3	-3,98
7	170	168	0,988	0,0655	0,0086	0,1300	0,0170	0,0145	0,0006	0,0048	0,0005	0,1051	92,6	3,7	123,0	15,0	760,0	120,0	92,6	3,7	24,72
8	94	48,3	0,514	0,0610	0,0130	0,1420	0,0290	0,0161	0,0010	0,0053	0,0007	-0,1022	102,7	6,0	142,0	23,0	1090,0	220,0	102,7	6,0	27,68
9	90	59	0,656	0,0530	0,0160	0,1100	0,0330	0,0142	0,0011	0,0055	0,0006	0,0245	91,2	6,9	109,0	32,0	1170,0	370,0	91,2	6,9	16,33
10	220	73	0,332	0,0740	0,0110	0,1500	0,0210	0,0147	0,0007	0,0071	0,0010	-0,1298	94,2	4,2	140,0	19,0	1230,0	140,0	94,2	4,2	32,71
11	303	107	0,353	0,0537	0,0093	0,1010	0,0160	0,0141	0,0006	0,0049	0,0007	0,0262	90,4	4,1	96,0	15,0	770,0	170,0	90,4	4,1	5,83
12	258	450	1,744	0,0488	0,0056	0,0990	0,0110	0,0148	0,0003	0,0046	0,0002	-0,1806	94,7	2,1	95,6	9,8	450,0	110,0	94,7	2,1	0,94
13	135	127	0,941	0,0495	0,0086	0,1010	0,0170	0,0137	0,0006	0,0047	0,0004	0,0990	87,9	4,0	96,0	15,0	550,0	140,0	87,9	4,0	8,44
14	69,5	35,9	0,517	0,0580	0,0120	0,1380	0,0330	0,0157	0,0009	0,0070	0,0010	0,4724	100,6	5,9	129,0	29,0	870,0	250,0	100,6	5,9	22,02
15	458	526	1,148	0,0531	0,0049	0,1890	0,0170	0,0267	0,0006	0,0088	0,0004	0,3953	169,6	3,4	175,0	15,0	336,0	74,0	169,6	3,4	3,09
16	440	370	0,841	0,0502	0,0046	0,1240	0,0100	0,0181	0,0005	0,0057	0,0003	-0,3693	115,5	3,1	118,2	9,1	360,0	100,0	115,5	3,1	2,28
17	89	41,2	0,463	0,0680	0,0110	0,1490	0,0250	0,0159	0,0007	0,0059	0,0007	0,1790	101,6	4,4	139,0	22,0	1000,0	140,0	101,6	4,4	26,91
18	437	373	0,854	0,0495	0,0036	0,1232	0,0083	0,0178	0,0004	0,0056	0,0002	0,2330	113,9	2,8	117,8	7,5	281,0	66,0	113,9	2,8	3,31
19	111	59,9	0,540	0,0583	0,0085	0,1180	0,0170	0,0144	0,0006	0,0057	0,0006	0,1847	91,9	3,9	112,0	16,0	770,0	130,0	91,9	3,9	17,95
20	77,8	40,1	0,515	0,0460	0,0110	0,0880	0,0190	0,0140	0,0007	0,0059	0,0008	0,0120	89,5	4,2	87,0	19,0	680,0	190,0	89,5	4,2	-2,87
21	146	47	0,322	0,0710	0,0170	0,1420	0,0270	0,0136	0,0010	0,0051	0,0013	-0,0893	86,8	6,3	132,0	24,0	1270,0	250,0	86,8	6,3	34,24
22	42,7	25,1	0,588	0,0800	0,0150	0,1560	0,0270	0,0144	0,0009	0,0058	0,0010	0,0547	92,0	5,4	144,0	24,0	1290,0	150,0	92,0	5,4	36,11
23	121,7	73,9	0,607	0,0509	0,0061	0,1100	0,0120	0,0163	0,0005	0,0052	0,0004	0,1939	104,0	3,4	107,0	11,0	490,0	100,0	104,0	3,4	2,80
24	70	28,6	0,409	0,0480	0,0110	0,1100	0,0240	0,0156	0,0008	0,0054	0,0008	-0,0099	99,8	4,9	103,0	22,0	690,0	180,0	99,8	4,9	3,11
25	88,9	59	0,664	0,0535	0,0079	0,1080	0,0160	0,0145	0,0005	0,0048	0,0005	0,3754	92,7	3,4	103,0	15,0	770,0	200,0	92,7	3,4	10,00
26	91,1	57,1	0,627	0,0458	0,0080	0,1010	0,0170	0,0158	0,0006	0,0050	0,0004	-0,0421	101,2	4,0	96,0	16,0	620,0	160,0	101,2	4,0	-5,42
27	40,5	12,23	0,302	0,0510	0,0170	0,0990	0,0310	0,0138	0,0007	0,0079	0,0014	-0,0083	88,6	4,7	91,0	29,0	1280,0	270,0	88,6	4,7	2,64
28	62,6	38,5	0,615	0,0500	0,0100	0,1030	0,0220	0,0146	0,0006	0,0059	0,0006	0,2437	93,7	4,0	101,0	21,0	770,0	160,0	93,7	4,0	7,23
29	161	89,1	0,553	0,0518	0,0057	0,1350	0,0150	0,0185	0,0006	0,0063	0,0004	0,0714	118,1	3,7	130,0	13,0	464,0	92,0	118,1	3,7	9,15

30	75,9	48,3	0,636	0,0470	0,0100	0,0960	0,0210	0,0151	0,0007	0,0054	0,0005	0,1214	96,6	4,3	95,0	20,0	540,0	140,0	96,6	4,3	-1,68
31	124	73	0,589	0,0590	0,0110	0,1300	0,0270	0,0161	0,0008	0,0058	0,0008	0,5655	102,9	5,3	123,0	24,0	670,0	170,0	102,9	5,3	16,34
32	373	128	0,343	0,0491	0,0036	0,1281	0,0084	0,0187	0,0004	0,0065	0,0004	-0,0133	119,1	2,7	122,1	7,6	271,0	73,0	119,1	2,7	2,46
33	82,7	75,6	0,914	0,0455	0,0096	0,1090	0,0230	0,0157	0,0006	0,0058	0,0004	0,1284	100,5	3,8	103,0	20,0	690,0	160,0	100,5	3,8	2,43
34	129	83	0,643	0,0650	0,0180	0,1400	0,0350	0,0160	0,0011	0,0063	0,0007	0,2365	102,1	6,7	131,0	32,0	1160,0	130,0	102,1	6,7	22,06
35	74,2	42,5	0,573	0,0494	0,0085	0,1010	0,0170	0,0144	0,0007	0,0042	0,0005	-0,2620	92,3	4,2	98,0	16,0	750,0	130,0	92,3	4,2	5,82
36	47,5	29,8	0,627	0,0500	0,0150	0,1050	0,0310	0,0157	0,0013	0,0049	0,0008	0,1215	100,3	8,3	99,0	28,0	1060,0	170,0	100,3	8,3	-1,31
37	44,6	14,2	0,318	0,1220	0,0280	0,2490	0,0540	0,0155	0,0010	0,0117	0,0025	-0,1484	99,1	6,5	221,0	45,0	2110,0	260,0	0	0	55,16
38	150,2	96,7	0,644	0,0499	0,0059	0,1040	0,0110	0,0153	0,0005	0,0049	0,0004	0,0518	98,1	2,9	100,0	10,0	450,0	120,0	98,1	2,9	1,90
39	32,9	18,3	0,556	0,0590	0,0190	0,1110	0,0370	0,0156	0,0012	0,0047	0,0010	0,1202	100,0	7,3	100,0	34,0	1270,0	150,0	100,0	7,3	0,00
40	54	45,8	0,848	0,0500	0,0110	0,1060	0,0230	0,0163	0,0008	0,0054	0,0006	0,0653	103,9	4,9	99,0	20,0	750,0	170,0	103,9	4,9	-4,95
41	66,8	37,9	0,567	0,0510	0,0140	0,1020	0,0280	0,0136	0,0010	0,0049	0,0010	0,2932	86,9	6,2	95,0	26,0	1200,0	220,0	86,9	6,2	8,53
42	104,4	81,1	0,777	0,0530	0,0100	0,1070	0,0200	0,0145	0,0007	0,0042	0,0005	0,0421	92,8	4,4	102,0	19,0	650,0	190,0	92,8	4,4	9,02
43	79,3	61,1	0,770	0,0590	0,0150	0,1200	0,0300	0,0137	0,0009	0,0047	0,0007	-0,0830	87,5	5,6	112,0	27,0	930,0	190,0	87,5	5,6	21,88
44	177	148	0,836	0,0530	0,0100	0,1220	0,0210	0,0163	0,0008	0,0059	0,0006	-0,3020	104,0	5,1	116,0	20,0	590,0	160,0	104,0	5,1	10,34
45	81,4	65,7	0,807	0,0470	0,0100	0,0940	0,0190	0,0143	0,0006	0,0053	0,0005	-0,2982	91,4	3,9	92,0	17,0	730,0	180,0	91,4	3,9	0,65
46	48,1	36	0,748	0,0570	0,0170	0,1180	0,0310	0,0155	0,0009	0,0052	0,0008	-0,4118	99,3	5,9	110,0	29,0	930,0	210,0	99,3	5,9	9,73
47	28	8,25	0,295	0,0380	0,0220	0,0860	0,0440	0,0154	0,0012	0,0075	0,0020	-0,1075	98,2	7,4	74,0	41,0	1600,0	420,0	98,2	7,4	32,70
48	38,4	12,15	0,316	0,0630	0,0370	0,1190	0,0700	0,0136	0,0010	0,0062	0,0029	-0,0882	87,2	6,5	108,0	63,0	1520,0	290,0	87,2	6,5	19,26
49	81,2	49,4	0,608	0,0800	0,0170	0,2120	0,0420	0,0183	0,0010	0,0076	0,0012	0,0403	116,6	6,4	191,0	34,0	1400,0	210,0	116,6	6,4	38,95
50	75,3	22,4	0,297	0,0600	0,0260	0,1190	0,0460	0,0141	0,0009	0,0090	0,0017	-0,2587	90,4	5,9	108,0	42,0	1140,0	380,0	90,4	5,9	16,30
51	99,1	36,8	0,371	0,0560	0,0110	0,1370	0,0240	0,0188	0,0008	0,0075	0,0008	-0,3456	120,1	4,9	136,0	21,0	740,0	150,0	120,1	4,9	11,69
52	75,4	63,5	0,842	0,0740	0,0130	0,1350	0,0220	0,0136	0,0007	0,0044	0,0005	0,0794	86,9	4,4	131,0	20,0	1080,0	130,0	86,9	4,4	33,66
53	253	192	0,759	0,0770	0,0098	0,1540	0,0180	0,0146	0,0005	0,0070	0,0005	0,0137	93,1	3,4	144,0	16,0	1210,0	210,0	93,1	3,4	35,35
54	55,4	26,4	0,477	0,0520	0,0100	0,1130	0,0220	0,0165	0,0007	0,0059	0,0009	-0,0936	105,3	4,5	111,0	21,0	800,0	180,0	105,3	4,5	5,14
55	50,9	29	0,570	0,0500	0,0120	0,1020	0,0240	0,0151	0,0006	0,0054	0,0006	0,0189	96,3	3,9	96,0	22,0	830,0	190,0	96,3	3,9	-0,31
56	146,6	110,9	0,756	0,0534	0,0094	0,1130	0,0190	0,0154	0,0006	0,0054	0,0005	-0,1290	99,5	3,6	108,0	17,0	640,0	150,0	99,5	3,6	7,87
57	62,7	37,1	0,592	0,0540	0,0140	0,1100	0,0280	0,0150	0,0007	0,0049	0,0007	0,0125	96,1	4,7	107,0	24,0	910,0	250,0	96,1	4,7	10,19
58	60,1	24,7	0,411	0,0470	0,0140	0,0860	0,0250	0,0148	0,0007	0,0064	0,0012	0,2999	94,7	4,5	81,0	23,0	1090,0	270,0	94,7	4,5	16,91
59	87,7	56,7	0,647	0,0507	0,0077	0,1300	0,0190	0,0184	0,0007	0,0058	0,0006	0,1144	117,4	4,2	122,0	17,0	630,0	130,0	117,4	4,2	3,77
60	54	33,7	0,624	0,0560	0,0140	0,1140	0,0280	0,0147	0,0009	0,0044	0,0008	0,1772	94,0	5,4	110,0	26,0	1010,0	180,0	94,0	5,4	14,55
61	2740	2210	0,807	0,0484	0,0030	0,1295	0,0067	0,0191	0,0003	0,0060	0,0002	-0,2026	122,1	1,6	123,5	6,1	188,0	65,0	122,1	1,6	1,13
62	122,5	115,7	0,944	0,0489	0,0086	0,0960	0,0170	0,0144	0,0007	0,0044	0,0004	0,1206	91,9	4,3	92,0	16,0	470,0	110,0	91,9	4,3	0,11
63	62,3	32,6	0,523	0,0480	0,0190	0,1070	0,0380	0,0155	0,0009	0,0051	0,0009	-0,2975	99,4	5,5	100,0	35,0	670,0	230,0	99,4	5,5	0,60

64	118,4	106,1	0,896	0,0540	0,0130	0,1150	0,0240	0,0162	0,0009	0,0052	0,0004	-0,0199	103,6	5,5	109,0	22,0	1020,0	250,0	103,6	5,5	4,95
65	392	380	0,969	0,0488	0,0046	0,1250	0,0110	0,0186	0,0004	0,0058	0,0003	-0,0647	118,9	2,8	119,6	9,5	360,0	100,0	118,9	2,8	0,59
66	44,2	26,3	0,595	0,0780	0,0190	0,1740	0,0400	0,0151	0,0011	0,0056	0,0010	0,0465	96,7	7,1	163,0	37,0	1630,0	200,0	96,7	7,1	40,67
67	95,9	92,9	0,969	0,0560	0,0110	0,1080	0,0190	0,0146	0,0007	0,0044	0,0006	-0,0641	93,7	4,6	107,0	18,0	1000,0	200,0	93,7	4,6	12,43
68	207	131,6	0,636	0,0505	0,0070	0,1060	0,0150	0,0150	0,0006	0,0050	0,0004	0,0167	96,2	3,7	102,0	14,0	460,0	100,0	96,2	3,7	5,69
69	86,1	43,8	0,509	0,0440	0,0130	0,1020	0,0270	0,0152	0,0007	0,0050	0,0008	0,0045	97,4	4,7	99,0	25,0	750,0	190,0	97,4	4,7	1,62
70	63,5	23,8	0,375	0,0640	0,0280	0,0880	0,0420	0,0144	0,0010	0,0045	0,0017	0,0156	91,8	6,5	78,0	38,0	1560,0	390,0	91,8	6,5	-17,69
71	91,2	63,5	0,696	0,0510	0,0120	0,1020	0,0250	0,0146	0,0007	0,0046	0,0008	0,1633	93,4	4,6	96,0	23,0	810,0	190,0	93,4	4,6	2,71
72	79,7	45,4	0,570	0,0530	0,0130	0,0980	0,0240	0,0133	0,0007	0,0039	0,0008	0,0810	85,0	4,3	93,0	22,0	1060,0	230,0	85,0	4,3	8,60
73	112,7	96,2	0,854	0,0530	0,0130	0,0870	0,0190	0,0134	0,0007	0,0035	0,0005	-0,1675	85,8	4,5	83,0	18,0	1000,0	260,0	85,8	4,5	-3,37
74	90,1	51,6	0,573	0,0610	0,0220	0,1250	0,0430	0,0151	0,0010	0,0058	0,0012	0,0921	96,6	6,6	115,0	39,0	1220,0	220,0	96,6	6,6	16,00
75	67,1	26,9	0,401	0,0470	0,0200	0,0900	0,0380	0,0129	0,0009	0,0033	0,0010	0,5035	82,7	5,7	83,0	35,0	1080,0	250,0	82,7	5,7	0,36
76	84,9	44,3	0,522	0,0500	0,0120	0,1210	0,0280	0,0168	0,0009	0,0050	0,0011	-0,1143	107,2	5,9	113,0	25,0	960,0	230,0	107,2	5,9	5,13
77	1790	631	0,353	0,0526	0,0030	0,3300	0,0170	0,0458	0,0007	0,0146	0,0005	0,4365	288,9	4,5	289,0	13,0	315,0	81,0	288,9	4,5	0,03
78	52,9	36,2	0,684	0,0660	0,0310	0,1110	0,0490	0,0131	0,0010	0,0056	0,0011	-0,0763	84,2	6,5	98,0	45,0	1490,0	320,0	84,2	6,5	14,08
79	78,8	55,4	0,703	0,0530	0,0140	0,1270	0,0330	0,0166	0,0010	0,0068	0,0010	0,0868	105,8	6,0	127,0	30,0	1110,0	210,0	105,8	6,0	16,69
80	153	112	0,732	0,0650	0,0150	0,1240	0,0270	0,0146	0,0007	0,0048	0,0007	-0,1160	93,1	4,6	119,0	24,0	1030,0	190,0	93,1	4,6	21,76
81	148	109	0,736	0,0560	0,0130	0,1150	0,0270	0,0150	0,0009	0,0058	0,0005	-0,0219	95,7	5,4	113,0	25,0	1230,0	230,0	95,7	5,4	15,31
82	2170	1876	0,865	0,0477	0,0030	0,1213	0,0071	0,0187	0,0003	0,0060	0,0002	0,0312	119,7	1,7	116,1	6,4	157,0	58,0	119,7	1,7	-3,10
83	74,8	32	0,428	0,1220	0,0240	0,2770	0,0430	0,0150	0,0008	0,0095	0,0025	0,0086	95,9	4,9	245,0	34,0	2010,0	280,0	0	0	60,86
84	701	619	0,883	0,0482	0,0043	0,0955	0,0081	0,0144	0,0003	0,0048	0,0002	-0,0888	92,2	1,9	92,3	7,5	420,0	100,0	92,2	1,9	0,11
85	132	73,6	0,558	0,0530	0,0120	0,1110	0,0240	0,0157	0,0006	0,0054	0,0007	0,1036	100,6	3,8	105,0	22,0	830,0	210,0	100,6	3,8	4,19
86	90,9	79,7	0,877	0,0660	0,0130	0,1360	0,0260	0,0149	0,0007	0,0047	0,0006	0,2015	95,6	4,4	126,0	23,0	1130,0	160,0	95,6	4,4	24,13
87	117,9	93,7	0,795	0,0620	0,0140	0,1090	0,0230	0,0146	0,0008	0,0055	0,0006	-0,0762	93,5	4,7	103,0	21,0	900,0	210,0	93,5	4,7	9,22
88	124,2	69	0,556	0,0530	0,0088	0,1110	0,0180	0,0156	0,0007	0,0054	0,0006	0,1320	99,5	4,7	111,0	17,0	750,0	130,0	99,5	4,7	10,36
89	67,6	32,3	0,478	0,0500	0,0170	0,0990	0,0350	0,0152	0,0007	0,0063	0,0010	0,1462	97,0	4,6	100,0	34,0	950,0	240,0	97,0	4,6	3,00
90	60,6	26,3	0,434	0,0670	0,0230	0,1460	0,0490	0,0168	0,0012	0,0063	0,0018	-0,2915	107,2	7,6	132,0	43,0	1240,0	260,0	107,2	7,6	18,79
91	60,5	25,7	0,425	0,0630	0,0270	0,1150	0,0460	0,0153	0,0010	0,0067	0,0018	0,1297	97,9	6,5	99,0	42,0	1590,0	320,0	97,9	6,5	1,11
92	422	194	0,460	0,0539	0,0038	0,3450	0,0210	0,0482	0,0010	0,0153	0,0008	0,0345	303,5	6,2	305,0	16,0	406,0	88,0	303,5	6,2	0,49
93	84,6	55,9	0,661	0,0450	0,0100	0,0940	0,0220	0,0158	0,0007	0,0047	0,0006	-0,1416	101,1	4,5	95,0	22,0	780,0	190,0	101,1	4,5	-6,42
94	65,3	28,8	0,441	0,0530	0,0150	0,1220	0,0340	0,0168	0,0010	0,0054	0,0013	0,0149	107,2	6,1	117,0	29,0	800,0	220,0	107,2	6,1	8,38
95	187	130	0,695	0,0484	0,0077	0,0940	0,0140	0,0145	0,0005	0,0044	0,0004	0,0167	92,6	3,4	90,0	13,0	380,0	110,0	92,6	3,4	-2,89
96	116,4	76,7	0,659	0,0494	0,0092	0,1300	0,0230	0,0183	0,0008	0,0057	0,0007	0,2004	117,0	5,2	122,0	20,0	740,0	190,0	117,0	5,2	4,10
97	113,1	64,6	0,571	0,0390	0,0110	0,0900	0,0240	0,0160	0,0009	0,0059	0,0008	-0,0521	102,1	5,7	85,0	22,0	960,0	200,0	102,1	5,7	-20,12

98	99	71	0,717	0,0510	0,0130	0,1100	0,0260	0,0145	0,0009	0,0055	0,0006	0,1975	92,5	5,9	103,0	23,0	820,0	170,0	92,5	5,9	10,19
99	132,4	81	0,612	0,0450	0,0079	0,1060	0,0180	0,0159	0,0007	0,0056	0,0006	0,0035	101,8	4,2	103,0	16,0	1020,0	140,0	101,8	4,2	1,17
100	206	194	0,942	0,0514	0,0084	0,1030	0,0170	0,0144	0,0005	0,0043	0,0004	0,2634	92,1	3,4	99,0	15,0	690,0	180,0	92,1	3,4	6,97

Anexo V
Ubicación de muestras datadas

Muestra	CoordE	CoordS	Tipo de roca	Unidad
LC3-1509	326642	6363515	Arenisca	Mb Tabón, Fm. Las Chilcas
LV5-1709	336200	6353816	Arenisca	Mb El Calvario, Fm. Las Chilcas
P16-2111	322766	6354590	Clasto de Toba	Mb Pitipeumo, Fm. Las Chilcas
P5-2211	322851	6354612	Arenisca	Mb Pitipeumo, Fm. Las Chilcas
QC3-0204	326751	6364076	Andesita	Mb El Calvario, Fm. Las Chilcas
LC6-1609	323513	6361909	Arenisca	Mb Pitipeumo, Fm. Las Chilcas
CA5-1501	325114	6389417	Arenisca	Mb Ñilhue, Fm. Las Chilcas
PP3-1601	329639	6336462	Andesita	Mb Pitipeumo, Fm. Las Chilcas
P3-2211	321008	6353935	Intrusivo granítico	Plutón Caleu
LD1-1601	307787	6337327	Arenisca	Fm. Lo Prado
ET31-1407	333623	6356646	Tobas	Fm. Lo Valle

Anexo VI
Resúmenes presentados a Congresos



EL VOLCANISMO MAASTRITCHIANO DE CHILE CENTRAL, SU RELACIÓN DISCORDANTE SOBRE LOS SEDIMENTOS DEL CRETÁCICO MEDIO-TARDÍO Y SUS FUENTES PIROCLÁSTICAS

Boyce D¹; Charrier R^{1,2}; Castruccio A¹; Farías M¹; Negri A¹.

¹Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile.

²Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andrés Bello, Santiago, Chile.

Las condiciones paleogeográficas y tectónicas que existían en Chile central durante el Cretácico tardío han sido fuente de controversia. Si bien se conoce la existencia de un evento extensional y de arcos volcánicos continuos desde el Jurásico al Cretácico Temprano (Charrier *et al.*, 2007); posterior al Aptiano, el registro de rocas volcánicas en la Cordillera de la Costa se hace más escaso, a la vez que aparece una potente secuencia de hasta 7 km de sedimentos volcano-clásticos de la Fm. Las Chilcas de edad Albiano-Cenomaniano (Thomas, 1958). Dado la correlación de estas edades con el cambio en la proveniencia sedimentaria registrada en Argentina y las altas tasas de exhumación de rocas intrusivas en Chile central, ésta pudiese representar depósitos sintectónicos que marcarían el inicio de la compresión durante el Cretácico Tardío. Sobre la Formación Las Chilcas afloran hasta 1800 m de depósitos principalmente piroclásticos, con algunos niveles sedimentarios, del Maastrichtiano correspondientes a la Fm. Lo Valle (Thomas, 1958). Se estudió la relación de contacto entre ambas formaciones para evaluar la existencia de deformación durante al menos 20 Myr en el Cretácico Tardío, desde el Cenomaniano hasta el Maastrichtiano y definir su ubicación respecto al arco volcánico contemporáneo.

Estas formaciones son parte de un monótono homoclinal buzante hacia el este; su contacto es una discordancia angular de aproximadamente 15° (Fig. 1). Esta discordancia pone en evidencia la existencia de deformación en el tras-arco o antepaís más proximal durante el Cretácico Tardío, después de la deposición de la Fm. Las Chilcas y antes del emplazamiento del arco volcánico en esta zona durante el Maastrichtiano.

La dificultad que ha generado el mapeo de este contacto en la localidad tipo de la Fm. Lo Valle radica en la presencia de al menos cinco fisuras o diques ignimbríticos que cortan a la Fm Las Chilcas y que alcanzan los niveles inferiores de la Fm. Lo Valle (Figs. 1 y 2). Estos diques ignimbríticos se componen de tobas vítreas a líticas que se caracterizan por tener fiammes y/o foliaciones sub-verticales, buzando entre 50° y 90°, propiedad particular de los diques piroclásticos (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003); es frecuente también la presencia de zonas intensamente brechisadas, con clastos de toba y matriz de sílice y hematita.

En el sector ubicado al norte del Cajón de Lo Valle, en el fundo El Tabón, se observa en el mapeo realizado en el presente estudio (Fig. 2) y en el realizado por Thomas (1958), que aflora un gran depósito de tobas soldadas pertenecientes a la Fm. Lo Valle que parece cortar a la Fm. Las Chilcas. Estas tobas se encuentran topográficamente bajo las de la ladera sur del cajón de Lo Valle y diferentes datos recolectados en este estudio, que se presentan a continuación, indicarían que se trata de una caldera de colapso con forma de hemi-graben.

En el límite sur de estas tobas, en el contacto con la Fm. Las Chilcas, afloran brechas monomíticas (Fig. 2) con clastos andesíticos de textura traquítica, de idéntica litología a un intrusivo hipabisal que se encuentra inmediatamente al sur; la brecha presenta matriz de hematita y amígdalas rellenas de sílice. Esta alteración es similar a la que presentan las brechas que aparecen en algunos sectores de los diques piroclásticos y sería producto de alteración hidrotermal, generada típicamente en zonas de falla de calderas posterior a su actividad principal (Lipman, 1999). La zona de falla, marcada por la unidad de brechas monomíticas, se encuentra cortando de manera sub-vertical a la Formación Las Chilcas, pues se dispone de manera continua en dirección WNW-ESE por todo el borde sur de las Tobas de El Tabón. Justo al norte de estas, afloran brechas de matriz arenosa y muy mal seleccionadas, que serían producto del escarpe generado al colapsar la caldera por la falla de borde. Al sur de la unidad de brechas monomíticas los estratos de la Fm. Las Chilcas se presentan plegados como un monoclinado inclinado hacia el norte (Fig. 2), siendo esto típico en los llamados collares de colapso de calderas, fuera de las fallas de borde (Lipman, 1999). Finalmente los fiammes de las tobas de El Tabón presentan planos de foliación en general concéntricos, característico también de calderas (Lipman, 1999).

No se observaron estructuras en el sector norte de El Tabón que indiquen otra falla de borde, sin embargo, la gran cantidad de intrusivos que se localizan en este lugar podría indicar la presencia de una estructura (Fig. 2).

La caldera tendría forma de hemigraben con orientación WNW-ESE. Esta debió estar asociada a la presencia de una o varias cámaras magmáticas capaces de producir los más de 500 m de espesor de tobas de este sector, cuya presencia se confirma por los diques piroclásticos encontrados en el Cajón de Lo Valle. La orientación de los bordes de colapso de las calderas con forma de hemi-graben, en general es paralela al esfuerzo principal existente en el lugar al momento del colapso (Lipman, 1999), lo que coincidiría con una compresión en dirección E-W durante el Cretácico Tardío.

Referencias:

- Aguirre-Díaz G.J. y Labarthe-Hernández G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* 2003;31:773-776.
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. P., 2007, Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile: The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, p. 21-114.
- Lipman, P. W., 2000. Calderas: Encyclopedia of Volcanoes (Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., & McNutt, S.; editors). Academic Press, p. 643-662.
- Thomas, H., 1958, Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga, Instituto de Investigaciones Geológicas.

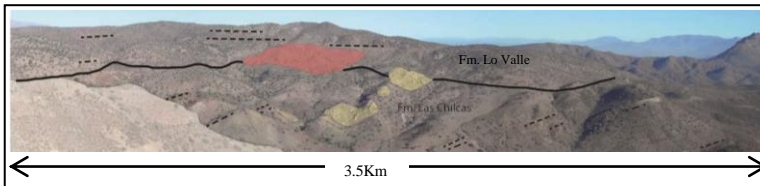


Figura 1: Vista hacia el sur en el Cajón de Lo Valle. Se observa discordancia entre las Fms. Lo Valle y Las Chilcas. En amarillo se muestran tres diques piroclásticos que cortan la formación Las Chilcas.

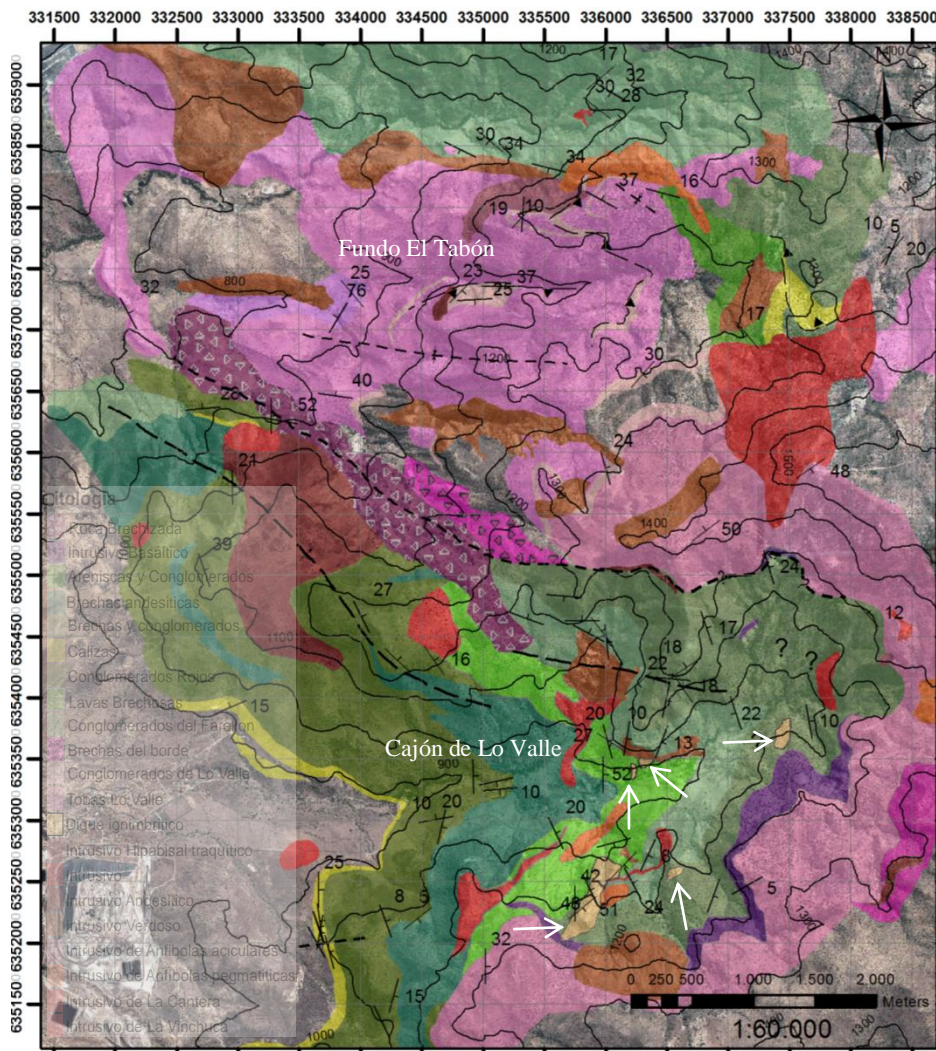


Figura 2: Ubicación de zona de estudio y mapa geológico. Los Colores verdes y el amarillo corresponden a la Formación Las Chilcas, los colores violáceos y rosados a la Formación Lo Valle, los rojizos a intrusivos. Los diques piroclásticos, en color amarillo, se indican también con flechas blancas.

Mid-Cretaceous compressive deformation in Central Chile: The beginning of the Andean building

Daniel Boyce¹, Reynaldo Charrier^{1,2}, Felipe Tapia¹, Marcelo Farías¹

1. *Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile*

2. *Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad Andrés Bello*

The Andean building has been traditionally considered as a consequence of successive orogenic phases mostly occurring during the Cenozoic. However evidence from Peru-northern Chile and southern Argentina has shown a first contractional pulse during the mid to late Cretaceous. Between these regions, however, there are no reports evidencing this event, hence which open the questions about the real impact of this orogeny along the western boundary of South America. Likewise, the occurrence of this event in central Chile-Argentina could be evidencing that this first contractional pulse in the Andes respond to a major synchronous orogeny along the entire former western margin of Gondwana after a long period of extension since the Triassic. In this context, our study, located approximately at the latitude of the Aconcagua mount (32°50'S), reveals the existence of contractional structures, developed east of the Early Cretaceous magmatic arc, deforming Aptian rocks deposited in an extensional setting. Particularly, the geometry exhibited by a regional east-vergent anticline evidences inversion tectonics in which a thick Albian molasse unit is developed in the frontal limb and beyond with growth strata. Later this synorogenic deposits were thrust and then covered unconformably by Upper Cretaceous volcanic unit, sealing the deformation of the Aptian-Albian rocks. Finally all these deposits were gently deformed and unconformably covered by a Maastrichtian volcanic unit. Studies of provenance indicate a transitional arc origin for the sandstones contained in the synorogenic deposits, which is in agree with the reported exhumation of previous Andean magmatic arc. Our data evidence the beginning of the contractional deformation, marking the onset of the orogeny in central Chile, during the mid-Cretaceous. Therefore we can propose that the Peruvian orogenic phase extended along most of the Southamerican margin. The location farther west, close to the concurrent arc, and it slightly older age respect to that evidenced north and south of the study region would not indicate a diachronism in the orogenic onset, but that deformation progressed from the arc to the eastern foreland. Considering that this orogeny lasted since the Albian to the Upper Cretaceous.

This study has been supported by the FONDECYT project N° 1120272.