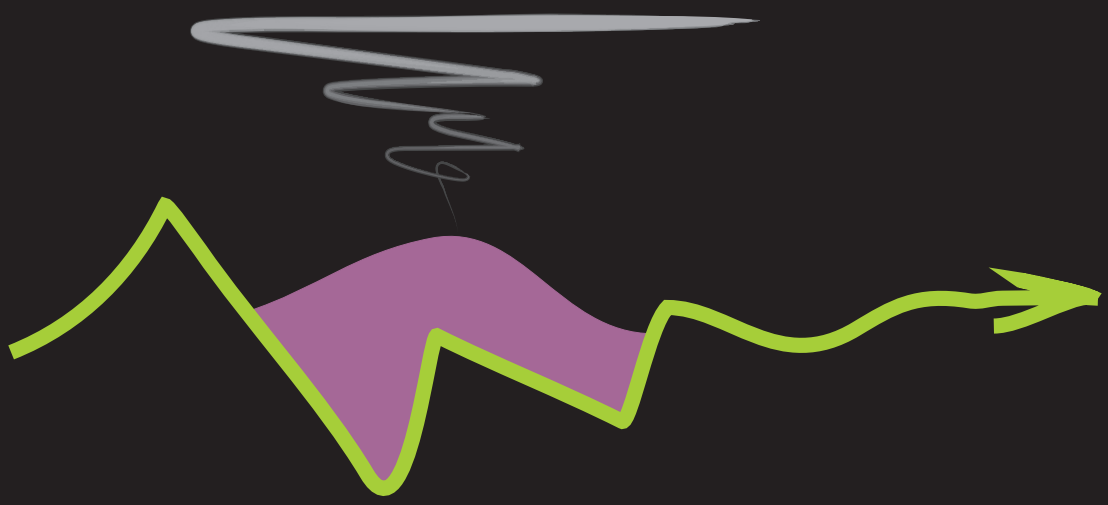
CONTROLES ESTRUCTURALES Y VOLCANICOS SOBRE LAS SECUENCIAS DE SINRIFT (PRECUYANO) DE LA CUENCA NEUQUINA



Martin Muravchik

Junio 2009

CONTROLES ESTRUCTURALES Y VOLCÁNICOS SOBRE LAS SECUENCIAS DE SINRIFT (PRECUYANO) DE LA CUENCA NEUQUINA

Autor

Martin Muravchik

Director

Juan R. Franzese

Junio 2009

Centro de Investigaciones Geológicas
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

"…anger is a gift…"
Malcolm X

Indice

Agradecimientos I
Resumen III
Abstract V

Capítulo 1 - Introducción
1.1 – Introducción al tema de estudio 1
1.2 – Características generales de la Cuenca Neuquina 2
1.3 - Apertura de la Cuenca Neuquina 3
1.4 - Acerca del término Precuyano y su significado 10
1.5 – Objetivos generales 14
1.6 - Metodología empleada 15
1.6.1 - Mapeo Geológico 15
1.6.2 - Perfiles litológicos y estratigráficos 16
1.6.3 - Relevamiento de datos estructurales 18
1.6.4 - Relevamiento de paleocorrientes 18
1.6.5 - Análisis composicional de las sucesiones clásticas 18
1.6.6 - Análisis petrográfico y geoquímica 19
1.6.7 - Confección de secciones geológicas 19
1.6.8 - Evaluación geométrica y arquitectural de las unidades 19
1.6.9 - Modelado 3D 20
1.6.10 - Presentación de la información dentro del manuscrito de tesis 23

Capítulo 2 – Geología del área de estudio
2.1 – Descripción general del área de estudio 24
2.2 – Estructura del área de estudio 28

Capítulo 3 – Análisis litofacial y de las asociaciones litofaciales del relleno de sinrift
3.1 – Introducción 39
3.2 – Análisis litofacial 41
3.2.1 - Análisis litofacial de las rocas epiclásticas 41
3.2.2 - Análisis litofacial de las rocas carbonáticas 51
3.2.3 - Análisis litofacial de las rocas piroclásticas 53
3.2.4 - Análisis litofacial de las rocas lávicas 58
3.3 - Análisis de las asociaciones litofaciales 62
3.3.1 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas epiclásticas 62
3.3.2 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas carbonáticas 70
3.3.3 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas piroclásticas 70
3.3.4 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas lávicas 73

Capítulo 4 – Análisis de las unidades de acumulación que componen al relleno de sinrift
4.1 – Introducción 76
4.2 – Las unidades de acumulación 95
4.2.1 - Lavas mesosilícicas a ácidas - LMA 95
4.2.2 - Domo de autobrechas - DAB 113
4.2.3 - Domos y criptodomos ácidos - DCA 117
4.2.4 - Sistemas aluviales volcaniclásticos - SAV 127
4.2.5 - Unidades de acumulación piroclástica - SP 1a, SP 1b y SP 2 138
4.2.6 - Depósitos piroclásticos retrabajados - DPR 150

4.2.7 - Abanico aluvial dominado por flujos de detritos - AFD 156
4.2.8 - Abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados - AFH 163
4.2.9 - Sistemas marinos someros - EMS y CMS 168
4.2.10 - Sistemas deltaicos gravosos - SDG 172
4.2.11 - Sistemas de costa afuera - SCA 178
4.2.12 - Sistemas de remoción en masa submarinos - SRMS 180
4.3 – Correlación de las unidades de acumulación en los depocentros analizados 189

Capítulo 5 – Controles volcánicos y estructurales sobre el relleno de sinrift
5.1 – Controles volcánicos sobre el relleno de sinrift 193
5.1.1 – Composición y volumen del material de relleno 202
5.1.2 – Generación de relieve 204
5.2 - Controles estructurales sobre el relleno de sinrift 206
5.2.1 – Controles estructurales sobre el magmatismo 209
5.2.2 – Controles estructurales en el depocentro 1 215
5.2.3 – Controles estructurales en el depocentro 2 220

Capítulo 6 – Discusión de los resultados
6.1 - Acerca de los ciclos Precuyano y Cuyano 239
6.2 – Los controles volcánicos sobre el relleno de sinrift 242
6.2.1 – Los controles volcánicos sobre la composición del relleno de sinrift 242
6.2.2 – Los controles volcánicos sobre el relieve de sinrift 244
6.3 – Los controles estructurales sobre el relleno de sinrift 246
6.3.1 - Las estructuras y la geometría de los depocentros 246
6.3.2 – Las estructuras y el magmatismo 250
6.3.3 – Las estructuras y los sistemas sedimentarios 252
6.4 – Las unidades de sinrift y su estratigrafía formal 260
6.4.1 – Ciclo Precuyano 260
6.4.2 - Ciclo Cuyano 261
6.5 – Historia evolutiva de los depocentros 1 y 2 262

Capítulo 7 – Conclusiones 270

Bibliografía 274

Apéndice 1 – Mapa geológico detallado del área de tesis

Apéndice 2 – Perfiles litológicos de detalle

Apéndice 3 – Tablas de datos provenientes del análisis geoquímico

Agradecimientos

La realización de las tareas de campo fue posible gracias a la ayuda de mis amigos y compañeros Alejandro Dajil, Laura Lamarca, Nicolás Sandoval, Martín Griffin, Daniela Ancheta, Irene Hernando y Mariano Hernández. Del mismo modo, agradezco muy afectuosamente a la gente que habita la zona de estudio por su buena disposición y la desinteresada colaboración que nos prestaron durante nuestra estadía en el área. Su constante apoyo y hospitalidad amenizaron el viento, el frío, la lluvia y la nieve. Muy importante fue el albergue que nos brindaron Marta Pesqueira y Oscar Isasi, pero mucho más significó su gran cariño hacia nosotros. Imposible será olvidar las charlas con la familia Epulef del Arroyo Ñireco, acompañadas con mate y piñones. Conservo un muy afectuoso recuerdo de las divertidas visitas a nuestros vecinos del Arroyo Piletas: Arturo, Ernesto, Bernavé, Antonio y Marino Painemilla y sus sobrinas Laura, Sabrina y Romina. Muy agradables momentos pasamos junto a la gente de la Estancia Martínez, escuchando las historias de Elsa, y por la ayuda brindada por su hijo Juan. Oscar Ondeti y Andrés Epulef fueron siempre muy amables. Los consejos de Nahuel Alonso permitieron mejorar sustancialmente las condiciones logísticas de nuestras estadías en el campo.

A los familiares de Nicolás Sandoval: Graciela Narambuena, Germán Arancibia, Martín, Mauricio y Lautarito Sandoval, Familia Zúñiga (tía Esther, tío Cachito, Chicho, Fernandito y Gabriela), Familia Arancibia (tío Alfredo, tía Elva, Silvina, Daniela y Germán), Familia Narambuena (tío Alejandro, tía gladis, Dieguito y Etel), a la abuela Julia, el abuelo Goyo y la abuela mami por su afecto y hospitalidad durante nuestras estancias en Plaza Huincul y Cutral-Có y por hacerme pasar una de mis mejores fiestas de fin de año.

A Juan Franzese por dirigirme pese a todo; y aún así, seguir siendo un amigo.

A los que siempre me apoyaron y ayudaron con las investigaciones para la tesis: Luis Spalletti, Gonzalo Veiga (Gracias por propiciar lo que se viene), Ana Sato, Eduardo Llambías, Alfredo Benialgo, Pablo González, Ernesto Schwarz, Jorge Maggi y a todos los becariontes del CIG.

El desarrollo del trabajo de tesis doctoral fue realizado en el Centro de Investigaciones Geológicas. Agradezco a todo su personal por permitirme permanecer cómodamente durante los últimos cinco años. El financiamiento de las tareas de investigación fue posible mediante los proyectos "Controles estructurales y volcánicos sobre las secuencias de sin-rift (Precuyano) de la Cuenca Neuquina" y "Evaluación de la influencia de los procesos tectónicos y climáticos en la sedimentación jurásica y cretácica de la Cuenca Neuquina", dirigidos por Luis Spalletti y otorgados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

A los jurados Eduardo Llambías, Gonzalo Veiga y Eduardo Rossello por la pronta corrección del manuscrito. Sus sugerencias y comentarios han sido de gran importancia.

Esta tesis tiene valor gracias a mis amigos y a mi familia.

Resumen

El estudio que se presenta en este trabajo de tesis doctoral trata sobre el reconocimiento y análisis de los controles de origen estructural y volcánico que regularon la acumulación del relleno de sinrift en la Cuenca Neuquina durante la etapa de extensión inicial del Triásico superior - Jurásico inferior. Esta disertación se basa fundamentalmente en la información obtenida a partir de los trabajos de campo efectuados en la región noroccidental de Macizo de Chacaico, en el área de las sierras de Chachil y Catán Lil, distantes unos 60 kilómetros de la localidad de Zapala. Allí afloran potentes sucesiones de rocas pertenecientes a los ciclos Precuyano (Formación Lapa) y Cuyano (formaciones Chachil y Los Molles) sobre bloques de basamento ígneo-metamórfico (Complejo Plutónico del Chachil y Formación Piedra Santa). La región ha sufrido diversos eventos tectónicos posteriores que modificaron en grado variable las estructuras extensionales del sinrift.

El análisis efectuado sobre el relleno de sinrift hizo necesaria la inclusión tanto de las rocas precuyanas como las cuyanas en dicho tratamiento. Los afloramientos en la región se encuentran organizados en dos sectores bien definidos separados por altos de basamento que permiten identificar dos depocentros de acumulación para el relleno de sinrift.

La metodología empleada consiste en un mapeo detallado de las diversas unidades rocosas aflorantes en la región y una caracterización litológica precisa de cada uno de sus componentes, mediante el levantamiento de perfiles litológicos de detalle, y toma de muestras para petrografía y geoquímica. Además, se efectuó un relevamiento pormenorizado de todas las estructuras deformacionales en el área a fin de poder distinguir las estructuras extensionales originales de aquellas formadas por eventos tectónicos previos o posteriores.

Se reconocieron rocas epiclásticas, químicas carbonáticas, piroclásticas y lávicas formando parte del relleno de sinrift. Para conocer en detalle los distintos sistemas de acumulación durante el sinrift se realizó un análisis litofacial completo de todos los tipos de rocas que permitió determinar los principales procesos de transporte y acumulación. Se subdividió al relleno de sinrift en diversas unidades de acumulación de acuerdo a las características composicionales más sobresalientes, mecanismos de transporte y depositación / emplazamiento, posición dentro de los depocentros y relación con las estructuras y los elementos volcánicos. De tal forma, las unidades definidas son: Lavas mesosilícicas a ácidas (LMA), domo de autobrechas (DAB), domos y criptodomos ácidos (DCA), sistemas aluviales volcaniclásticos (SAV), secuencias prioclásticas 1a (SP 1a), secuencias piroclásticas 1b (SP 1b),

secuencias piroclásticas 2 (SP 2), depósitos piroclásticos retrabajados (DPR), abanico aluvial dominado por flujos de detritos (AFD) y abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados (AFH) para las unidades internas al Ciclo Precuyano y en sistemas marinos someros (epiclásticos marinos someros - EMS y calizas marinas someras - CMS), sistemas deltaicos gravosos (SDG), sistemas de costa afuera (SCA) y sistemas de remoción en masa submarinos (SRMS) para las unidades internas al Ciclo Cuyano.

La integración de la información procedente de cada unidad de acumulación, permitió identificar los principales controles de origen volcánico y estructural sobre el relleno de sinrift. En particular, se analizan los controles sobre la composición del relleno y la generación de relieve que posee el volcanismo. El estudio de las estructuras extensionales determinó su influencia sobre las vías de ascenso del magma, la creación del espacio de acumulación del material de relleno del sinrift y la orientación y sentido de los principales sistemas de acumulación desarrollados dentro de los depocentros extensionales.

El pasaje entre los ciclos Precuyano y Cuyano en el área está dado por un cese total de la actividad volcánica y el comienzo de una transgresión marina de carácter regional. La implantación de las condiciones marinas de depositación se ve afectada a su vez por la tectónica extensional del sinrift. Los distintos sistemas sedimentarios cuyanos desarrollados en el área están totalmente regidos por un fallamiento activo. Se observa una importante reestructuración en los depocentros durante el pasaje precuyano-cuyano.

El estudio del relleno de sinrift en el área pone de manifiesto la gran variabilidad de procesos de diverso origen que interactuaron en un espacio común dentro de los depocentros extensionales durante las fases de apertura de la Cuenca Neuquina.

Abstract

The study herein presented consists on the identification and analysis of the structural and volcanic controls over the Neuquén Basin sinrift fill during its initial extensional phase. It is based mainly in the analysis of the information obtained from field work undertaken in the northwestern Macizo de Chacaico in the region of Chachil and Catán Lil ranges, about 60 kilometres from the city of Zapala in central Neuquén Province. The outcrops are composed of thick successions that belong to the Precuyano (Lapa Formation) and Cuyano (Chachil and Molles formations) cycles overlying the igneous-metamorphic basement (Chachil Plutonic Complex and Piedra Santa Formation). The area has been affected by different succeeding tectonic events that modified the original sinrift extensional structures.

The analysis of the sinrift successions included both Precuyano and Cuyano cycle rocks. Two well defined sinrift outcrop areas correspond to two different extensional depocentres delimited by basement highs.

The methodology used during the study consisted on detailed mapping of the different rock units outcropping in the area. Logging and rock sample collection were performed for a precise lithologic characterization of each component unit. All the structures measured in the field were analysed in order to distinguish between the extensional features herein described from previous as well as later deformational structures. Epiclastic, carbonate, pyroclastic and lavic rocks were recognised as main components of the sinrift filling. For a better understanding of the principal processes of transport and accumulation a detailed lithofacies analysis was performed. The sinrift fill was divided into several accumulation units on the basis of its most outstanding compositional features, the transport and depositional / accumulation mechanisms, the position inside each depocentre, and relationship with the structural and volcanic elements. In that manner, the accumulation units defined are: Mesosilicic to acidic lava flows (LMA), autobrecciated dome (DAB), acidic domes and cryptodomes (DCA), aluvial volcaniclástico systems (SAV), pyoroclastic sequences 1a (SP 1a), pyoroclastic sequences 1b (SP 1b), pyoroclastic sequences 2 (SP 2), reworked pyroclastic deposits (DPR), debris flow deposition dominated aluvial fan (AFD) and hyperconcentrated flow deposition dominated alluvial fan (AFH) for the Precuyano Cycle units and shallow marine systems (epiclastic shallow marine - EMS and carbonate shallow marine - CMS), coarse grained deltaic systems (SDG), offshore depositional systems (SCA) and submarine mass-transport deposits (SRMS) for the Cuyano Cycle units.

The information taken from the analysis of each accumulation unit led to the identification of the principal volcanic and structural controls over the sinrift infilling. The study of the volcanic controls was centred on its influence over the composition of the sinrift filling and the generation of a sinrift topography. The main structural controls were identified over the magma ascent, the generation of accommodation for the sinrift infilling and the orientation of the accumulation systems developed inside the extensional depocentres.

The passage from the Precuyano Cycle to the Cyano Cycle in the area coincides with the cessation of the volcanic activity and a regional marine transgression. The marine depositional conditions are subsequently affected by the extensional tectonics. The marine depositional systems during the Cuyano Cycle are structurally controlled. An important structural reorganization is observed during the transition from the Precyano to the Cuyano cycles.

The present study stresses on the several different processes that mutually interacted in a common space during the opening phase of the Neuquén Basin.

Capítulo 1 – Introducción

1.1 – Introducción al tema de estudio

Las cuencas de rift conforman regiones alargadas y deprimidas donde se acumula relleno sedimentario y volcánico (p.e. Grimaud *et al.*, 1994; Leeder, 1995; Sengör, 1995; Einsele, 2000 y Ziegler y Cloething 2004). Se trata de estructuras extensionales de escala litosférica conformadas por una serie de depocentros limitados por segmentos de fallas directas. El espacio de acumulación se encuentra definido por una sucesión de grábenes y hemigrábenes variablemente interconectados entre sí por diversas estructuras de origen extensional (Scholz y Contreras, 1998). El proceso de rifting se encuentra muy comúnmente acompañado de una profusa actividad magmática que se observa por el volcanismo desarrollado en superficie (p.e. Morley *et al*., 1999a; Morley *et al*., 1999b; Wescott *et al*., 1999; Buck, 2004 y Keranen *et al*., 2004). La dinámica del proceso de rift es sumamente compleja, generando intrincados patrones de relleno (Schlische, 1992; Grimaud *et al.,* 1994; Leeder, 1995; Young *et al.,* 2001; Gawthorpe *et al.,* 2003a; Young *et al.,* 2003; Hus *et al.,* 2006 y Jackson *et al.,* 2006). Las estructuras generan una topografía muy abrupta con cambios grandes en pequeñas distancias. Las variaciones en la geometría de los depocentros, gradientes del sustrato y la creación del espacio de acumulación poseen una componente local muy importante, especialmente en las primeras fases de la extensión (Schlische, 1992; Anders y Schlische, 1994; Faerseth *et al.,* 1997; Gupta *et al.,* 1998; Morley, 1999c; Dawers y Underhill, 2000; Gawthorpe y Leeder, 2000; Kattenhorn y Pollard, 2001; Young *et al.,* 2001; Gawthorpe *et al.,* 2003b; Bruhn y Vagle, 2005 y Hus *et al.,* 2006). El grado de compartimentalización de los depocentros decrece con el tiempo y la interconexión entre los mismos aumenta, integrándose el espacio de acumulación a lo largo de prácticamente toda la cuenca (Gawthorpe *et al.,* 1997; Gupta et al., 1998; Cowie et al., 2000; Dawers y Underhill, 2000; Gawthorpe y Leeder, 2000; Young et al., 2001). La subsidencia en las áreas afectadas por extensión es mecánica al comienzo, a partir de la actividad del fallamiento directo. El desequilibrio isostático producido por el adelgazamiento de la corteza se compensa con el ascenso del gradiente térmico (p.e. Bott, 1995 y Ziegler y Cloething 2004). El enfriamiento posterior de esta anomalía geotérmica conlleva una subsidencia generalizada en toda la región afectada originalmente por la extensión mecánica (McKenzie, 1978). De esta forma, se denomina colectivamente depósitos de sinrift a todos los depósitos acumulados en los depocentros durante la fase de subsidencia tectónica, y depósitos de postrift a las sucesiones depositadas

durante el período de subsidencia termal. El primero de los procesos posee una magnitud mucho mayor en la generación del espacio de acumulación, pero es mucho más localizado y la distribución del relleno se concentra en los distintos depocentros más o menos aislados entre sí. La fase de relajación térmica en cambio, afecta a la región completa pero los espesores acumulados son marcadamente inferiores a los del sinrift (p.e. Allen y Allen, 1990; Kusznir *et al*., 1995; Roberts *et al*., 1998 y Ziegler y Cloething 2004). En ese sentido, los modelos clásicos de rift asumen una posición intracontinental al comienzo durante la extensión mecánica y una transgresión generalizada del mar al comienzo de la etapa de postrift. Esta situación es variable en realidad, de acuerdo a la posición original del área extendida y al contexto geodinámico en el que se encuentra. Las características geológicas locales confieren a cada cuenca diferencias sustanciales en cuanto al tipo de ambientes que se generan en ellas.

De acuerdo a estas características básicas, es previsible que las variables estructurales y las características del volcanismo asuman un rol fundamental en la evolución de las secuencias que rellenan los depocentros durante la fase inicial, de subsidencia mecánica. El propósito fundamental de este trabajo de tesis es reconocer y estudiar esos controles geológicos. Para ello se ha elegido un área particularmente favorable como lo es la Cuenca Neuquina, cuyos depósitos de la fase de apertura presentan rasgos ideales para este estudio.

1.2 – Características generales de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina se ubica en la región central de Argentina y Chile, desde los 32º S a 40º S (Figura 1). Posee una forma aproximadamente triangular, con una superficie de unos 160000 km^2 y su estratigrafía es continua desde el Triásico superior hasta el Holoceno, registrándose un espesor de al menos 7000 m (Vergani *et al*., 1995). Es posible reconocer en ella dos sectores más o menos bien delimitados: el correspondiente a la cadena andina al oeste y el Engolfamiento Neuquino al este. La tectónica compresiva del ciclo andino ha generado fajas plegadas y corridas y zonas invertidas en el sector andino, donde afloran las rocas mesozoicas, mientras que hacia el Engolfamiento Neuquino éstas se hallan mayormente en el subsuelo. Los límites naturales de la Cuenca Neuquina son el Sistema de la Sierra Pintada al noreste y el Macizo Norpatagónico al sureste, que actuaron como áreas cratónicas durante la mayor parte del Mesozoico y Cenozoico. El borde occidental está dado por el arco magmático andino, quien ha ejercido una fuerte influencia en la estratigrafía de la cuenca a partir de su propia evolución tectónica.

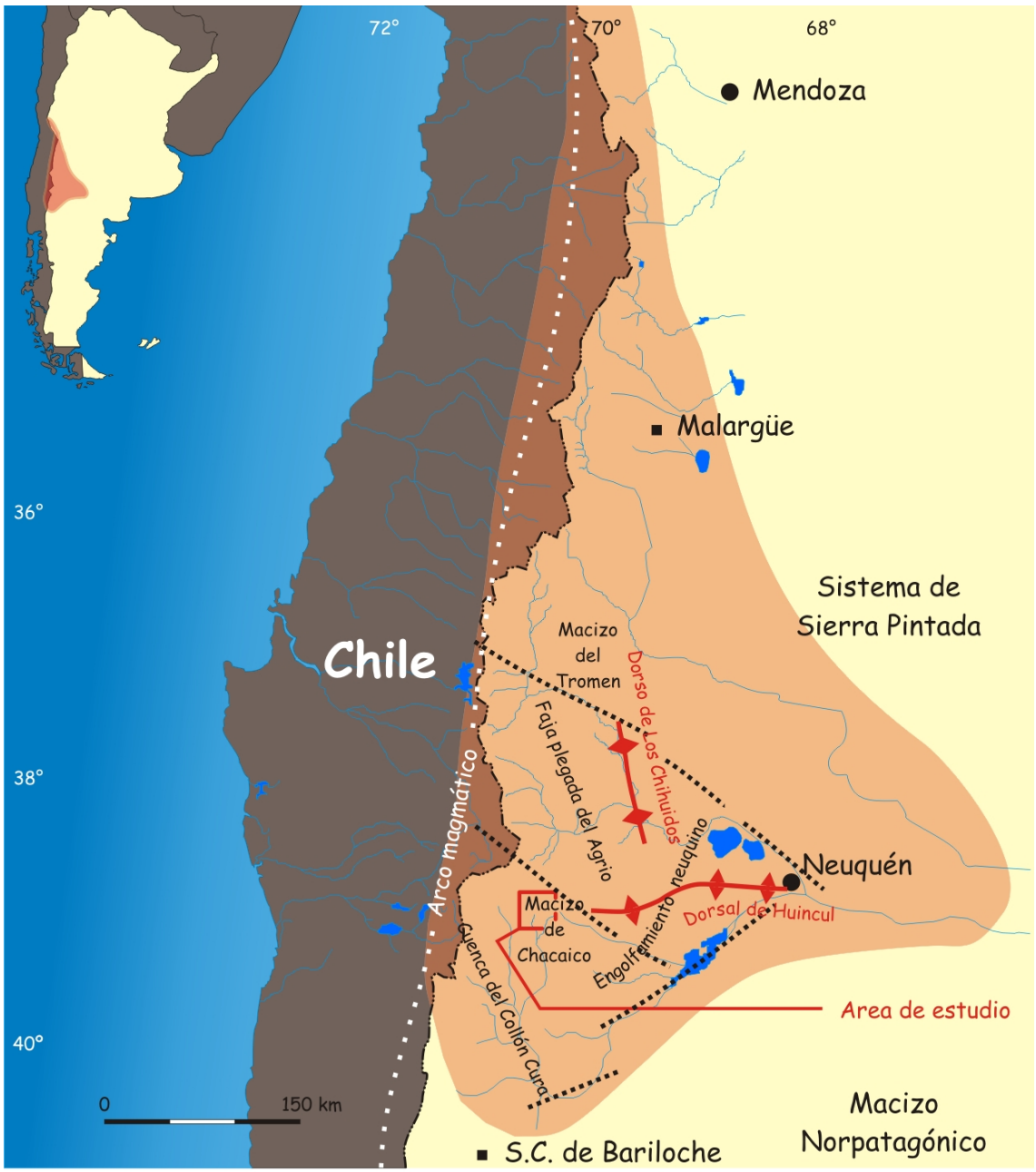


Figura 1: Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina donde se presentan los principales elementos morfoestructurales cercanos al área de estudio. Adaptado de Ramos (1978).

Los primeros trabajos que versaron sobre los depósitos de la Cuenca Neuquina eran descripciones que intentaban más que nada resolver las dudas más básicas sobre la geología regional y la estratigrafía general de la cuenca (p.e. Weaver, 1931 y Groeber, 1946). Si bien a grandes rasgos, la división formal de las unidades que conforman los depósitos de la cuenca fue delineada hace bastante tiempo, los criterios puramente lito y bioestratigráficos que se utilizaron favorecieron el estudio de las sucesiones epiclásticas que gozaban de un rico contenido fosilífero. La falta de técnicas adecuadas para comprender más acabadamente a otros

tipos de rocas como las volcaniclásticas y piroclásticas hizo que su entendimiento fuera parcial y que quedaran por mucho tiempo relegadas de cualquier esquema interpretativo sobre la cuenca (p.e. Digregorio, 1972).

Las primeras aproximaciones hacia la postulación de modelos conceptuales que intentaran explicar las principales variaciones estratigráficas observadas en los depósitos de la Cuenca Neuquina, lo hicieron desde la eustasia. A principios de la década de 1980 comenzaron a surgir varias contribuciones que desde un esquema estratigráfico secuencial, reagruparon a las unidades formales de la cuenca en secuencias que respondían a variaciones globales del nivel del mar (p.e. Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Orchuela y Ploszkiewicz, 1984; Legarreta y Gulisano, 1989 y Riccardi y Gulisano, 1990). Se trató de un aporte hecho fundamentalmente desde la industria petrolera y que simplificó notoriamente la comprensión sobre la estratigrafía de la Cuenca Neuquina. La búsqueda de una explicación genética para los depósitos basada fundamentalmente en la respuesta de la cuenca a las variaciones del nivel del mar no podía lidiar satisfactoriamente con el origen de las unidades más antiguas de la Cuenca Neuquina. Su naturaleza eminentemente piroclástica, volcaniclástica y volcánica se aparta de los esquemas clásicos de la estratigrafía secuencial. De todos modos, algunos autores ya sugerían una componente tectónica importante en la generación de estos depósitos (p.e. Gulisano *et al*., 1984). Se reconoce la existencia de depocentros alargados limitados por fallas de tipo extensional donde los depósitos poseen una geometría en cuña y un ambiente volcánico en régimen distensivo pero no se llega a comprender acabadamente su funcionamiento (Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al*., 1984 y Legarreta y Gulisano, 1989). El reordenamiento de las unidades litoestratigráficas en grandes ciclos transgresivos-regresivos brindó una visión conceptual sobre la evolución de la cuenca y es lo que permitió reconocer luego, los procesos tectónicos que controlan el desarrollo de las sucesiones de la Cuenca Neuquina.

Actualmente se entiende a la evolución de la Cuenca Neuquina dentro de un modelo polifásico en el que intervienen diferentes procesos a raíz de las variaciones en el ambiente tectónico operante. Sin embargo, el reconocimiento de la tectónica como uno de los controles fundamentales del desarrollo de la cuenca es un concepto relativamente moderno y aún poco explorado (p.e. Vergani *et al*., 1995; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005; Zapata y Folguera, 2005; y las referencias que en ellos se citan). Las variaciones en el régimen tectónico operante en el margen occidental de Gondwana durante el Mesozoico y, de Sudamérica durante el Cenozoico, han controlado el complejo desarrollo de la Cuenca Neuquina, que puede sintetizarse en tres períodos diferentes (Howell *et al.*, 2005):

Etapa de rift (Triásico superior a Jurásico inferior)

A la latitud de la Cuenca Neuquina no hay subducción en el margen occidental de Gondwana y se genera un campo de esfuerzos extensional, relacionado de uno u otro modo con el colapso gravitacional del orógeno gondwánico (Uliana y Legarreta, 1993; Tankard *et al*., 1995; Vergani *et al*., 1995; Franzese y Spalletti, 2001 y Llambías *et al*., 2007) formando una serie de cuencas de rift alargadas y aisladas entre sí donde se depositan facies piroclásticas y volcaniclásticas principalmente.

Etapa de postrift (Jurásico inferior a Cretácico inferior)

El arco magmático andino comienza a formarse hacia el Jurásico inferior medio (Franzese y Spalletti, 2001). El ángulo de subducción de la loza oceánica es alto y la velocidad de retroceso de la trinchera es negativa, por lo que se le suma a la subsidencia del postrift la extensión en el retroarco (Ramos y Folguera, 2005). Se produce una importante transgresión marina que tiene conexiones con el océano protopacífico a través de pasajes en el arco, dándose una serie de ciclos transgresivos-regresivos de diversa magnitud, controlados por cambios en la subsidencia, la eustasia y la tectónica local (Howell *et al*., 2005) que suman alrededor de 4000 m de espesor (Vergani *et al*., 1995).

Etapa de cuenca de antepaís (Cretácico superior y Cenozoico)

El régimen compresivo se configura por la reorganización de las placas pacíficas y cambios en la velocidad de deriva del Atlántico sur. Los depocentros se corren hacia el oeste. Se produce un levantamiento importante y la inversión de las estructuras previas, depositándose más de 2000 m de facies continentales (Vergani *et al*., 1995). La subsidencia es de tipo flexural y alterna con períodos de relajación (Zapata y Folguera, 2005) y la generación de pequeños depocentros con intensa actividad volcánica (Ramos y Folguera, 2005).

De las tres etapas en las que puede dividirse la evolución de la Cuenca Neuquina, el trabajo de tesis doctoral que aquí se describe se refiere específicamente a la primera. El análisis de la secuencias de sinrift se realizará sobre las sucesiones desarrolladas durante la etapa de extensión triásica superior - jurásica inferior.

1.3 - Apertura de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina, constituye una cuenca ensiálica que ocupó posiciones de interarco y trasarco a partir del desarrollo del arco magmático andino, cuyas evidencias más antiguas en el área aparecen en el Jurásico inferior medio-alto (Uliana y Legarreta, 1993). Su origen, sin embargo, se remonta a procesos extensionales preandinos, acaecidos entre fines del Triásico y principios del Jurásico (Legarreta y Uliana, 1996 y Franzese y Spalletti, 2001). La región sujeta a la extensión inicial ocupó un área triangular, con límites netos que se hallan probablemente heredados de la composición premesozoica del margen andino de Gondwana (p.e. Ramos, 1978 y Uliana *et al*., 1989).

La característica esencial de la extensión continental que actuó durante la generación de la Cuenca Neuquina y áreas circundantes fue la generación de un sistema de depocentros alargados, orientados paralelamente al margen del área extendida (Figura 2), vinculados a una importante actividad magmática. El relleno durante esta fase es sumamente variado en cuanto integra tanto términos de naturaleza volcánica y piroclástica como sedimentaria epiclástica y por encontrarse dentro de numerosos depocentros aislados entre sí. Los espesores observados son asimismo, sumamente variables. Las rocas generadas durante la extensión inicial se reúnen dentro del Ciclo Precuyano (Gulisano *et al*., 1984). Se trata de secuencias vinculadas a procesos de distensión acompañados de vulcanismo, con un pasaje diacrónico a facies clásticas y carbonáticas marinas en el Triásico en Chile y en áreas adyacentes en Argentina (Riccardi *et al*., 1997; Giambiagi *et al*., 2008c y Lanés *et al*., 2008). Por encima de este ciclo comienza la transgresión marina generalizada del Ciclo Cuyano (p.e. Gulisano, 1981 y Gulisano y Pando, 1981 y Legarreta y Uliana, 1996), a partir de la cual la cuenca comenzó a funcionar como una entidad geodinámica más homogénea (Figura 3).

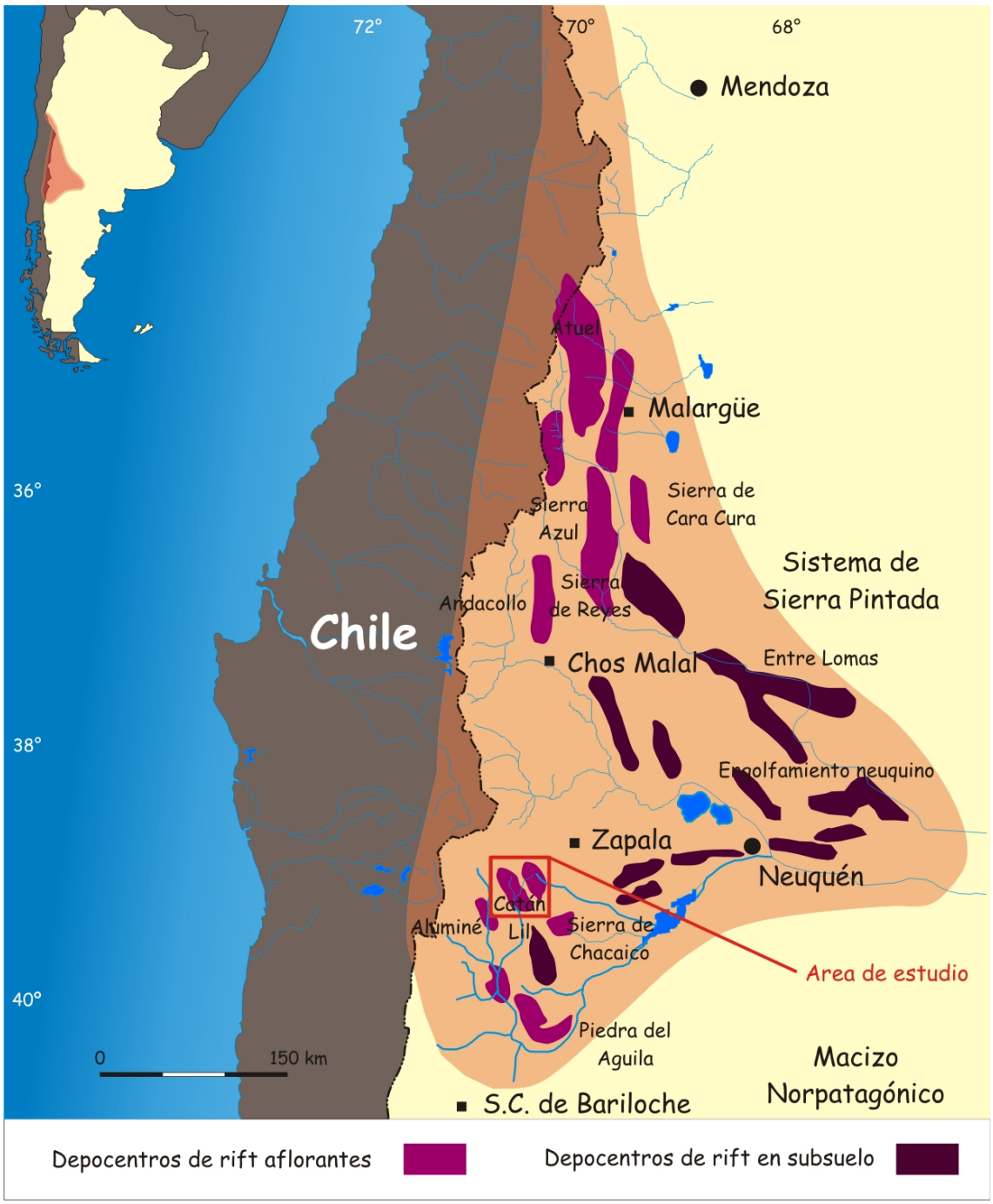


Figura 2: Mapa de ubicación de los principales depocentros extensionales de la Cuenca Neuquina. Adaptado de Franzese y Spalletti (2001).

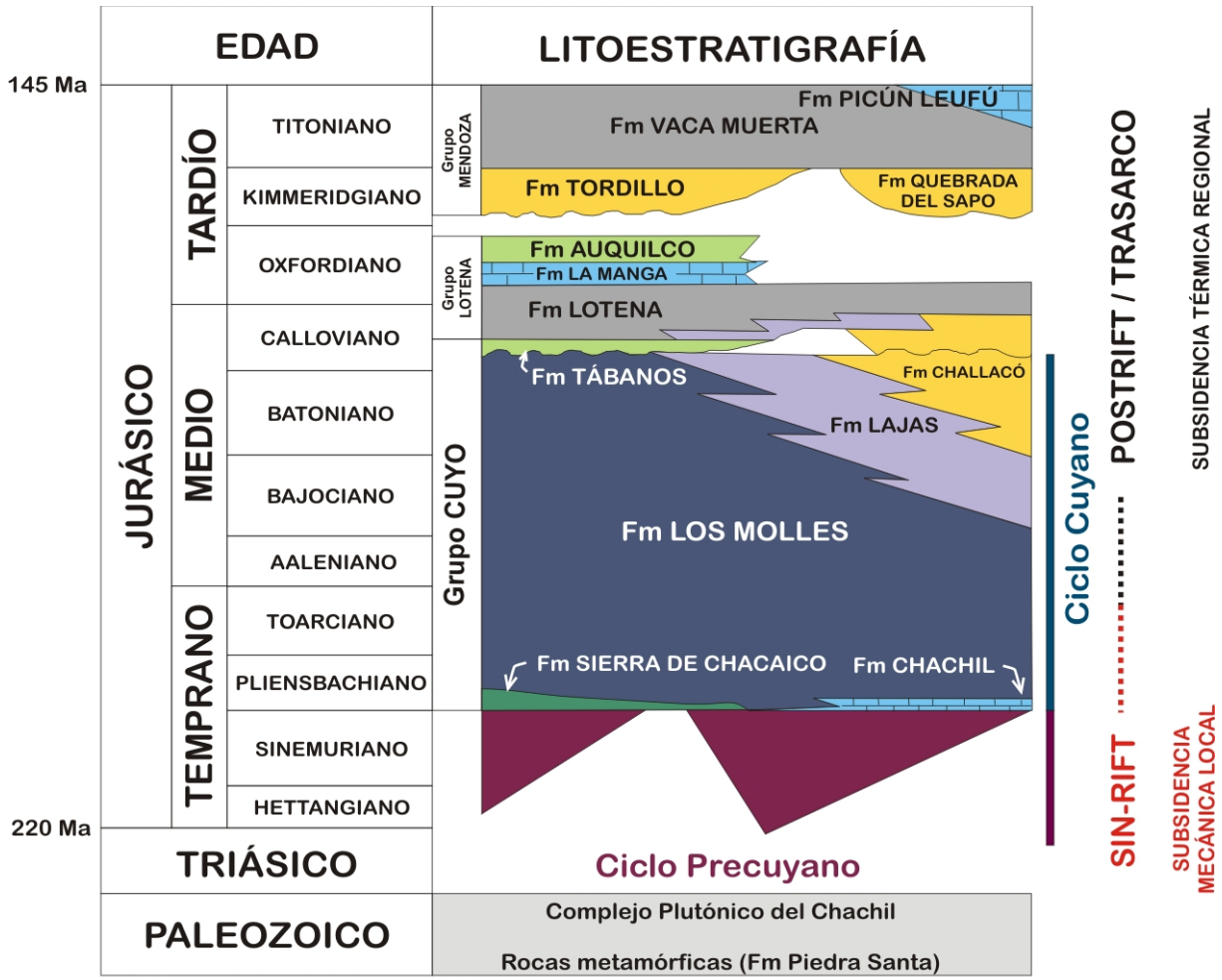


Figura 3: Columna estratigráfica general para el Triásico y Jurásico de la Cuenca Neuquina y su basamento, con referencia a las unidades halladas dentro en la zona de estudio y áreas adyacentes. Adaptado de Howell *et al.* (2005).

El origen de la extensión triásica superior – jurásica inferior posee diversas explicaciones. Entre ellas, Uliana y Biddle (1988) la relacionan en conjunción con otras cuencas extensionales mesozoicas de Sudamérica, directamente con el desmembramiento de Gondwana. De esta forma, asumen la existencia de un régimen extensional que afecta desde áreas intracratónicas hasta el margen occidental de Gondwana. Posteriormente, Uliana *et al.* (1989) mencionan la posibilidad de que el proceso de apertura de la Cuenca Neuquina se haya dado a lo largo de estructuras previas heredadas del basamento paleozoico, desarrolladas en un ambiente de tipo rift, en el que incluyen al conjunto de los depósitos que constituyen el Ciclo Precuyano. Se le otorga de ese modo, un significado tectonoestratigráfico preciso a las rocas precuyanas, al especificar su relación de sincronismo con la extensión. Sin embargo, Uliana y Legarreta (1993) interpretan luego este fenómeno extensional como parte del colapso del orogéno gondwánico del Paleozoico superior. Se trata de una interpretación que desvincula a la extensión triásica – jurásica de los procesos involucrados en el desmembramiento de Gondwana

y le asigna una mayor significación al contexto local en el que se ubica la Cuenca Neuquina, sobre el margen occidental de dicho megacontinente. El origen del colapso extensional radica en la inestabilidad gravitacional del edificio orogénico construido, y su área de influencia se restringe a la región que comprende al arco y al antepaís (Dewey, 1988). Para otros autores, las causas por las que se origina el colapso del orógeno gondwánico se relacionan con el desmembramiento de Gondwana (Tankard *et al*., 1995), con una interrupción de la subducción en el margen occidental de este megacontinente (Franzese y Spalletti, 2001), o con una subducción lenta de velocidad de retroceso de la trinchera negativa (Álvarez y Ramos, 1999). De modo contrapuesto, Llambías *et al.* (2007) sostienen que el colapso orogénico es anterior al proceso de rift por el cual comienza a formarse la Cuenca Neuquina.

El fin de la extensión inicial triásica - jurásica se explica a partir del inicio de la subducción andina en el margen continental (Franzese y Spalletti, 2001) o la migración hacia el oeste en la posición del arco volcánico (Llambías *et al*., 2007). Este proceso es acompañado por la transgresión marina del Ciclo Cuyano, que se interpreta como la fase de subsidencia termal (Uliana y Legarreta 1993; Legarreta y Uliana, 1996; Álvarez y Ramos, 1999 y Franzese y Spalletti, 2001; Giambiagi *et al*., 2008c y Lanés *et al*., 2008), postrift o *sag*, que prosigue a la fase de subsidencia mecánica, sinrift, en las cuencas extensionales. Contrario a esto último, Vergani *et al*., (1995) demuestra la depositación del Ciclo Cuyano inferior dentro de depocentros con actividad extensional por lo que propone distinguir entre un sinrift 1 para el Ciclo Precuyano y un sinrift 2 para el Ciclo Cuyano inferior. De esta forma, la subsidencia mecánica de la cuenca Neuquina no se detendría en el Pliensbachiano, sino que continúa hasta el Toarciano (Vergani *et al*., 1995).

Las características del magmatismo y la abundancia de material volcánico y piroclástico intercalado en el registro sedimentario que rellena los depocentros generados durante la extensión inicial del Ciclo Precuyano indican que el magmatismo jugó un rol tectónico esencial en la extensión de la litósfera. Sin embargo, es poco lo que se conoce todavía acerca del volcanismo y el fallamiento extensional desarrollados en cada depocentro. El volcanismo ha sido estudiado sólo en forma general, existiendo todavía diferencias en cuanto a su caracterización, con datos que apuntan a una génesis de arco magmático (*cf*. Bermúdez *et al*., 2002 y Llambías *et al*., 2007) hasta menciones que sugieren afinidades puramente extensionales, bimodales (*cf*. Álvarez y Ramos, 1999 y Franzese y Spalletti, 2001). Existen evidencias que implican un pasaje vertical desde términos volcánicos hasta piroclásticos (Franzese *et al*., 1998 y 2006 y Gómez Pérez y Franzese, 1999) aunque no se conocen con certeza los mecanismos a través de los cuales se produce. El registro sedimentario y volcánico se describe en términos de relleno de grábenes, con fuertes variaciones debidas a la estructuración (Gulisano *et al*., 1984).

De todos modos, poco es sabido sobre las peculiaridades de las estructuras involucradas, tales como el estilo estructural, magnitud de la extensión, geometrías de los sistemas de fallas de megaescala y mesoescala, relaciones entre familias de estructuras singenéticas, etc. Finalmente, no existe una definición clara de las relaciones mutuas entre los controles estructurales y volcánicos sobre el relleno Precuyano. El presente estudio tiene entonces como uno de sus propósitos, cubrir estas áreas vacantes de conocimiento tanto desde un punto de vista regional como desde el punto de vista temático.

1.4 - Acerca del término Precuyano y su significado

Las rocas que se consideran cuando se utiliza el término Precuyano presentaron dificultades desde el comienzo de sus estudios (p.e. Groeber, 1946 y 1956 y Lambert, 1946, 1948 y 1956). Su naturaleza mayormente piroclástica y volcaniclástica resultaba desalentadora en tiempos en que la estratigrafía de ambientes volcánicos no había sido todavía desarrollada. La falta en general de fósiles abundantes y diagnósticos hacía de estas rocas unidades de poco valor bioestratigráfico. Además, por no ser rocas atractivas para la industria petrolera sino hasta mediados de la década de 1990, la mayoría de los autores que las trataron lo hicieron desde un punto de vista más estratigráfico que genético.

Aunque ya hubiera una referencia vaga sobre las "sedimentitas precuyanas" (Gulisano, 1981) recién en Gulisano *et al*. (1984) se presenta formalmente el término Ciclo Precuyano, dentro de un esquema estratigráfico secuencial de los depósitos jurásicos de la Cuenca Neuquina. Esta denominación se utiliza en dicho trabajo para reunir a las rocas de edad hettangiana y sinemuriana, separadas por encima del basamento paleozoico a triásico de la cuenca por la "Discordancia Supratriásica" del Triásico superior y limitadas en su techo por la "Discordancia Intraliásica" del Jurásico inferior, que da inicio a la transgresión marina del Pliensbachiano y al Ciclo Cuyano. Describen a las rocas del Precuyano como sucesiones "eminentemente piroclásticas", integradas por "tobas riodacíticas y riolíticas asociadas localmente a derrames de lavas ácidas y ocasionalmente básicas" con "intercalaciones clásticas que no tienen una posición definida en la secuencia, depositadas en un ambiente continental (abanico aluvial, fluvial, playa lacustre, etc.)". Se hace referencia a su variable espesor, geometría de cuña y distribución areal irregular, mencionando la posibilidad de que su localización se dé en depocentros alargados, paralelos a los bordes de la cuenca. De esta manera, se entiende al Ciclo Precuyano como "una sola secuencia depositacional y representa un estadio de relleno inicial de la cuenca en una etapa incipiente de conformación. Tal proceso

está ligado a un evento de distensión regional asociado a un fuerte volcanismo." Si bien se brinda una caracterización sucinta de los depósitos que lo conforman, su identificación se hace fundamentalmente sobre una interpretación estratigráfica secuencial de la unidad.

Dentro del Ciclo Precuyano Gulisano *et al*. (1984) incluyen a las formaciones Piedra del Águila (Ferello, 1947), Sañicó (Stipanicic, 1967 y Galli, 1969), Chacaico (Parker, 1965y Parker en Digregorio, 1972, p. 457), Lapa (Groeber, 1956 y Stipanicic *et al*., 1968) y el "Rético" de Lambert (1946) para la región occidental de la provincia de Neuquén, y las formaciones Remoredo (Stipanicic, 1965 y Groeber e*t al*., 1953) en el sur de Mendoza y Planicie Morada (Digregorio, 1965 y Digregorio, 1972) en el área del Engolfamiento Neuquino. Vale aclarar que la Formación Chacaico fue definida en un informe inédito y que se trata en realidad de un sinónimo posterior de la Formación Lapa (Damborenea y Leanza, 1993 y Riccardi, 1993). De modo similar, el "Rético" de Lambert (1946) coincide con la Formación Chacaico (Digregorio, 1972), por lo que es en realidad, Formación Lapa.

En la definición original de la unidad (Gulisano *et al*., 1984) no se le designó ninguna localidad tipo, ni se presentó una columna estratigráfica que la caracterizara. La palabra Precuyano no es un topónimo. No alude a ningún sitio geográfico en particular, sino que hace referencia a su posición estratigráfica y relación temporal con el resto de las unidades de la Cuenca Neuquina. Es simplemente anterior al "Cuyano", ya sea éste el Grupo Cuyo o el Ciclo Cuyano, y lógicamente posterior al basamento de la Cuenca Neuquina. En una contribución posterior sin embargo, Gulisano (1993) propone a la Sierra de Chacaico como localidad tipo "por cuanto en dicha zona se presenta la entidad bien expuesta y con una alta diversidad de facies". Si bien nunca se le ha dado el rango formal de grupo, es más o menos frecuente que aparezca como Grupo Precuyo en la literatura (p.e. Vergani *et al*., 1995; Veiga *et al*., 1997; Cobbold y Rossello, 2003 y Howell *et al*., 2005).

Análisis secuenciales posteriores también han reconocido la existencia de una unidad equivalente al Ciclo Precuyano (Mesosecuencia Precuyo en Legarreta y Gulisano, 1989 y Subsintema Sañicó en Riccardi y Gulisano, 1990). Sin embargo, Legarreta y Gulisano (1989) advierten la posibilidad de que haya más de una única secuencia conformando la Mesosecuencia Precuyo. Asimismo, reconocen dificultades en precisar correctamente la edad de la misma. La falta de elementos paleontológicos diagnósticos hace que su ubicación temporal sólo pueda acotarse mediante las superficies que la limitan. La Discordancia Supratriásica se sitúa sin mayores precisiones hacia el "Triásico superior tardío (Rético)" (Legarreta y Gulisano, 1989), mientras que la Discordancia Intraliásica corresponde a la transgresión marina de la base del Grupo Cuyo, del Hettangiano inferior alto en el sur de Mendoza y del Pliensbachiano inferior en Neuquén. En esta forma, Legarreta y Gulisano (1989) proponen que la

Mesosecuencia Precuyo tuvo su desarrollo entre el Triásico superior tardío y el Hettangiano basal. Riccardi y Gulisano (1990) se enfrentan con el mismo problema y deciden resolver la edad del Subsintema Sañicó en triásica superior a hettangiana basal. En ambos trabajos se reconoce el ambiente extensional de rift que controló la depositación de la Mesosecuencia Precuyo o del Subsintema Sañicó en depocentros aislados de tipo hemigraben. Incluso, Legarreta y Gulisano (1989) plantean la posibilidad de que existiera una mayor interconexión en los sectores más deprimidos de la cuenca, donde podría llegar a darse alguna vinculación con términos marinos del Triásico superior basal. Pero en ninguno se plantea la posibilidad de que su techo sea diacrónico, como sucede con la base del Grupo Cuyo suprayacente. Así, su duración podría abarcar desde el Triásico superior al Hettangiano basal en el sur de Mendoza y desde el Triásico superior al Pliensbachiano inferior en Neuquén. Hasta el momento se cuenta con escasos datos obtenidos mediante fechado radimétrico, y se restringen al Jurásico temprano en la región de la dorsal de Huincul (Schiuma y Llambías, 2007 y 2008).

Las imprecisiones sobre la edad del Ciclo Precuyano, la falta de estudios detallados que proveyeran una caracterización litológica precisa y de correlaciones estratigráficas regionales adecuadas, condujeron a que se abandonara el uso formal de dicho término, utilizando la denominación "Precuyano" para hacer referencia a cualquier unidad circunscripta entre el basamento de la Cuenca Neuquina y el Grupo Cuyo. Asimismo, el término adquirió un sentido genético a partir de que se comenzara a analizar a la estratigrafía clásica de la Cuenca Neuquina dentro de un esquema tectónico evolutivo, discriminando al Precuyano como el conjunto de facies que integran al sinrift de la cuenca (Vergani *et al*., 1995). Es así, que en la actualidad Precuyano se ha vuelto un nombre de amplia difusión en la jerga de la industria petrolera para citar al conjunto de unidades que forman parte del sinrift de la Cuenca Neuquina, sin hacer mayores precisiones acerca del tipo de depósitos y su ubicación temporal precisa.

La extensión del Triásico superior – Jurásico inferior en la Cuenca Neuquina desarrolló un sistema de depocentros de rift más o menos aislados entre sí (Figura 2). Su geometría y dimensiones fueron descriptas inicialmente a partir de estudios de subsuelo, utilizando datos de sísmica y perforaciones (Legarreta, y Gulisano, 1989; Vergani *et al*., 1995 y Manceda y Figueroa, 1995). Se trata de depocentros alongados, de alrededor de 150 km de largo y 50 km de ancho y un relleno de hasta 2000 m. Sus límites están definidos por planos de falla curvos o planos conformando comúnmente hemigrábenes subparalelos. En las áreas donde el sinrift aflora las fallas originales se encuentran normalmente invertidas por la tectónica andina, por lo que es más complejo el reconocimiento de la geometría de los depocentros (Franzese *et al*., 2006 y 2007).

Las complejidades que hacen a la naturaleza volcánica y piroclástica de los depósitos del Ciclo Precuyano sumado a lo compartimentalizado de los espacios de acumulación de estos depósitos y lo discontinuo de los afloramientos ha generado un intrincado conjunto de unidades estratigráficas formales para denominar a los diversos conjuntos rocosos que conforman el Ciclo Precuyano (Figura 4). Esta situación ha complicado enormemente los intentos de correlacionar los distintos depocentros del Ciclo Precuyano y las unidades que lo componen. Un problema típico en este sentido constituye el del Choiyoilitense (Groeber, 1946) que fuera definido para las rocas que afloran en el ámbito de la Cordillera del Viento, en el norte de la Provincia de Neuquén (Serie Porfirítica Supratriásica de Groeber, 1918 y 1929). Sin embargo, por similitud litológica y por encontrarse debajo de las secuencias del Ciclo Cuyano fue rápidamente correlacionada hacia el sector suroccidental de la Cuenca Neuquina (Lambert, 1946, 1948 y 1956; y Leanza, 1990). Asimismo, el término fue empleado también para las unidades de la Cordillera Frontal en Mendoza, que integran en realidad al basamento de la Cuenca Neuquina (Groeber, 1946). El nombre Choiyoi fue utilizado luego para reunir al conjunto de las unidades del Pérmico inferior al Triásico inferior de la Cordillera Frontal (Fm Choiyoi de Rolleri y Criado Roqué, 1970 y Grupo Choiyoi de Stipanicic, 1966). De esta forma se generó un uso confuso entre el significado del Choiyoilitense original y el de la Formación y el Grupo Choiyoi. Incluso, la denominación de Choiyoilitense es considerada informal para las normas del Comité Argentino de Estratigrafía (1992). La necesidad de abandonar el uso del Choiyoilitense y destinar la terminología del Choiyoi de modo restrictivo hacia las rocas de la Cordillera Frontal fue advertida por varios autores que estudiaron unidades pertenecientes al Ciclo Precuyano (Franzese y Spalletti, 2001; Llambías y Stipanicic, 2002 y Llambías et al., 2007).

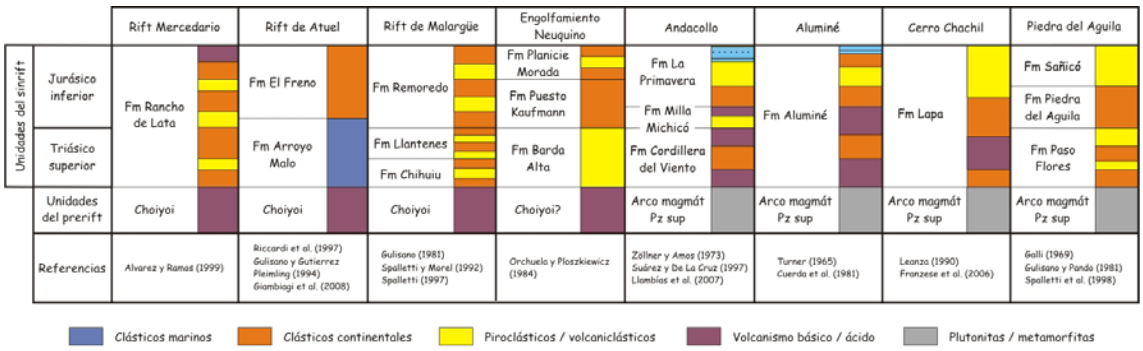


Figura 4: Principales unidades del sinrift de la Cuenca Neuquina, ordenadas de acuerdo al depocentro en que se ubican. Adaptado de Franzese y Spalletti (2001).

1.5 – Objetivos generales

La finalidad del trabajo propuesto apunta a reconocer en detalle los principales controles geológicos que actuaron sobre el relleno de los grábenes generados por la extensión inicial de la Cuenca Neuquina. Este estudio tendrá como punto fundamental el análisis estructural de las secuencias así como de la evolución del volcanismo y las relaciones mutuas entre ambos fenómenos. En esta forma, se propone descifrar y sintetizar, dentro de un modelo de evolución de los grábenes originales, la interrelación entre los controles aludidos.

El estudio de las secuencias de sinrift es una línea de investigación que ha adquirido especial auge en los últimos tiempos. Se ha vuelto un aspecto esencial a la hora de proponer y evaluar los modelos geodinámicos de evolución de muchas cuencas. El conocimiento de ambientes de sinrift dentro de la Cuenca Neuquina es sin embargo, bastante pobre todavía. El fuerte interés que reviste para la industria petrolera ha impulsado importantes avances en el resto del mundo en cuanto a la caracterización de los distintos tipos de relleno y estructuración en las primeras etapas extensionales en las cuencas de rift. De este modo, el desarrollo del presente proyecto no sólo es de particular importancia para la tectónica de cuencas en general, sino además también para la mejor comprensión de los orígenes de la Cuenca Neuquina y su etapa de relleno inicial; mejorándose así, las posibilidades de exploración y desarrollo dentro de la cuenca ya mencionada.

La mecánica para cubrir la temática de estudio se centrará sobre los siguientes puntos principales:

- Determinación en detalle de la estratigrafía de la megasecuencia de sinrift.
- Caracterización de los procesos de acumulación volcánicos y sedimentarios.
- Estilo estructural de la extensión inicial.
- Evaluación de las relaciones entre los controles estructurales y volcánicos en la evolución del Ciclo Precuyano, y su pasaje hacia el Ciclo Cuyano.

Como corolario se espera poder generar un modelo de la evolución de las cuencas de rift en la Cuenca Neuquina. Los resultados que surjan de la investigación que se propone concretar a partir de la integración de los análisis estratigráficos, estructurales y volcánicos van a cubrir una temática muy poco desarrollada en el país, y a proporcionar importantes novedades en el conocimiento de los depocentros, con un fuerte impacto en la industria petrolera.

Hipótesis más relevantes

- La existencia de un sistema de fallamiento normal que dio origen a los grábenes y hemigrábenes de la Cuenca Neuquina generó un importante control en cuanto a la localización y desarrollo de los principales depocentros.
- La actividad volcánica no se generó de manera uniforme durante el Ciclo Precuyano, sino que estuvo íntimamente asociada a los mayores rasgos estructurales de la cuenca.
- El volcanismo jugó un rol de gran jerarquía generando gran cantidad de material que fue luego a rellenar los depocentros del Ciclo Precuyano.
- Tanto el volcanismo como las estructuras determinaron la evolución de la sedimentación durante el Ciclo Precuyano, por medio de mecanismos de generación de relieve, aporte de material, la geometría de los depósitos y su distribución de facies.
- El estudio de las sucesiones de sinrift aflorantes en las áreas propuestas servirán para sintetizar un modelo general que podrá ser comparado luego con otros depocentros de la cuenca.

1.6 - Metodología empleada

A continuación se presentan los diferentes métodos y los materiales utilizados durante las tareas de campo y gabinete que condujeron a la elaboración del presente trabajo:

1.6.1 - Mapeo Geológico

Para las tareas de mapeo se utilizaron imágenes satelitales Landsat TM® y fotos aéreas a escala 1:45000. Las fotos fueron digitalizadas, restituidas y georeferenciadas mediante programas específicos. Con ellas se elaboró un mosaico de fotografías aéres de 4,5 metros de tamaño de píxel que se utilizó de base para el mapeo en el campo a partir de salidas gráficas impresas a escala 1:15000 y 1:7000 en papel fotográfico. Se utilizó además, GPS y barómetro para obtener datos de localización precisa en las tres dimensiones del espacio.

El mapeo en el campo se hizo sobre papel de acetato y la información ingresada luego en un sistema de información geográfica (GIS), donde se incluyeron datos de composición litológica, tipos de contactos, rumbo e inclinación de las capas, posición y rumbo e inclinación de las estructuras deformacionales y sedimentológicas.

1.6.2 - Perfiles litológicos y estratigráficos

Con el fin de caracterizar las sucesiones que componen a las secuencias de sinrift, se relevaron perfiles de detalle a escala 1:10 y 1:100. Estos incluyen tanto a rocas clásticas como lávicas a fin de poseer el mismo grado de detalle de los distintos procesos que ocurren en uno y otro tipo litológico. Se utilizó para esto cinta métrica y báculo. La elección de los sitios donde levantar los perfiles se hizo en base a la mejor calidad de exposición posible, cercanía a estructuras deformacionales, cambios faciales y composicionales. En los lugares donde los afloramientos no presentaban una buena exposición se levantaron perfiles sólo estratigráficos a fin de poder medir por lo menos los espesores de las unidades reconocibles. Con el objetivo de sistematizar lo más posible la toma de datos, se confeccionó un modelo de libreta de campo para levantar los perfiles litotológicos (Figura 5). Esto garantizó una mejor parametrización de los depósitos y caracterización de los procesos que los originaron.

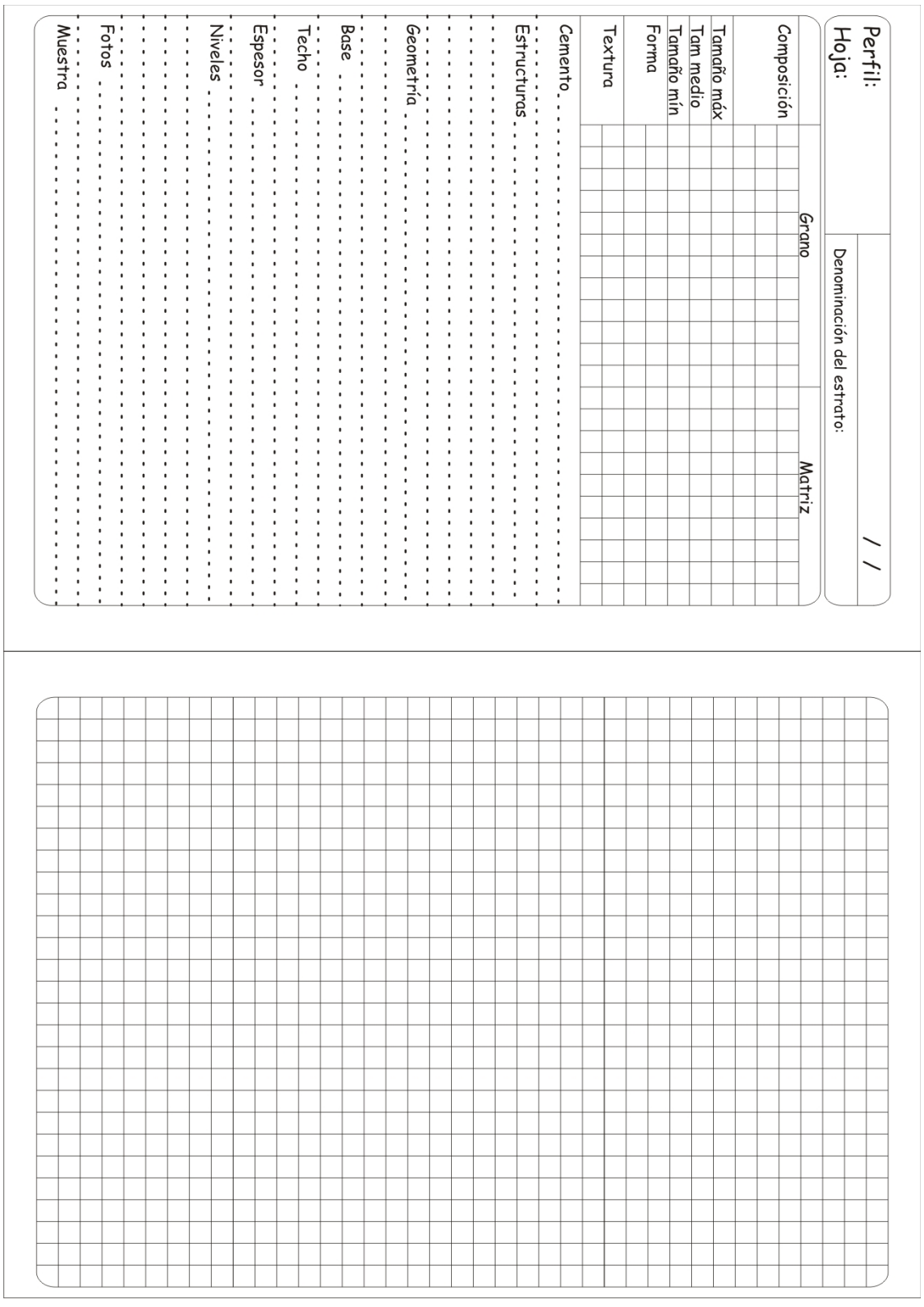


Figura 5: Copia de una de las hojas de la libreta confeccionada para sistematizar la toma de datos durante el levantamiento de los perfiles litológicos de detalle.

1.6.3 - Relevamiento de datos estructurales

Se tomaron mediciones sistemáticas de rumbo e inclinación de todas las estructuras deformacionales a fin de poder obtener una base de datos lo más completa posible. Se midieron fallas, estrías de falla, diaclasas, flancos y ejes de pliegues. Se empleó brújula geológica de tipo Brunton® para medir rumbo e inclinación. Se utilizó también cinta métrica para los casos en que los rechazos de las fallas no superaban la decena de metros.

El análisis de los datos recogidos se elaboró fundamentalmente mediante los programas Stereonet® y Stereowin®. Con ellos se confeccionaron diagramas pi y beta para estimar relaciones entre distintas estructuras extensionales y compararlas entre diversas localidades.

1.6.4 - Relevamiento de paleocorrientes

Se tomaron datos de dirección de transporte de estructuras sedimentarias tales como estratificación entrecruzada planar y en artesa, imbricación de clastos, bases de canales, ondulitas asimétricas, y clinoformas. Se realizó mediante el empleo de brújulas geológicas de tipo Brunton®. Los datos fueron restituidos a su valor original rotándolos de acuerdo al rumbo e inclinación de las capas usando el programa Stereonet®. Con la misma herramienta se presentaron luego los datos de paleocorrientes en diagramas de rosas.

1.6.5 - Análisis composicional de las sucesiones clásticas

Para conocer la composición y estimar la procedencia de los depósitos clásticos se efectuaron conteos de granos directamente sobre los afloramientos. Se arma una malla cuadrada de diez por diez puntos de conteo por lado con un espaciado de acuerdo al tamaño de clasto medio que tenía el depósito. Se ubican diez estaciones de conteo distribuidas a lo largo y ancho del afloramiento del depósito a evaluar por lo que cada toma de datos está confeccionada con mil conteos. La presentación de esta información se hace por medio de gráficos de tipo torta adicionados a los perfiles.

1.6.6 - Análisis petrográfico y geoquímico

Durante las tareas de campo fueron recolectadas muestras de roca con el propósito de conocer sus características texturales y mineralógicas a microescala. Para ello se realizaron cortes delgados en el correspondiente laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas. Las muestras fueron analizadas mediante el empleo de microscopios petrográficos. Trece muestras para estudios geoquímicos fueron tomadas de unidades de rocas de origen volcánico. Se trituraron mediante un molino de mandíbulas en el Centro de Investigaciones Geológicas, y fueron enviadas a los laboratorios Actlabs® en Canadá. Allí se determinaron valores de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas por análisis de FUS-ICP e ICP-MS (*Fusion Inductively Coupled Plasma* y *Fusion Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

1.6.7 - Confección de secciones geológicas

La elección de los sitios donde realizar las diversas secciones geológicas fue hecha sobre la base de la información adquirida en el campo a partir de las sucesivas campañas realizadas. Se eligieron localidades donde se pudiera estimar el efecto de las estructuras extensionales y la actividad volcánica sobre el desarrollo del relleno de los depocentros. Para su elaboración se valió además de los medios empleados para el mapeo y levantamiento de los perfiles, datos sobre la topografía del lugar (cartas topográficas a escala 1:50000 y modelos de elevación digital de terreno – DEMs – con un tamaño de píxel de 90 metros).

1.6.8 - Evaluación geométrica y arquitectural de las unidades

Debido a la escala de las unidades estudiadas, fue necesario utilizar un conjunto de herramientas a la hora de determinar su geometría y la arquitectura de los depósitos. Además de la información proporcionada por el mapeo, las secciones sedimentológicas y estratigráficas y las secciones geológicas se emplearon programas de dibujo 3D (Google SketchUp®).

En el caso específico de las unidades de origen aluvial, se utilizaron técnicas de proyección relacionadas a la representación estereográfica de pliegues cónicos (Figura 6). El principio se basa en la aproximación de un abanico aluvial a la forma de un cono ideal. La toma sistemática de datos sobre el rumbo del buzamiento de las capas a lo largo de la superficie completa del cuerpo permite una correcta estimación de su forma cónica: cálculo de la

pendiente original del abanico y orientación precisa de su ápice. Para eso es necesario contar con buenos afloramientos que permitan acceder de la manera más completa a las distintas partes del cuerpo en cuestión y asegurarse completamente de que éste no este afectado por ningún tipo de plegamiento. Además es preciso contar con secciones geológicas que concuerden con dicha geometría y que a su vez todo esté en sintonía con la información sedimentológica obtenida. Para esta tesis fue posible realizar satisfactoriamente este estudio en tres de las unidades definidas (abanico aluvial dominado por flujos de detritos, abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados y sistemas deltaicos gravosos). De modo anexo a esta tesis se está trabajando en la elaboración de un método estadístico que mejore este tipo de estudios y que pueda utilizarse para otras sucesiones.

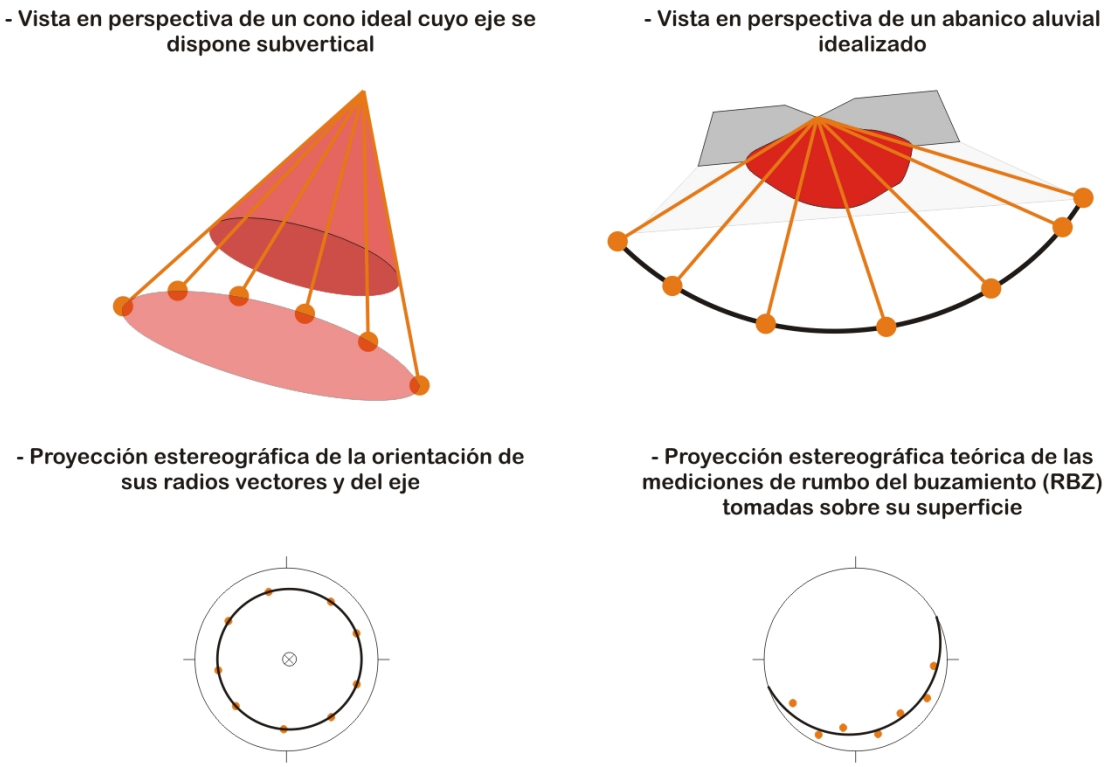


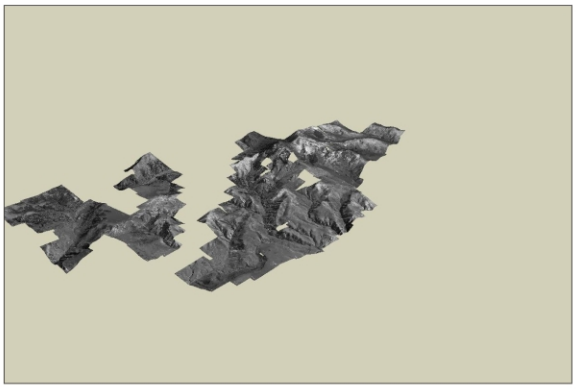
Figura 6: Esquema de comparación entre la forma de un cono perfecto y la de un abanico aluvial. Las mediciones sistemáticamente tomadas sobre su superficie se aproximan a la geometría esperada para un cono

1.6.9 - Modelado 3D

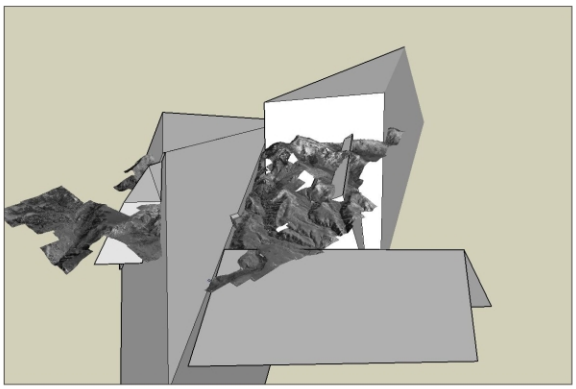
Para mejorar la apreciación sobre la geometría de las unidades y su relación espacial con las estructurales del rift, se procedió a la elaboración de modelos tridimensionales de los depocentros analizados y su relleno. Se utilizó el programa Google SketchUp® por su

capacidad para trabajar con mediciones precisas, permitir de modo sencillo el intercambio de información con los progrmas de GIS y porque al trabajar en conjunto con Google Earth® se logra solucionar simplemente cualquier efecto de la curvatura terrestre sobre el modelo en cuestión. Además, la combinación de los DEMs y las imágenes de alta resolución (Quickbird®) de Google Earth® en Google SketchUp® posibilitan el mapeo en 3D de las grandes estructuras que limitan los depocentros, permitiendo conocer entonces la geometría y el estilo de la deformación estructural (Figura 7). El método consiste en elaborar un modelo analógico del afloramiento, al que se le incluye la información geológica de detalle. Es una técnica que no sólo permite visualizar en tres dimensiones el espacio de trabajo sino que posibilita además, la reconstrucción de la geología en las áreas erosionadas. Este tipo de reconstrucciones se hacen en áreas reducidas y con las que se cuenta con un gran volumen de información. En ningún caso, se realizaron donde hubiera faltantes de información clave y sólo se los utilizó cuando la resolución ofrecía un único resultado posible.

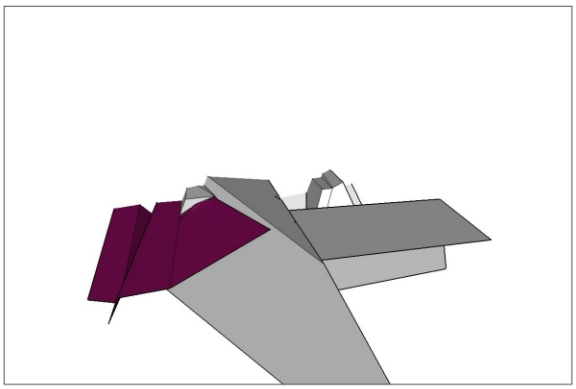
Los modelos analógicos ofrecen un entorno adecuado para resolver problemas espaciales que son muy corrientes durante el estudio de sucesiones rocosas antiguas (p.e. Falivenea *et al*., 2006 y Schwarz *et al*., 2008). Es posible corroborar la geometría de las unidades mapeadas sobre una proyección plana, contrastar las relaciones de angularidad entre distintos depósitos o la vinculación de las direcciones de paleocorrientes y las estructuras en el área. Con está técnica es posible también efectuar las secciones necesarias con la orientación y ubicación más conveniente al problema a resolver. Otra ventaja importante sobre el modelado analógico del afloramiento consiste en la verificación y corrección de las observaciones en exposiciones orientadas de manera oblicua a la inclinación de los estratos y las estructuras. Al observar inclinaciones aparentes es fácil obtener una apreciación errónea sobre las geometrías observadas directamente de los afloramientos y sus fotografías.



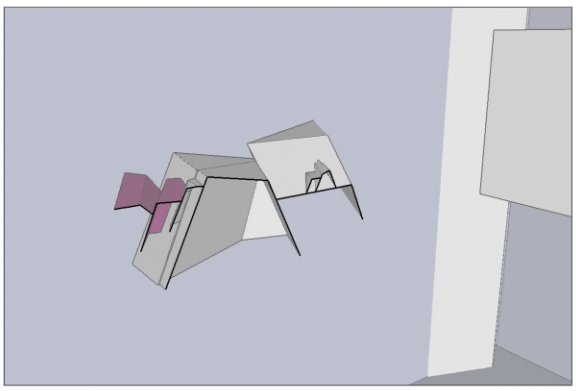
- Vista en perspectiva de algunas imágenes superpuestas a la topografía generada por el DEM (la topografía no se muestra donde no hay imágenes)



- Vista en perspectiva de las imágenes sobre el DEM donde se muestran los bloques de basamento confeccionados a partir del mapeo y medición de las estructuras en el campo



- Vista en perspectiva de algunos de los bloques que conforman los depocentros y la posición de un plano de corte



- Sección vertical realizada sobre el plano del esquema anterior. Se observan los contornos de los bloques interceptados y de manera difusa su continuación detrás del plano de sección

Figura 7: Esquema confeccionado a partir de cuatro capturas de pantalla donde se ilustran algunas de las operaciones efectuadas durante el modelado 3D y de qué manera ayudan a la visualización de las estructuras.

1.6.10 - Presentación de la información dentro del manuscrito de tesis

El carácter sumamente variado en cuanto a las litologías y los procesos involucrados en la acumulación del relleno de sinrift estudiado hace que la información obtenida sea igualmente diversa. A fin de simplificar su organización se ha optado por hacer un especial énfasis en la presentación gráfica de los datos, su análisis y los resultados obtenidos. Para ello se han elaborado láminas a página completa, donde se incluye tanto la información gráfica como su texto explicativo. Todas las láminas poseen un título distintivo y las referencias requeridas. De todos modos, por un problema de espacio y para agilizar el acceso a las referencias se incluye un señalador anexado al manuscrito donde éstas pueden consultarse. Las láminas incluyen contra su margen inferior derecho un número compuesto por dos términos: el primero refiere al capítulo en el que se halla y el segundo a su ordenamiento dentro del capítulo.

La información obtenida durante este trabajo se irá mostrando a lo largo del texto durante el análisis del relleno y los procesos que controlan su acumulación. En el Apéndice 1 se encuentra el mapa de detalle con las unidades identificadas y en el Apéndice 2 los perfiles litológicos completos, ordenados de acuerdo a las localidades en las que se ubican. Las tablas con los resultados geoquímicas se encuentran en el Apéndice 3.

Capítulo 2 – Geología del área de estudio

2.1 – Descripción general del área de estudio

El área seleccionada para el presente trabajo de tesis doctoral se ubica en la porción septentrional de lo que fuera denominado Macizo de Chacaico (Figura 1) por Bracaccini (1970). Ocupa el ámbito de las sierras de Chachil, La Atravesada y Catán Lil, hacia el suroeste de la Provincia de Neuquén (Figura 8). A la zona se accede desde la ciudad de Zapala por las rutas provinciales 46 y 224. Allí afloran rocas del basamento de la Cuenca Neuquina, del Ciclo Precuyano y Cuyano, y por encima de ellas, se desarrollan extensas mesetas de rocas volcánicas básicas cenozoicas. La región en si misma constituye un área fundamental para el estudio de las rocas del sinrift de la cuenca. Es uno de los pocos sitios donde aflora el basamento ígneo-metamórfico de la cuenca, siendo además una prolongación en superficie de la estructura de la Dorsal de Huincul (p.e. Bracaccini, 1970 y Ramos, 1978). La exposición de niveles estructurales tan profundos se debe a la fuerte inversión de las fallas extensionales originales, ocurrida mayormente durante la tectónica andina. Esto permite a su vez, la manifestación de espesas secuencias de depósitos correspondientes al Ciclo Precuyano. La inversión se produce a lo largo de grandes bloques que constituyen los depocentros originales del rift, generando afloramientos de amplia superficie que conservan parte de la estructura extensional primaria hacia el interior de los bloques invertidos. Topográficamente se trata de un sector muy quebrado con desniveles de entre 500 y 1300 metros y elevaciones semejantes a las del límite argentino-chileno a igual latitud (entre 2400 a 2900 msnm).

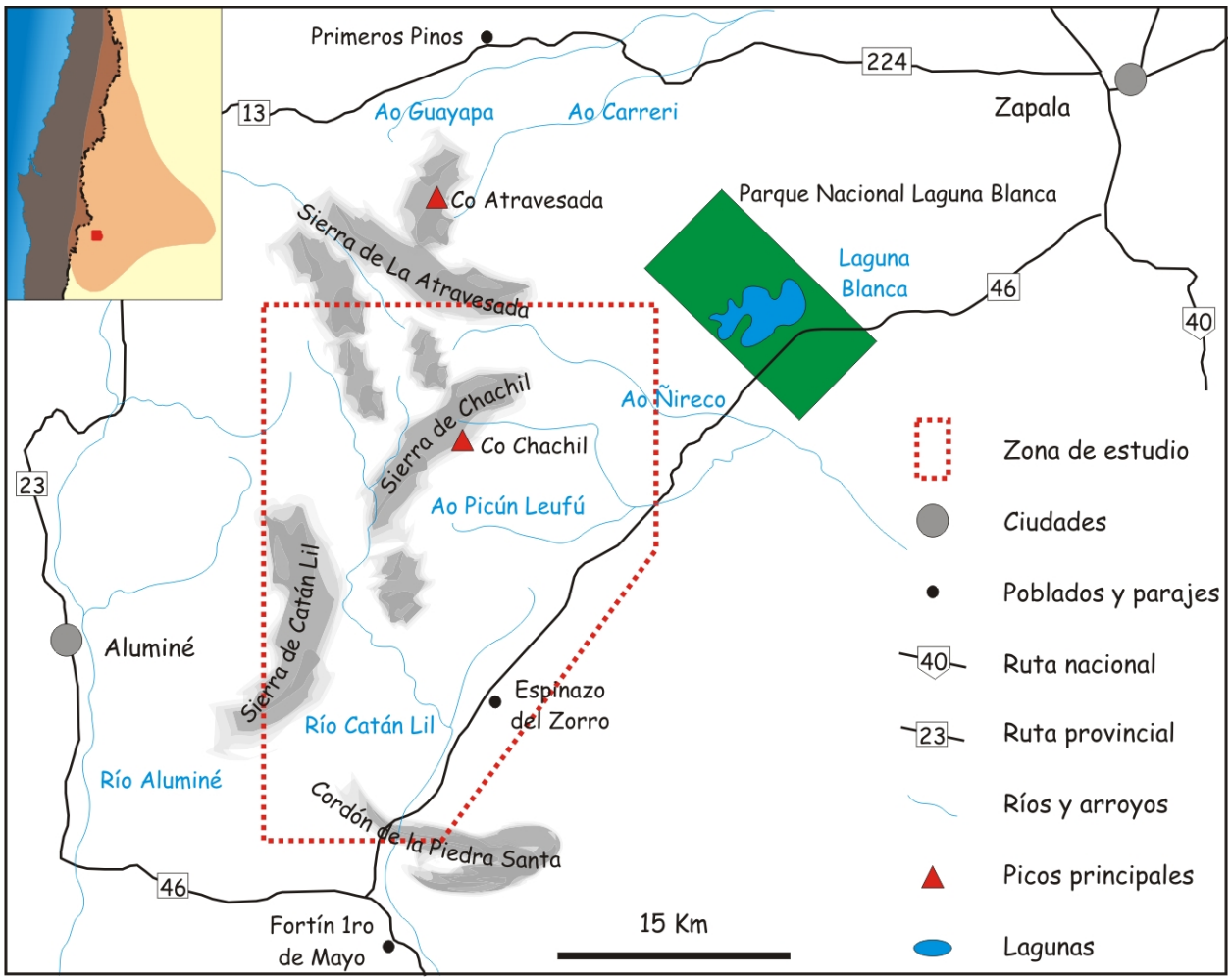
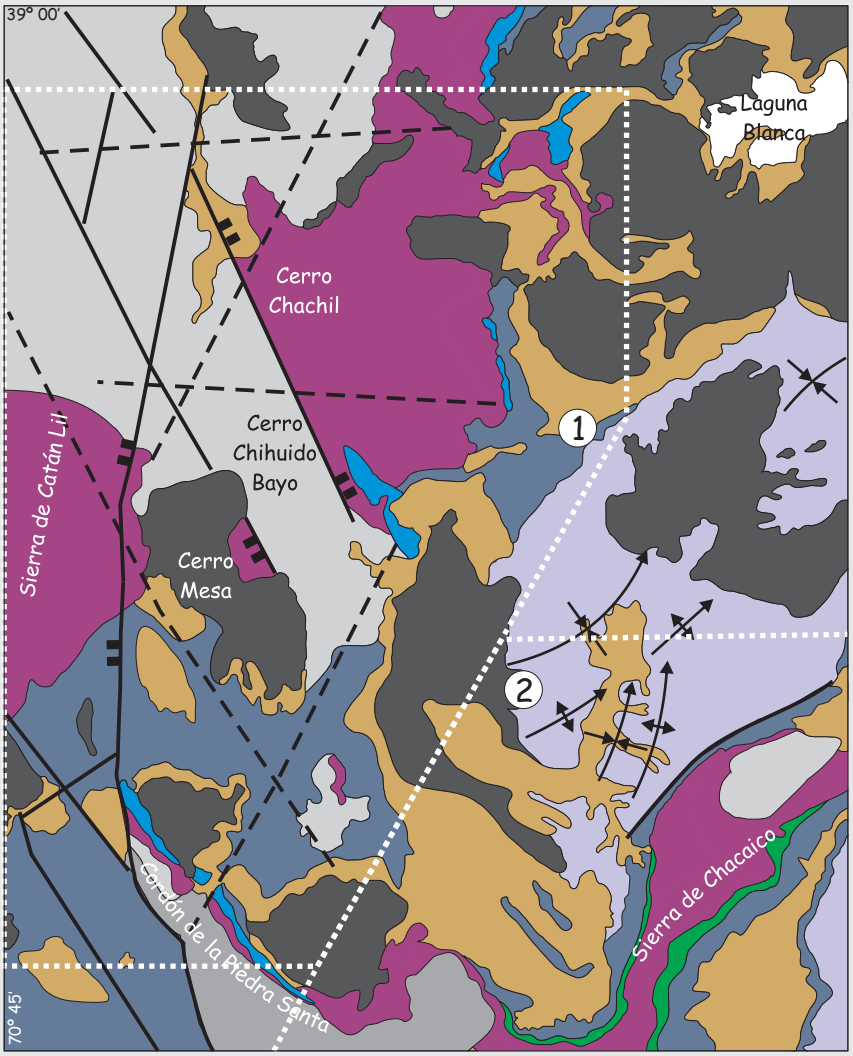


Figura 8: Mapa de ubicación del área de tesis, con sus principales vías de acceso y rasgos topográficos y planimétricos más destacados.

La geología y la estratigrafía en el área fueron definidas principalmente por los trabajos iniciales de Lambert (1948 y 1956) y más acabadamente por Leanza (1990) y Cucchi *et al*. (2005). Dicha información es la que permitió iniciar los estudios sobre el sinrift para este trabajo, y se presenta de acuerdo a Leanza (1990) y Cucchi *et al*. (2005) en la Lámina 2.1. A partir del mismo, se observa que el basamento de la región se conforma por los intrusivos batolíticos del Complejo Plutónico del Chachil (Leanza, 1990) en las metamorfitas de la Formación Piedra Santa (Digregorio y Uliana, 1980). Las rocas metamórficas son esquistos en facies esquistos verdes bajo, con un metamorfismo regional de 311 +/- 16 Ma, 329 +/- 16 Ma y 372 +/- 18 Ma (K/Ar), y un metamorfismo de contacto de 299 +/- 14 Ma (K/Ar) producido por los intrusivos mencionados (Franzese, 1992 y 1995). Las dataciones del Complejo Plutónico del Chachil fueron hechas por Sillitoe (1977) sobre un pórfiro tonalítico y por Varela *et al*. (1994) sobre dioritas y granodioritas. La primera tiene un valor de 281 +/- 4 Ma (K/Ar) y la segunda 285 +/- 5 Ma (isocrona Rb/Sr). Los afloramientos de los granitoides carboníferos son los que poseen una

Estratigrafía del área



- Mapa geológico de la región (cf. Leanza, 1990 y Cucchi et al. 2005)

- El rango estratigráfico de las unidades corresponde a Cucchi et al. (2005)

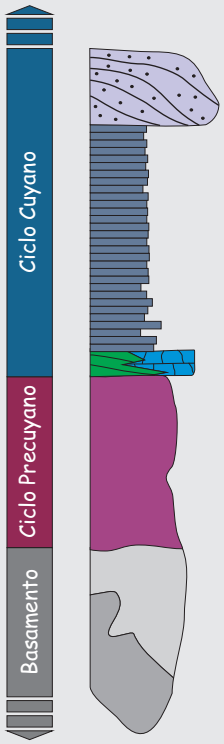
- Los afloramientos mapeados como Formación Choiyoi se unificaron con los de la Formación Lapa

- Área específica en la que se efectuaron los trabajos del presente estudio

(1)

- Área correspondiente al vecino depocentro de Chacaico (Franzese et al., 2007)

(2)



Fm Lajas	Bajociano superior - Caloviano inferior
Fm Los Molles	Toarciano - Bajociano medio
Fm Chachil - Fm Sierra de Chacaico	Pliensbachiano
Fm Lapa	Triásico superior - Jurásico inferior
Complejo Plutónico del Chachil	Carbonífero - Pérmico inferior
Fm Piedra Santa	Devónico

Lámina 2.1

expresión areal más desarrollada, extendiéndose desde las inmediaciones al Cerro Bayo a lo largo de la Sierra de Chachil hacia el sector noroccidental de la zona de estudio. Las metamorfitas devónicas en cambio, se circunscriben al Cordón de la Piedra Santa hacia el sur.

Las rocas pertenecientes al Ciclo Precuyano afloran fundamentalmente en la Sierra de Catán Lil y sus adyacencias y a lo largo del faldeo oriental de la Sierra de Chachil. Los primeros estudios acerca de estas rocas en el área se centraron en la descripción general de las unidades y su relación estratigráfica regional como parte del mapeo regional iniciado desde los diversos proyectos nacionales de mapeo en la región (Gentili, 1946; Lambert, 1948 y 1956; Leanza, 1990 y Cucchi *et al*., 2005). Originalmente, las sucesiones que componen este ciclo estratigráfico fueron mapeadas bajo la denominación de Formación Choiyoi (Lambert, 1948 y 1956) y luego subdivididas en las formaciones Choiyoi y Lapa (Leanza, 1990). Finalmente, se agregó una tercera llamada Formación Ñireco (Leanza *et al*., 2005) pero no se presenta un mapa con la distribución de sus afloramientos sino que se hace una rápida y sucinta mención de su posición estratigráfica dentro de los afloramientos cercanos al Cerro La Atravesada y en la región de la Sierra de Chacaico. Además, su definición no es del todo clara y se elije un topónimo (Ñireco: por el arroyo homónimo que nace en la Sierra de Chachil; *cf.* Leanza *et al*., 2005) que no coincide con el lugar del área tipo sugerida (Arroyo Lapa en la Sierra de Chacaico; *cf.* Leanza *et al*., 2005). Considerando la evolución en el uso del término Choiyoi explicada en el capítulo precedente, se torna conveniente descartar su aplicación a los afloramientos de esta región, unificándolos bajo Formación Lapa, como ya hicieran otros autores (Franzese y Spalletti, 2001 y Franzese *et al*., 2006 y 2007). Son relativamente recientes las contribuciones que describen con mayor detalle las rocas del Ciclo Precuyano e intentan explorar sobre su ambiente de depositación en el contexto del área mencionada (Franzese *et al*., 1998, 2006 y 2007 y Gómez-Pérez *et al*., 1999).

Las secuencias del Ciclo Cuyano halladas en la región de estudio pertenecen a unidades depositadas en ambiente marino a partir del Pliensbachiano (Leanza 1990, Leanza y Blasco 1990 y las referencias allí citadas). En ellas se reconocen rocas calcáreas de ambiente marino somero mapeadas por Leanza (1990), Leanza y Blasco (1990) y Cucchi *et al*. (2005) como Formación Chachil (Weaver, 1942 en Leanza, 1990). Son calizas fuertemente silicificadas, ricas en invertebrados fósiles indicativos de un ambiente marino con aguas templadas a cálidas. En la misma posición estratigráfica se reconoce a la Formación Sierra de Chacaico (Volkheimer, 1973), aflorante en la sierra homónima. Se trata de conglomerados, areniscas, limonitas, tobas, tufitas y calizas muy subordinadas, depositados en un ambiente que oscila entre litoral y nerítico con un importante desarrollo de los procesos de tipo turbidítico. Por encima de estas dos últimas formaciones se encuentran las lutitas negras con intercalaciones areniscosas que constituyen la Formación Los Molles (Weaver, 1931 en Leanza, 1990). Su depositación se produce en un

ambiente restringido y bajo condiciones anóxicas, constituyendo espesas sucesiones de tipo turbidítico. Las direcciones de transporte en los depósitos de flujos de tipo turbidítico son longitudinales a las fallas extensionales activas durante el período de rift de la Cuenca Neuquina (Burgess *et al*. 2000). En los tramos superiores se lo interpreta como un frente deltaico con aportes intermitentes de flujos turbidíticos arenosos que va incrementando la presencia de areniscas hasta pasar transicionalmente a una posición más somera, representada por las areniscas mareales de la Formación Lajas (Weaver, 1931 en Leanza, 1990). Esta es la última unidad cuyana hallada en la zona y responde a un ambiente de acumulación deltaico dominado por mareas (McIlroy *et al*., 2005). Es posible notar entonces, el típico arreglo de rápida profundización en la base y la somerización paulatina observada hacia el techo del Ciclo Cuyano inferior a lo largo de la Cuenca Neuquina (Gulisano, 1981 y Gulisano *et al*., 1984).

Estrictamente, el área definida para la realización de este trabajo de tesis doctoral no presenta afloramientos de las formaciones Sierra de Chacaico y Lajas. En particular, para poder efectuar el análisis de las unidades de acumulación de sinrift los estudios se efectuaron sobre las unidades de acumulación pertenecientes a las formaciones Lapa, Chachil y Los Molles. Sin embargo, de aquí en más se dejarán de lado las divisiones estratigráficas formales para adentrarse en unidades definidas con una mayor resolución. Únicamente, se diferenciará entre depósitos pertenecientes al Ciclo Precuyano o Cuyano. La inclusión de las unidades cuyanas inferiores es totalmente necesaria para comprender más acabadamente la evolución de los sistemas de acumulación pertenecientes a la fase inicial del rift.

2.2 – Estructura del área de estudio

Definir la estructura original del rift en la región resulta imprescindible en cualquier estudio que pretenda conocer los procesos de acumulación operantes durante la extensión. En este caso particular, se cuenta con las complicaciones inherentes a una región sujeta a más de una fase de deformación posterior, donde las estructuras primigenias se encuentran variablemente modificadas. En este sentido, las tareas de mapeo efectuadas durante las tareas de campo permitieron definir el tipo de estructuras presentes y conocer su situación actual (p.e. reactivación, inversión, etc.). Dicha información se presenta con una estratigrafía simplificada en la Lámina 2.2 (Las referencias de las estructuras pueden consultarse en el señalador adosado al manuscrito). Su observación permite apreciar el predominio de las rocas del basamento hacia el noroeste de la región, al norte de la Sierra de Catán Lil, y una prolongación estrecha hacia el sureste en el sector central, en los alrededores del Cerro Chihuido Bayo. Hacia el sur, los

asomos de basamento se reducen al Cordón de la Piedra Santa. La distribución de los afloramientos precuyanos se divide en dos sectores bien definidos a ambos lados de la prolongación de basamento que incluye al Cerro Chihuido Bayo. Los depósitos cuyanos en cambio, cubren indistintamente toda el área con una inclinación predominante hacia el sureste. Se advierte de esta manera, el desarrollo de los niveles estructurales más profundos hacia el noroeste de la región y las sucesiones más jóvenes hacia el sureste, denotando un basculamiento general de los bloques hacia el sureste.

En promedio, se destacan dos direcciones predominantes en las estructuras de mayor envergadura en la región. Una es aproximadamente noroeste - sureste y la otra noreste – suroeste. El primer caso se observa para el bloque de basamento donde se sitúa el Cerro Chihuido Bayo, limitado a ambos lados por fallas directas, invertidas luego, de rumbo noroeste – sureste e inclinaciones opuestas. Algo similar ocurre con el Cordón de la Piedra Santa, que se encuentra levantado por una falla compresiva hacia el oeste, produciendo un basculamiento completo del bloque hacia el noreste. La otra dirección se aprecia en los lineamientos desarrollados en el basamento, al noroeste, y en los alrededores al Cerro Mallín de Ibáñez, al sureste. La existencia de estas direcciones en las estructuras deformacionales es un rasgo bien conocido desde hace tiempo para la Cuenca Neuquina (Ramos, 1978). Las sucesiones precuyanas y cuyanas se encuentran deformadas a través de las dos direcciones ya mencionadas pero con estilos ciertamente diferentes, debido a sus diferencias reológicas. La deformación de los bloques más rígidos, conformados por basamento y rocas precuyanas se produce fundamentalmente a través de fallas y pliegues amplios y disectados. Estas mismas estructuras se transfieren a la cubierta menos competente del Ciclo Cuyano en numerosos y apretados pliegues, cuyos ejes se orientan paralelamente al rumbo de las fallas. Con el fin de visualizar mejor el efecto de las dos direcciones estructurales en la región se muestran perfiles geológicos transversales a dichas orientaciones (Lámina 2.3). Uno de ellos (1-2), atraviesa las dos áreas con afloramientos precuyanos denotando la presencia de la prolongación de basamento que pasa por el Cerro Chihuido Bayo. Su geometría es característica de un *horst*, y constituye un límite original entre los dos sectores con afloramientos precuyanos, heredado de la tectónica extensional durante las fases de rift de la Cuenca Neuquina. Asimismo, se observa que los dos sectores con relleno precuyano se encuentran limitados por estructuras extensionales luego invertidas. Cada uno corresponde por lo tanto a depocentros originales distintos, separados entre sí por un *horst* constituido por basamento. La estructuración de los depósitos precuyanos en estos dos sectores también se denota en los demás perfiles (3-4 y 5-6). En ellos se puede observar además, el levantamiento de los niveles estructurales más bajos hacia el noroeste y cómo es acompañando por el desarrollo de las mayores elevaciones en la

misma dirección (Cerro Chachil en 3-4 y Sierra de Catán Lil en 5-6). Se trata del resultado de los distintos eventos tectónicos compresivos, presumiblemente de origen andino, que afectaron a la región.

Se propone llamar para este estudio depocentro 1 al sector situado al noreste del *horst*, y depocentro 2 al que se encuentra al sureste del mismo hasta el Cordón de la Piedra Santa. Ambos depocentros revelan diferencias sustanciales en su configuración estructural (Lámina 2.4 y Lámina 2.5) y geométrica (Lámina 2.6 y Lámina 2.7). El depocentro 1 consiste en un graben de contorno cuadrangular, ligeramente asimétrico, constituido por bloques internos delimitados por fallas directas. El depocentro 2 es también cuadrangular en su contorno, pero fuertemente asimétrico, desarrollando un desplazamiento mucho mayor de las fallas originalmente directas que conforman su borde nororiental, contra el *horst*. En esta forma, el depocentro posee una polaridad bien definida hacia el noreste, donde se registran los mayores espesores precuyanos. De acuerdo a dicha polaridad y en relación al gran contraste en la magnitud de los desplazamientos experimentados en los sistemas de fallas de borde, se designará con el nombre de borde activo al nororiental y borde pasivo al suroccidental, ubicado sobre el Cordón de la Piedra Santa. Las características estructurales básicas y generales de cada uno de los dos depocentros de rift se sintetizan en la Lámina 2.8, las que servirán de marco para el análisis subsiguiente de las unidades de sinrift para este sector de la Cuenca Neuquina. A lo largo de todo el presente trabajo de tesis doctoral, se evaluará la evolución de los dos depocentros y la relación de su relleno con las estructuras aquí definidas. El análisis del relleno de sinrift y el estudio de las estructuras originales son dos tareas que se complementan mutuamente, por eso el panorama estructural delineado en esta sección se irá completando y reforzando subsecuentemente a lo largo de este texto a partir de las evidencias obtenidas del examen de las unidades de sinrift.

Para sistematizar las tareas de campo se dividió a la zona de estudio en diversas localidades artificialmente creadas (Lámina 2.9). Se denominaron informalmente con siglas que responden comúnmente a algún rasgo topográfico y de esa manera se las utilizará en este texto. En general, las localidades coinciden con los principales cursos de agua desarrollados en la región. Las altas pendientes en los márgenes de los valles más pronunciados proveen las mejores exposiciones para las potentes sucesiones del relleno de sinrift.

Estructura del área de estudio

- Mapa geológico con las principales estructuras en el área

- La mayor parte de las fallas se encuentran invertidas y poseen orientaciones NO-SE y NE-SO

- La orientación de los ejes de los pliegues coincide con los rumbos de las fallas

- Se presentan tres perfiles geológicos: 1-2, 3-4 y 5-6

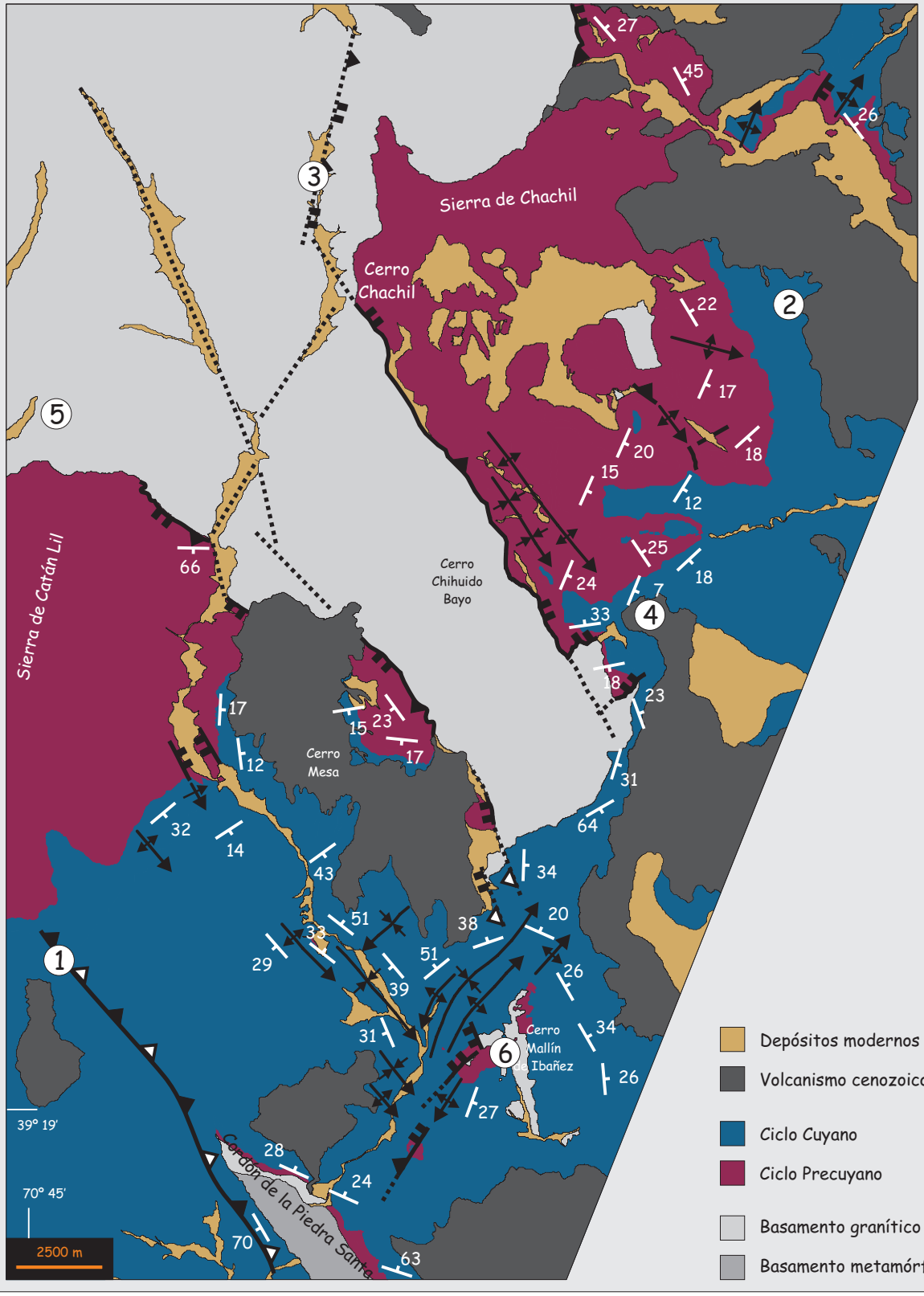
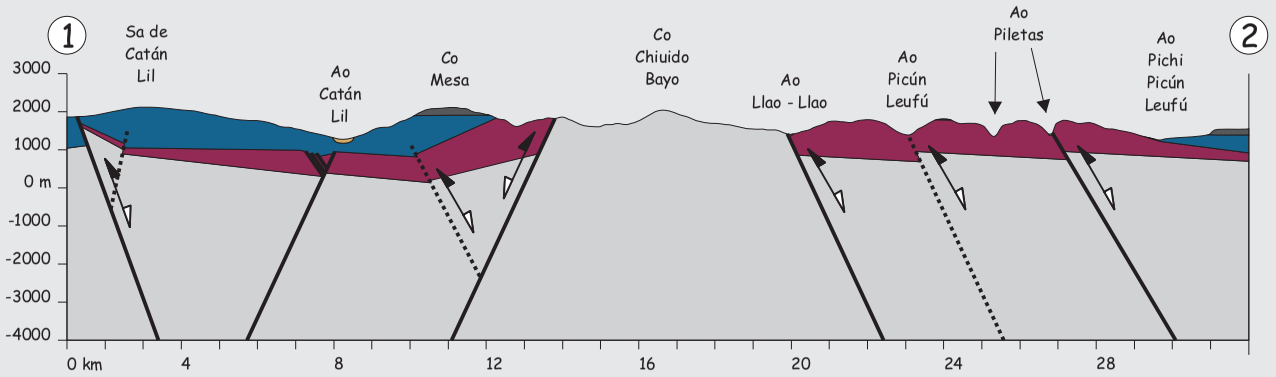


Lámina 2.2

Perfiles geológicos del área de estudio

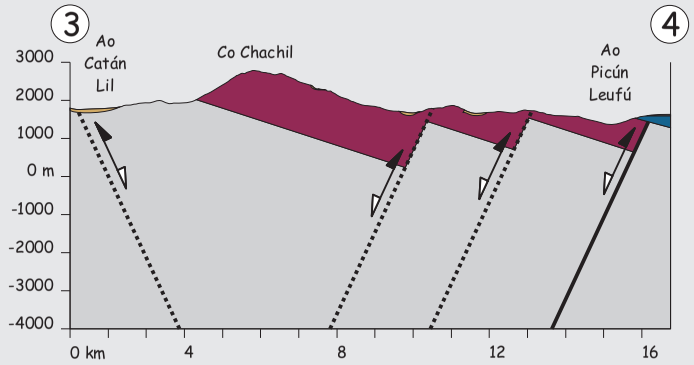


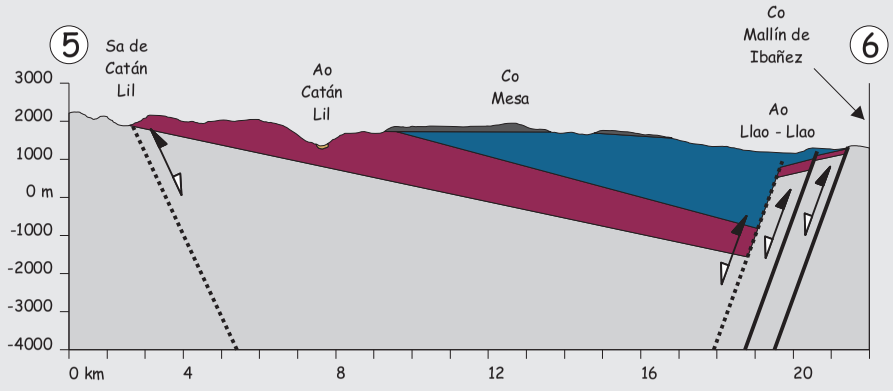
- Los dos sectores con afloramientos precuyanos en el área se encuentran separados por un alto de basamento estructurado

- El alto de basamento posee una geometría de horst, configurado a cada lado por un sistema de fallas invertidas, con opuestas direcciones de inclinación

- Las fallas que delinean el horst son originalmente sistemas extensionales que conforman los bordes de los dos depocentros precuyanos en el área

- Se llamará depocentro 1 al que se ubica al noreste del horst y depocentro 2 al que se encuentra al suroeste del mismo



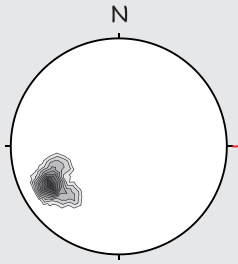


- Las estructuras originales de los dos depocentros presentan diverso grado de inversión

- En los dos depocentros se observa un basculamiento regional de los bloques hacia el sureste, mostrando los niveles estructurales más profundos hacia el noroeste

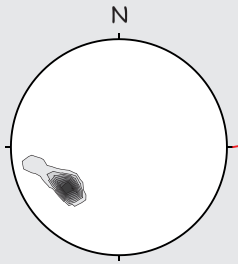
Estructuras en el depocentro 1

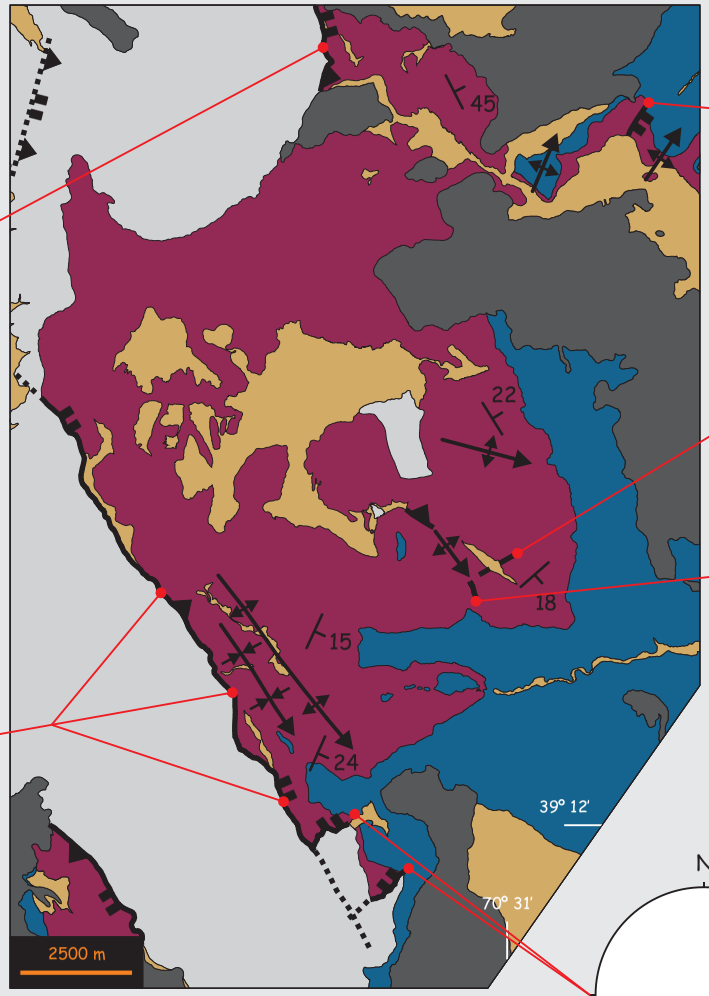
- Los sistemas de fallas de borde en el depocentro 1 poseen dos orientaciones bien definidas

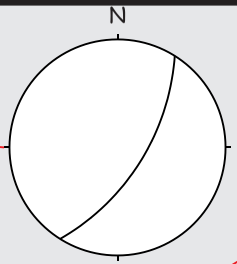


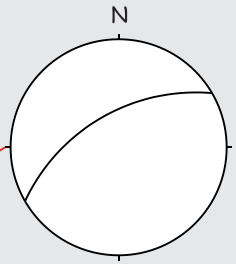
- Una de las orientaciones mejor desarrolladas es la NO-SE con inclinación hacia el noreste

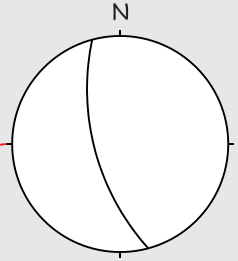
- Esta se observa claramente en el borde occidental del depocentro 1 y en el borde aflorante hacia el norte, en la zona de estudio



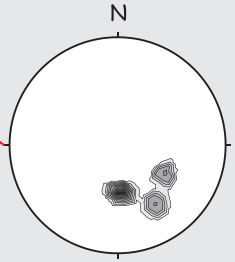








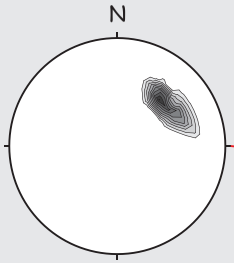
- Los bloques internos al depocentro 1 están delimitados por fallas directas cuya orientación sigue los patrones observados para los sistemas de borde



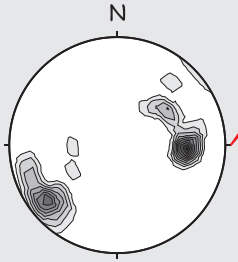
- El otro sistema de fallas se registra en el borde suroriental, su orientación es NE-SO e inclina hacia el noroeste

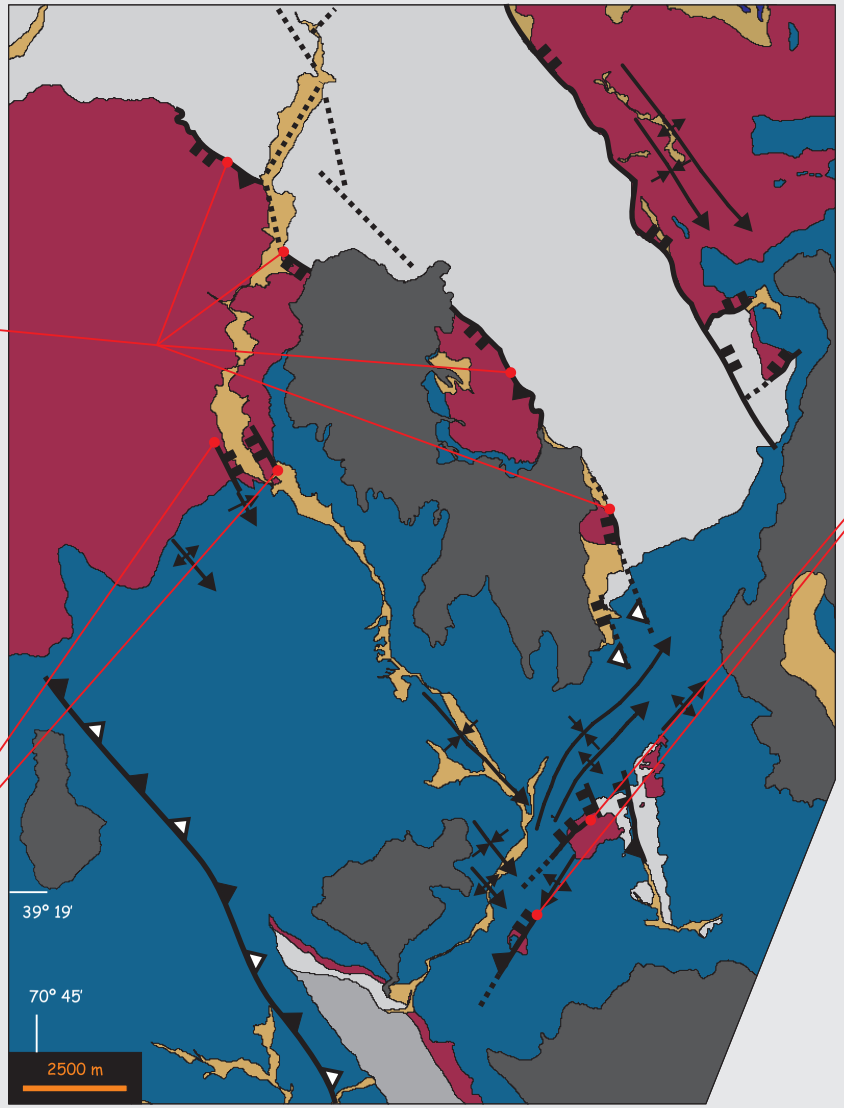
Estructuras en el depocentro 2

- El borde nororiental del depocentro 2 está constituido por un sistema de fallas de orientación NO-SE que inclina hacia el suroeste

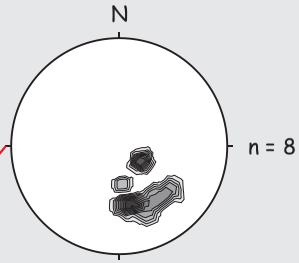


- Los bloques internos al depocentro 2 se encuentran estructurados por fallas directas de orientación NO-SE





- En el borde suroriental del depocentro 2 se registra un sistema de fallas diferente, de orientación NE-SO e inclinación hacia el noroeste

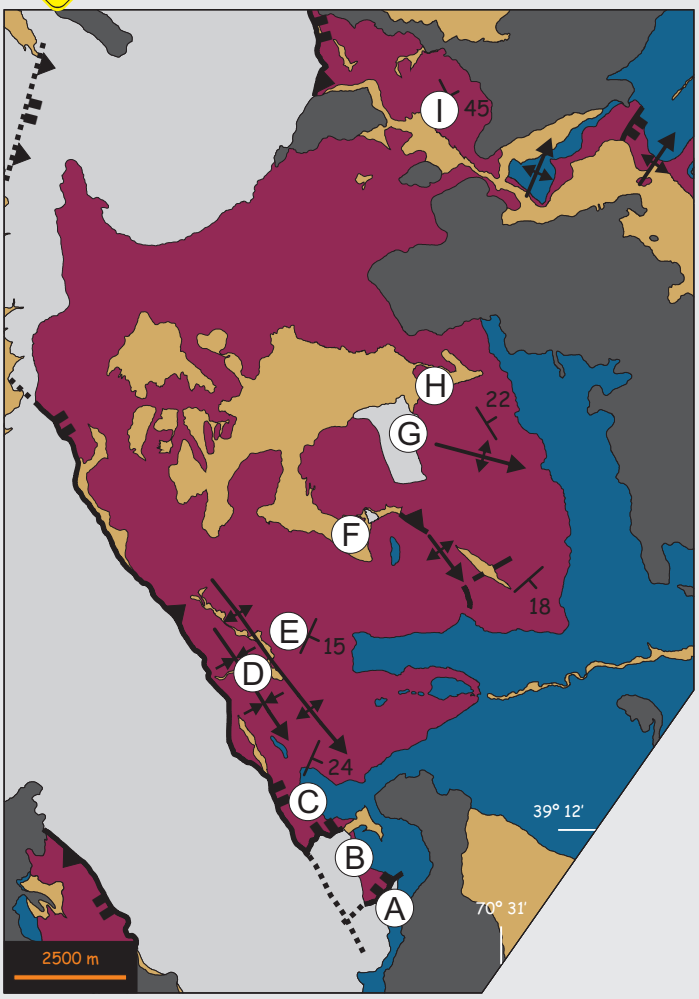


- La orientación NO-SE es la más conspicua en las estructuras originales del depocentro extensional

- Dicha orientación prevalece en los bloques estructurados en el interior del depocentro

- La orientación NE-SO tiene poca representación en el depocentro 2 y se circunscribe a al borde suroriental

Geometría del depocentro 1



- El depocentro 1 posee una geometría de graben, ligeramente asimétrico

- Los mayores espesores del Ciclo Precuyano se observan hacia el norte

- Los menores espesores se registran sobre los pequeños bloques adyacentes al borde suroriental

- Los bloques internos al depocentro se delimitan por fallas extensionales cuya orientación es consistente con la observada en los bordes

- La configuración geométrica del depocentro 1 está dada por dos sistemas predominantes de fallamiento: NO-SE y NE-SO

Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
Ciclo Precuyano
Basamento granítico
Basamento metamórfico

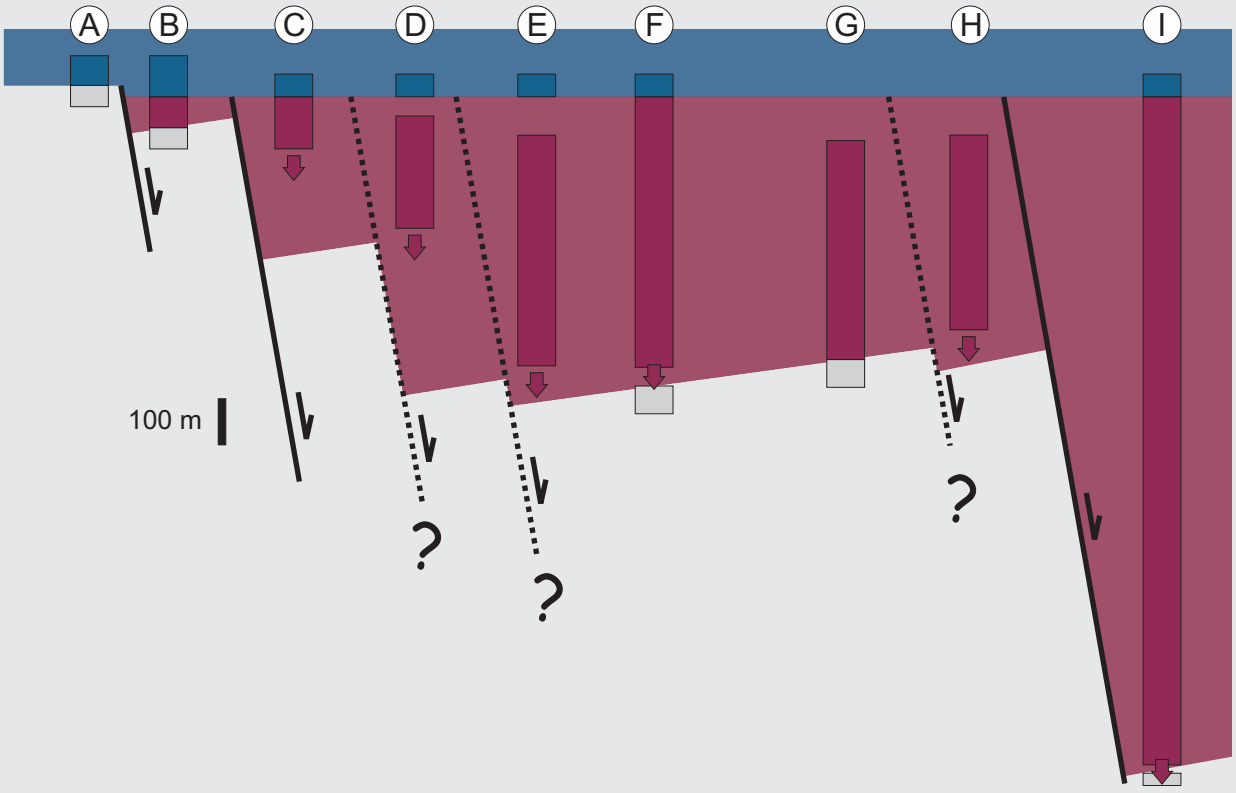
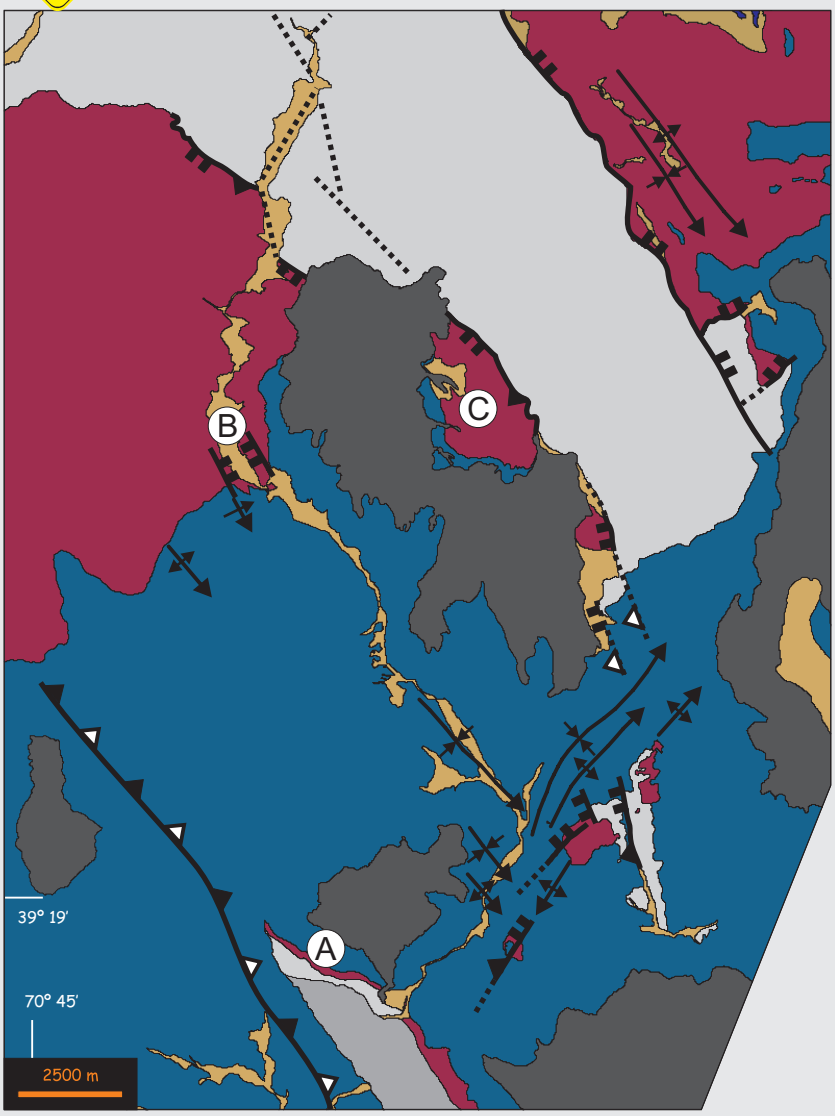


Lámina 2.6

Geometría del depocentro 2



- El depocentro 2 posee una geometría de graben, fuertemente asimétrico en dirección NE-SO

- Los mayores espesores del Ciclo Precuyano se disponen contra su borde nororiental: borde activo

- Los menores espesores se registran en su borde suroccidental: borde pasivo

- Hacia el interior del depocentro se desarrolla un sistema de fallas que configuran un estrecho graben

- Los sistemas de fallas predominantes en la configuración geométrica del depocentro 2 son los de orientación NO-SE

Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
Ciclo Precuyano
Basamento granítico
Basamento metamórfico

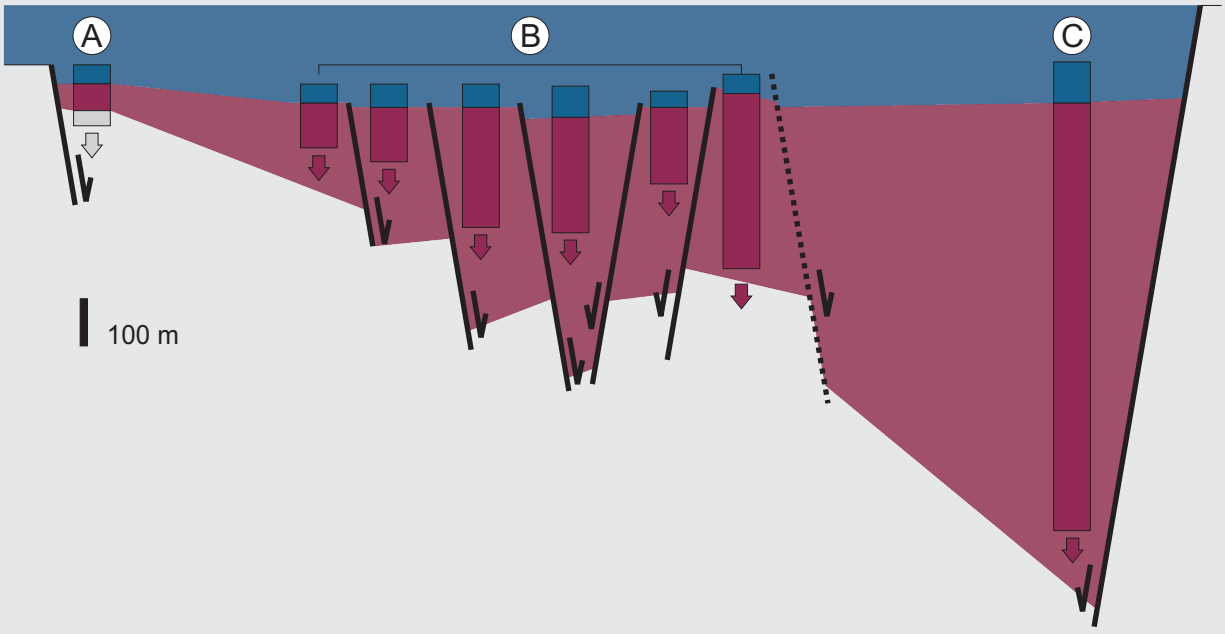


Lámina 2.7

Estructura de los depocentros precuyanos

- Las fallas extensionales originales desarrolladas sobre el basamento paleozoico configuran el área de los dos depocentros precuyanos

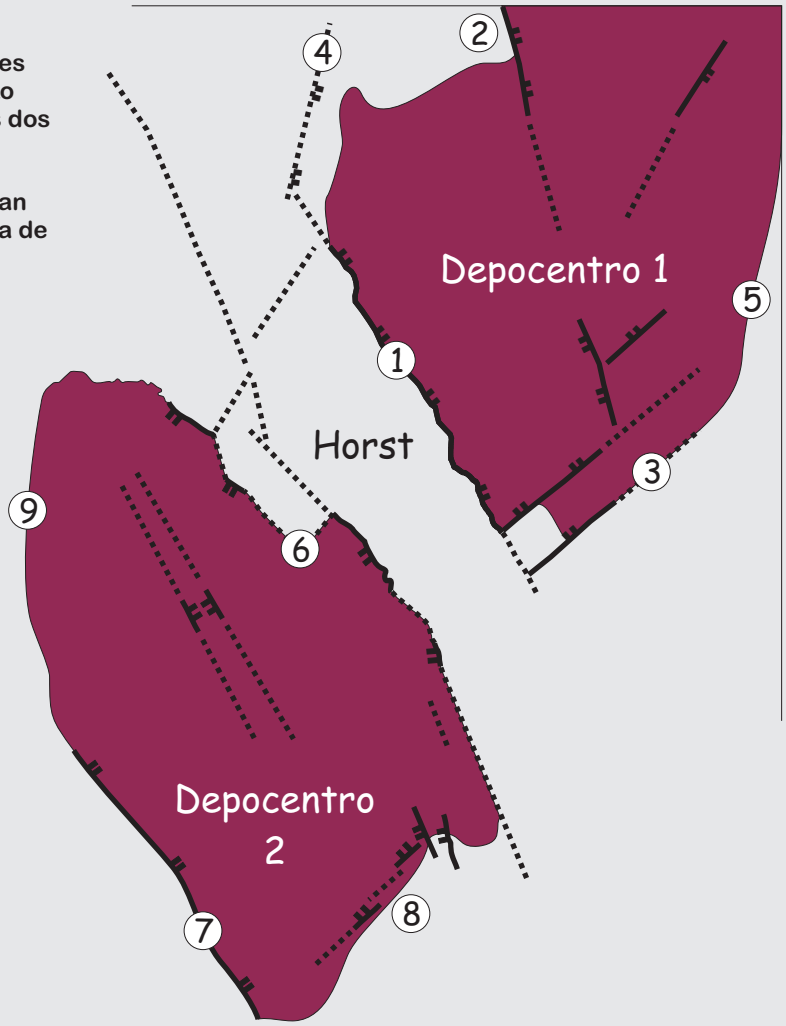
- Ambos depocentros se encuentran separados por un alto con geometría de horst

- El depocentro 1 está delimitado por sistemas de fallas extensionales NO-SE (puntos 1 y 2) y NE- SO (punto 3)

- El borde noroccidental no llega a aflorar debido a la fuerte inversión del depocentro 1 en dicha dirección (4)

- No se conoce la configuración del borde oriental del depocentro 1 ya que éste se encuentra en subsuelo (5)

- El depocentro 1 es de geometría cuadrangular a romboidal, del mismo modo que los bloques internos

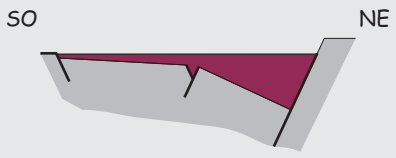


(6) - El depocentro 2 posee una geometría de graben fuertemente asimétrico hacia el noreste, desarrollando un borde activo (6) y otro pasivo (7) constituidos por sistemas de fallas NO-SE

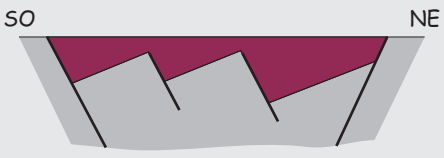
- El borde suroriental del depocentro se corresponde con la presencia de fallas extensionales de orientación NE-SO e inclinación hacia el noroeste (8)

- El borde noroccidental se encuentra fuertemente invertido, y no llega a aflorar correctamente (9)

- Los bloques internos al depocentro 2 se limitan por fallas directas paralelas a los bordes NO-SE (puntos 6 y 7)



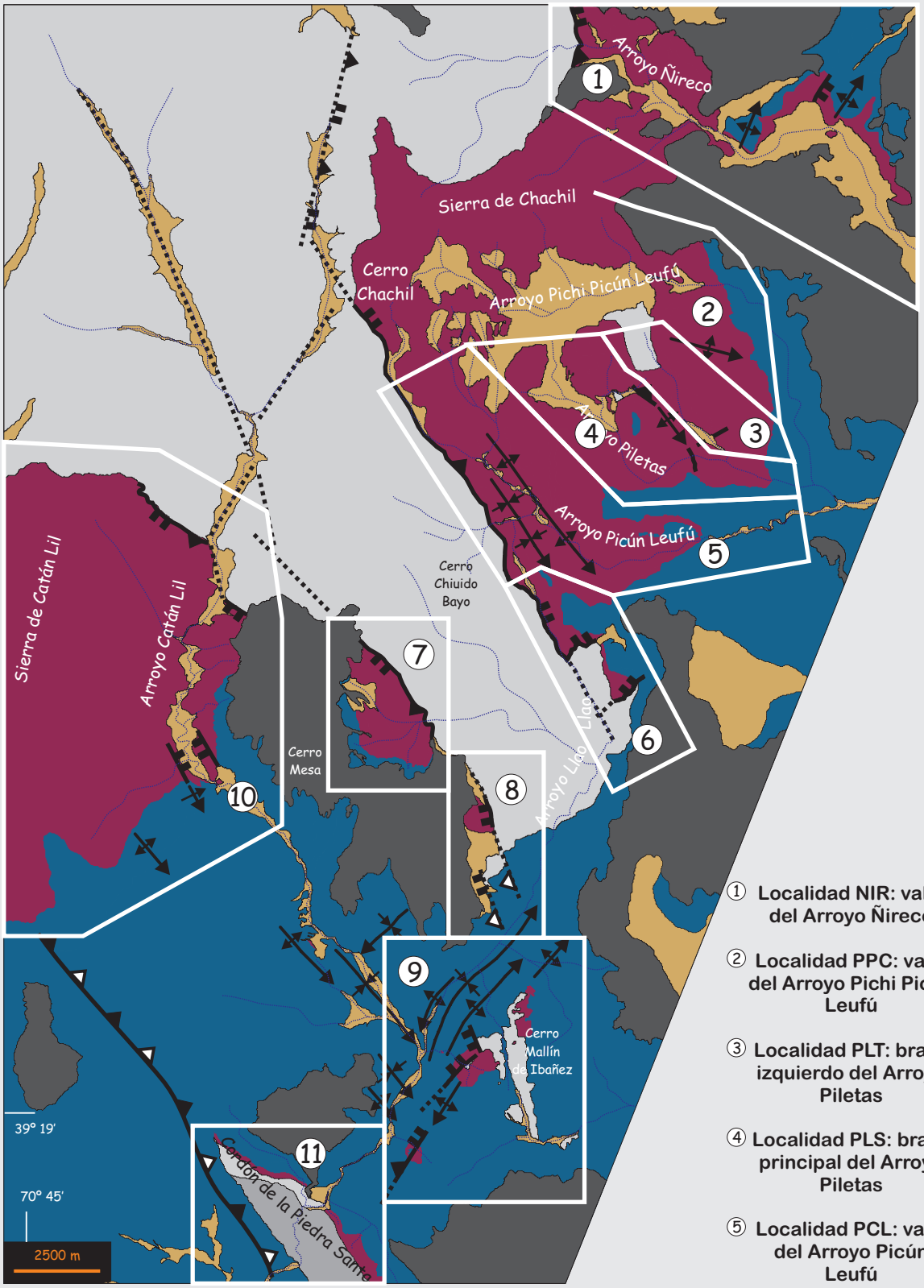
Sección esquemática del depocentro 2



Sección esquemática del depocentro 1

Lámina 2.8

Ubicación de las localidades creadas para el presente estudio



① Localidad NIR: valle del Arroyo Ñireco

② Localidad PPC: valle del Arroyo Pichi Picún Leufú

③ Localidad PLT: brazo izquierdo del Arroyo Piletas

④ Localidad PLS: brazo principal del Arroyo Piletas

⑤ Localidad PCL: valle del Arroyo Picún Leufú

⑥ Localidad LAO: cabeceras del Arroyo Llao-Llao

⑦ Localidad ECM: valle al este del Cerro Mesa

⑧ Localidad N-MIB

⑨ Localidad MIB: en las inmediaciones del Cerro Mallín de Ibañez

⑩ Localidad CTL: valle del Arroyo Catán Lil

⑪ Localidad NPS: sector norte de la Piedra Santa

Lámina 2.9

Capítulo 3 – Análisis litofacial y de las asociaciones litofaciales del relleno de sinrift

3.1 – Introducción

Las características fisiográficas inherentes al paisaje de un rift permiten el desarrollo de sistemas de acumulación muy diversos (p.e. Leeder, y Gawthorpe, 1987 y Gawthorpe y Leeder, 2000). La fuerte estructuración en el rift conlleva a la existencia de depocentros relativamente pequeños, muy compartimentalizados y con cambios abruptos en las pendientes (p.e. Schlische, 1992; Morley, 1999c y Morley *et al*., 1999a). Esta situación genera fuertes variaciones en los sistemas sedimentarios y las acumulaciones volcánicas desarrollados dentro de los depocentros extensionales. De esta forma, se produce una multiplicidad muy grande de procesos que coexisten dentro de un mismo espacio de acumulación. El resultado consiste consecuentemente en un gran número de litofacies posible, generalmente con una expresión areal reducida, donde los cambios laterales son rápidos y bruscos (p.e. Howell y Flint, 1996; Young *et al*., 2003 y Jackson *et al*., 2005).

En el caso particular de estudio, se registran además pasajes desde el ambiente continental al marino y el desarrollo de actividad volcánica en el mismo sitio donde se estructuran los depocentros (Leanza, 1990 y Franzese *et al*., 2006). La combinación de factores intrínsecos al ambiente de rift en general y las condiciones geológicas locales conducen a la presencia de una variedad litológica muy grande dentro de las rocas que componen el relleno de sinrift aquí estudiado. Con el fin de entender y conocer los distintos sistemas de acumulación existentes en las sucesiones de sinrift encontrados en el área, se propone antes conocer cuáles son los procesos de transporte y acumulación del material de relleno. De acuerdo al origen del material de relleno, éste se dividirá para el análisis siguiente en cuatro grupos fundamentales: rocas sedimentarias epiclásticas, rocas sedimentarias carbonáticas, rocas piroclásticas y rocas volcánicas.

A fin de organizar de forma clara la compleja situación inherente a este tipo de depocentros de rift, se elaboró un esquema dividido en tres partes, que es aplicado a cada uno de los grupos de rocas mencionados.

1- Análisis litofacial (Walker, 1984a y Walker, 2006)

Consiste en condensar la información litológica obtenida a partir del levantamiento de perfiles litológicos de detalle, en un sistema de litofacies lo más simple posible y que apunte a reconocer y definir los principales procesos de formación de las rocas.

2- Análisis de las asociaciones litofaciales (Walker, 1984a y Walker, 2006)

Para poder lograr un ordenamiento genético de las litofacies antes definidas, se procede al agrupamiento de las mismas de acuerdo a las combinaciones halladas en el campo, y registradas en los perfiles levantados. Se sintetizan de esta manera asociaciones naturales de litofacies que responden a procesos de transporte y acumulación comunes, y que permiten ser contrastados con los modelos de facies ya existentes (p.e. McPhie *et al*., 1993 y Walker, 2006). Es posible así, tipificar los principales agentes de transporte y acumulación desarrollados en el sinrift.

3- Análisis de las unidades de acumulación

La diversidad de procesos ya mencionada hace que las unidades de rocas tratadas aquí sean sumamente disímiles en cuanto a su modalidad de acumulación (p.e. el derrame o emplazamiento de rocas lávicas frente a la depositación en los sistemas epiclásticos o sedimentarios). Para ello, se propone utilizar el término informal de unidades de acumulación, que permite el agrupamiento de diversas asociaciones litofaciales que componen un mismo cuerpo de roca. Para ello, se agrega a los análisis previos la información relacionada a la composición, su distribución areal, su relación con las estructuras y las diversas interrelaciones que se dan entre las distintas asociaciones litofaciales, independientemente del grupo de rocas al que pertenezcan. Esto dará por resultado un esquema de unidades de acumulación, donde se vinculan los procesos sedimentarios directamente con las características estructurales y volcánicas de su entorno. La definición de las unidades de acumulación y su distribución espacial constituye el punto de partida para comenzar el análisis integral del relleno de sinrift.

Las etapas 1 y 2 tienen como finalidad hacer una introducción a los procesos que ocurren en los sistemas sedimentarios, piroclásticos y volcánicos que actuaron durante el rift, para lograr luego durante la etapa 3 (Capítulo 4) su análisis conjunto.

3.2 – Análisis litofacial

3.2.1 - Análisis litofacial de las rocas epiclásticas

Se utilizará un código de litofacies propio debido a la falta de esquemas que contemplen una variedad y complejidad de sistemas sedimentarios tan grande como la que ocurre en este estudio. Por lo general, los códigos preexistentes se restringen a un determinado sistema sedimentario en particular. Por ejemplo, en sistemas fluviales (Walker y Cant, 1984; Miall, 2006), sistemas eólicos (Brookfield, 1984 y Mountney, 2006) o marino profundo (Walker, 1984b y Posamentier y Walker, 2006). Como se verá más adelante, aquí se tratará conjuntamente con distintos sistemas del ambiente continental y marino, por lo que se torna evidente la necesidad de un sistema más abarcativo pero que conduzca a la integración de todos los procesos que ocurren en dichos ambientes.

En este esquema se han dividido las litofacies de acuerdo fundamentalmente a su granulometría y estructura, y se las caracteriza teniendo en cuenta otros parámetros tales como la geometría de los cuerpos, textura y selección del depósito y sus espesores típicos. Se han dejado de lado en este primer análisis las cuestiones de índole composicional por carecer de sentido en cuanto a la caracterización de los procesos de transporte y depositación. Asimismo, no se ha tenido en cuenta la forma de los clastos, por ser éste un rasgo directamente vinculado con la composición de los clastos (lo que se verá más adelante).

Las litofacies han sido nombradas de acuerdo a sus características distintivas y se les ha asignado un código compuesto por dos o tres letras. Seguido de su descripción se realiza la interpretación de la litofacies haciendo hincapié en los procesos sedimentarios que representa. A fin de llegar a una interpretación lo más sucinta e integrada posible, ésta se hizo en base fundamentalmente a trabajos que tratan sobre la dinámica de los agentes de transporte y su depositación, y a aquellos que apuntan a la identificación de las propiedades físicas de los depósitos que revelan el tipo de proceso que lo originó. Con el objetivo de agilizar la lectura y por no ser uno de los objetivos principales de esta tesis, no se incluye en las interpretaciones ninguna discusión sobre los mecanismos a los que se alude, sino que se encuentran directamente compendiadas las conclusiones de los trabajos que se utilizaron. Su elaboración comprende particularmente trabajos sobre los procesos sedimentarios que gobiernan los flujos gravitatorios de sedimentos y sus estructuras características (Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991; Kneller y Branney, 1995; Sohn, 1997; Sohn, 2000; capítulos 3 y 4 de Branney y Kokelaar, 2002; Gladstone y Sparks, 2002; Shanmugam, 2002; Dasgupta, 2003). En la figura 9 se muestra un

diagrama tomado de Dasgupta (2003) donde se sintetizan las principales características de los procesos analizados.

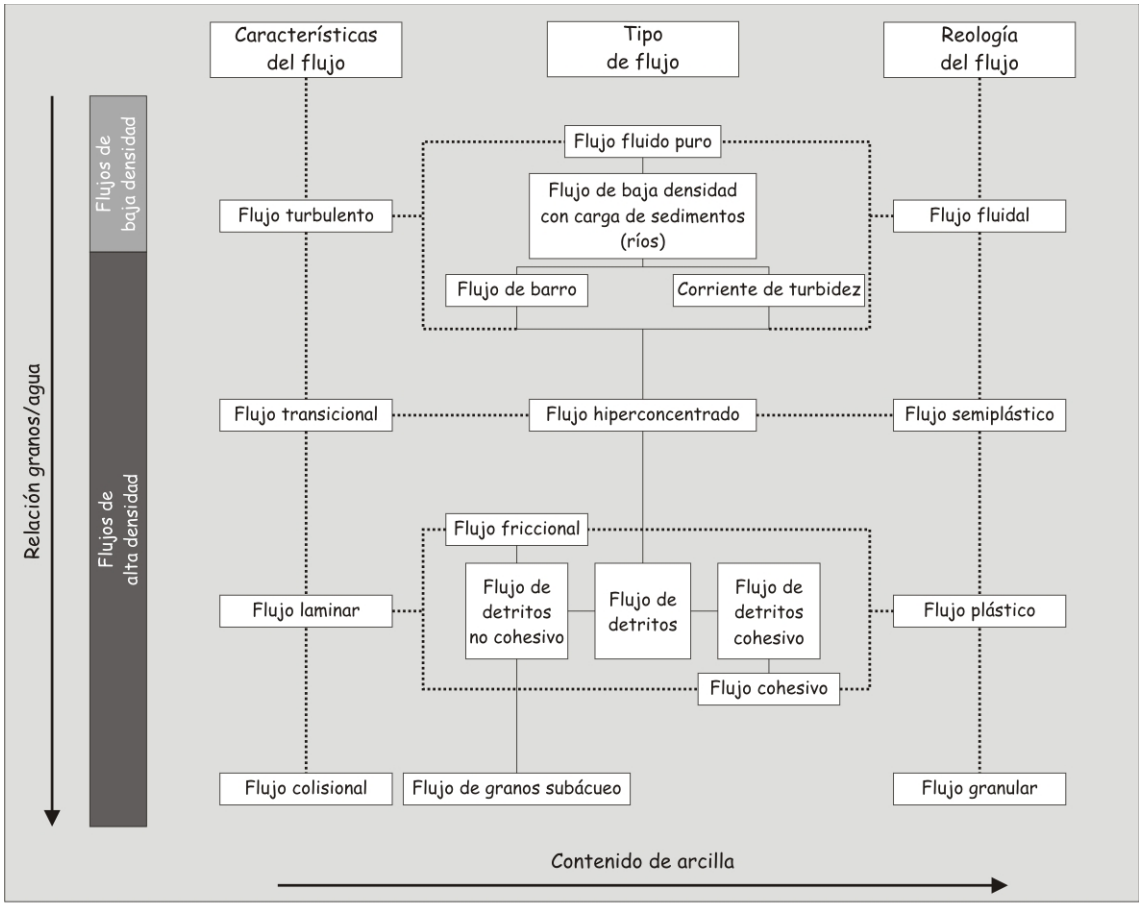


Figura 9: Diagrama donde se sintetizan las condiciones de los principales procesos de transporte y depositación de sedimentos. Tomada de Dasgupta (2003).

Aquí se presentan las 23 litofacies definidas y un cuadro donde se sintetizan sus principales características (Cuadro 1):

PSEFITAS

Litofacies Conglomerádicas

Conglomerados masivos muy mal seleccionados – **CMM**

Son conglomerados de textura matriz sostén en todos los casos. Su selección es muy mala, presentando granos aislados en una matriz mucho más fina. Es común hallar zonas con mayor concentración de granos, aunque se caracterizan por su bajísima relación de granos

Cuadro 1 - Litofacies de las rocas sedimentarias epiclásticas

Código	Litología	Estructuras	Textura	Geometría	Espesor	Condiciones de flujo	Tipo de flujo
CMM	Conglomerados	Masivo	Matriz sostén con zonas de mayor concentración de granos. Granos tamaño bloque. Relación granos / matriz pequeña. Matriz bien seleccionada. Puede haber granos sobresaliendo del techo del depósito	Tabular: techo plano y base plana a irregular sobre la superficie de depositación	0,3 - 3 m	Flujo de alta densidad, laminar. Flujo cohesivo, plástico	Flujos de detritos con matriz cohesiva. Alta energía
CM	Conglomerados	Masivo	Grano o matriz sostén. Granos tamaño bloque. Relación granos / matriz moderada a alta	Tabular a ligeramente lenticulares: base plana a irregular y techo plano	0,5 - 7,4 m	Flujo de alta densidad, laminar. Flujo friccional, plástico	Flujos de detritos con matriz no cohesiva. Alta energía
Cig	Conglomerados	Gradación inversa de la fracción más gruesa, en la base del depósito			1 - 2,5 m		
CN	Conglomerados	Gradación normal		Tabular: base plana a irregular y techo plano	1,2 - 1,8 m	Flujo de baja densidad, turbulento. Flujo de tipo fluido	Flujos tractivos no encauzados. Alta energía
CHC	Conglomerados	Masivos o con estratificación horizontal	Grano sostén. Muy bien seleccionado	Cuerpos tabulares con bases y techos planos y neto	0,2 - 0,8 m	Flujo de alta densidad, transicional. Flujo semiplástico	Flujos hiperconcentrados de alta energía
CCL	Conglomerados	Masivos		Cuerpos tabulares con bases y techos planos y netos en un arreglo de clinoformas de gran escala (3 5 m)	0,2 - 0,8 m		Progradación de flujos hiperconcentrados de alta energía en medios subácueos
CL	Conglomerados	Estratificación entrecruzada, estratificación entrecruzada en artesa, imbricación, o masivos	Grano sostén. Bien seleccionado, con granos más grandes (bloques) aislados	Lenticulares: base cóncava erosiva y techo plano	0,2 - 3,3 m	Flujo de baja densidad, turbulento	Corrientes ácueas tractivas, encauzadas, de alta energía
CEe	Conglomerados	Estratificación entrecruzada y estratificación entrecruzada en artesa		Tabular o lenticular: base plana o cóncava y techo planos	0,5 - 1 m	Flujo de baja densidad, turbulento	Corrientes ácueas tractivas. Pueden estar encauzadas. Alta energía
CE	Conglomerados	Estratificación horizontal			0,2 - 0,3 m		
SM	Sabulitas	Masivo	Grano sostén. Selección moderada. Puede contener granos de mayor tamaño, aislados	Cuerpos tabulares con bases y techos planos a irregulares	0,3 - 3,7 m	Flujo de alta densidad, granular	Flujo de granos, de moderada energía
SHC	Sabulitas	Masivos o con estratificación horizontal	Grano sostén. Muy bien seleccionado	Cuerpos tabulares con bases y techos planos y netos	0,2 - 0,5 m	Flujo de alta densidad, transicional. Flujo semiplástico	Depósitos de flujos hiperconcentrados de moderada energía
SL	Sabulitas	Estratificación entrecruzada, estratificación entrecruzada en artesa, imbricación, o masivos	Grano sostén. Muy bien seleccionado. Con granos aislados de mayor tamaño	Lenticulares: base cóncava erosiva y techo plano	0,15 - 0,3 m	Flujo de baja densidad, turbulento	Corrientes ácueas tractivas, encauzadas, de moderada energía
SN	Sabulitas	Gradación normal. También estratificación entrecruzada y estratificación entrecruzada en artesa	Grano sostén. Selección moderada a buena	Tabular o lenticular de muy baja relación alto / ancho: base plana o cóncava y techo plano	0,2 - 0,3 m		Corrientes ácueas tractivas, encauzadas. De moderada energía, decerciendo hacia arriba
See	Sabulitas	Estratificación entrecruzada y estratificación entrecruzada en artesa		Tabular o lenticular: base plana o cóncava y techo plano	0,2 - 0,5 m		Corrientes ácueas tractivas. Pueden estar encauzadas. Moderada energía
SE	Sabulitas	Estratificación horizontal	Grano sostén. Bien seleccionado. Puede haber intercalaciones más finas de psamitas o pelitas	Tabular: base plana o irregular y techo plano	0,1 - 0,7 m		Corrientes ácueas tractivas, no encauzadas, de moderada energía
SO	Sabulitas	Ondulitas asimétricas	Grano sostén. Bien seleccionado	Tabular: base plana y techo plano	0,05 - 0,5 m		
AM	Arenisca	Masiva	Grano sostén. Selección moderada	Tabular: base irregular a plana y techo plano	0,03 - 0,5 m a 5 - 10 m	Flujo de alta densidad, granular	Flujo de granos, de baja energía
AHC	Arenisca	Masivos o con estratificación horizontal	Grano sostén. Muy bien seleccionado	Cuerpos tabulares con bases y techos planos y netos	0,1 - 0,4 m	Flujo de alta densidad, transicional. Flujo semiplástico	Flujos hiperconcentrados de baja energía
AN	Arenisca	Gradación normal. También estratificación entrecruzada y estratificación entrecruzada en artesa	Grano sostén. Buena selección	Tabular: base y techo planos	0,1 m	Flujo de baja densidad, turbulento	Corrientes ácueas tractivas, encauzadas. De baja energía, decreciendo hacia arriba
AE	Arenisca	Estratificación horizontal	Grano sostén. Muy bien seleccionado	Tabular o lenticular: base plana o cóncava y techo plano	0,2 m		Corrientes ácueas tractivas de baja energía. Pueden estar encauzadas
AEe	Arenisca	Estratificación entrecruzada y estratificación entrecruzada en artesa			0,3 - 0,4 m		
PM	Pelitas	Masivas	¿?	Tabular: base y techo planos	0,1 - 0,2 m	Decantación	
LN	Lutitas negras	Laminación	¿?	Tabular: base y techo planos	< 0,01 m	Decantación	

Cuadro 1

frente a la matriz. De geometría tabular, con base plana e irregular y techo plano con granos que sobresalen. El espesor de estos depósitos varía entre 0,3 a 3 m.

Interpretación: Se trata del producto de flujos de alta densidad, de carácter laminar y cuya reología es plástica, cohesivos. Son flujos de alta energía, no erosivos, donde la depositación se produce en masa; del tipo flujo de detritos cohesivos.

Conglomerados masivos – **CM**

Son conglomerados de textura matriz sostén o grano sostén con mucha matriz, masivos, poco seleccionados pero la proporción de granos sobre matriz es siempre de moderada a alta. Su geometría es tabular, de techo plano y base plana a cóncava irregular dependiendo de la morfología de la superficie que cubre. Es frecuente hallar clastos sobresaliendo del techo del depósito. El espesor se encuentra entre 0,5 a 7,4 m.

Interpretación: Se originan a partir de flujos de alta densidad, de carácter laminar y cuya reología es plástica, friccionales. Son flujos de alta energía, no erosivos, donde la depositación se produce en masa; del tipo flujo de detritos no cohesivos.

Conglomerados con gradación inversa de la fracción más gruesa hacia la base del depósito **- CIg**

Los granos de mayor tamaño muestran gradación inversa hacia la base del depósito, mientras que el resto se presenta masivo. Por lo general no se encuentran muy bien seleccionados, aunque la proporción de granos sobre matriz es siempre de moderada a alta. De geometría tabular y menos frecuentemente algo lenticular, de base plana a ligeramente cóncava irregular dependiendo de la morfología de la superficie que cubre y techo plano, aunque es común que haya clastos sobresaliendo del techo. El espesor oscila comúnmente entre 1 y 2,5 m aunque pueden hallarse depósitos más delgados, de 20 a 60 cm.

Interpretación: Es el producto de flujos de alta densidad, de carácter laminar y cuya reología es plástica, friccionales. Son flujos de alta energía, no erosivos, donde la depositación se produce en masa; del tipo flujo de detritos no cohesivos. Desarrollo de carpetas traccionales en la base del flujo.

Conglomerados con gradación normal **– CN**

Presentan gradación normal de sus granos a lo largo de todo el espesor del depósito. Su selección es buena con una relación de granos sobre matriz moderada a alta. La geometría del depósito es tabular con base plana irregular y techo plano. El espesor oscila entre 1,2 a 1,8 m.

Interpretación: Son depósitos relacionados a flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de alta energía, tractivos, capaces de erosionar en sus bases, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo, no encauzados. Decrecimiento gradual en la energía del flujo durante la depositación.

Conglomerados muy bien seleccionados **– CHC**

Son conglomerados muy bien seleccionados, con textura grano sostén que carecen por completo de matriz. Son masivos o con estratificación horizontal. Su geometría es tabular con una continuidad lateral que supera la decena de metros, con base y techo planos y netos. Pueden presentar esporádicamente granos de gran tamaño totalmente aislados dentro del depósito. El espesor de los depósitos individuales ronda los 0,2 a 0,8 m, llegando en casos excepcionales hasta 4 m.

Interpretación: Son depósitos generados por flujos de alta densidad, de carácter transicional y cuya reología es semiplástica. Son flujos de alta energía, hiperconcentrados.

Conglomerados con clinoformas **– CCL**

Se identifican por el desarrollo de clinoformas oblicuas de gran escala (de 3 a 5 m de amplitud). Sus características son por lo demás prácticamente idénticas a las de CHC. Están muy bien seleccionados, con textura grano sostén y carecen por completo de matriz. Las capas individuales que integran las clinoformas son masivas y con espesores de 0,2 a 0,8 m.

Interpretación: Representan la programación subácuea de flujos de alta densidad, de carácter transicional y cuya reología es semiplástica. Son flujos de alta energía, hiperconcentrados.

Conglomerados canalizados **– CL**

Son conglomerados desarrollados con una geometría lenticular muy conspicua con una base cóncava erosiva y un techo plano. Sus estructuras son muy variadas, hallándose frecuentemente estratificación entrecruzada y entrecruzada en artesa, estratificación horizontal e imbricación. Menos comúnmente son masivos. Por lo general, son depósitos bien

seleccionados, de textura grano sostén pudiendo presentar granos más grandes aislados. Los espesores son de 0,2 a 3,3 m.

Interpretación: Son depósitos de flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de alta energía, tractivos, erosivos, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo, encauzados.

Conglomerados con estratificación entrecruzada **– CEe**

Se disponen en cuerpos lenticulares de base cóncava y erosiva y techo plano, o en cuerpos tabulares de base y techo planos. Presentan un buen desarrollo de estratificación entrecruzada planar o en artesa. La selección de los depósitos es buena, su textura grano sostén, pudiendo presentar granos más grandes aislados. El espesor oscila entre 0,5 a 1 m.

Interpretación: Es el resultado de flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de alta energía, tractivos, con la capacidad de ser erosivos, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo encausados o no encausados. La estructura se relaciona con la existencia de formas de lecho que migran.

Conglomerados con estratificación horizontal **– CE**

Son conglomerados bien seleccionados, de textura grano sostén con granos más grandes aislados. Presentan estratificación horizontal y se disponen en cuerpos lenticulares de base cóncava y techo plano, o tabulares de base y techo planos. El espesor de los depósitos ronda los 0,2 a 0,3 m de espesor.

Interpretación: Se trata de depósitos de flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de alta energía, tractivos, con la capacidad de ser erosivos, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo, encausados y no encausados.

Litofacies Sabulíticas

Sabulitas masivas **– SM**

Consiste en sabulitas masivas, de moderada selección y textura grano sostén. Pueden contener granos de mayor tamaño aislados dentro del depósito. Se dan en cuerpos de geometría tabular, con base y techo planos e irregulares. El espesor varía de 0,3 a 3,7 m.

Interpretación: Se interpretan como depósitos de flujos de alta densidad, de carácter colisional y cuya reología es granular. Son flujos de moderada energía, no erosivos; del tipo flujo granular.

Sabulitas muy bien seleccionadas **– SHC**

Se caracterizan por su muy buena selección y su geometría tabular con base y techo planos y netos. Los cuerpos poseen una continuidad lateral cercana a la decena de metros. Su textura es grano sostén y no poseen matriz. El espesor se encuentra entre los 0,2 a 0,5 m.

Interpretación: Son depósitos generados por flujos de alta densidad, de carácter transicional y cuya reología es semiplástica. Son flujos de energía moderada, hiperconcentrados.

Sabulitas canalizadas **– SL**

Se trata de cuerpos de sabulitas perfectamente canalizados, con una base cóncava erosiva y un techo plano. Raramente son masivos, presentando más comúnmente, estructuras tales como estratificación entrecruzada y entrecruzada en artesa, estratificación horizontal e imbricación. La selección es muy buena, de textura grano sostén, pudiendo hallarse granos aislados de mayor tamaño. El espesor varía entre 0,15 a 0,3 m.

Interpretación: Se forman por flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de energía moderada, tractivos, erosivos y encausados.

Sabulitas con gradación normal **– SN**

Son sabulitas con selección moderada a buena que presentan una gradación normal en el tamaño de sus componentes. Además es frecuente hallar estratificación entrecruzada planar y en artesa dentro de los depósitos. Son de textura grano sostén. La geometría de los cuerpos es tabular con base y techo planos o lenticular de muy baja relación alto-ancho, de base levemente cóncava y techo plano. El espesor se encuentra entre los 0,2 a 0,3 m.

Interpretación: Se originan por flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de energía moderada, capaces de erosionar en sus bases, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo, en manto o ligeramente encausados. Decrecimiento gradual en la energía del flujo durante la depositación.

Sabulitas con estratificación entrecruzada **– SEe**

Son sabulitas de textura grano sostén, de selección moderada a buena, con desarrollo de estratificación entrecruzada planar o en artesa. La geometría es tabular con base y techo planos o lenticular con base cóncava y erosiva y techo plano. El espesor varía de 0,2 a 0,5 m.

Interpretación: Son el resultado de flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de moderada energía, con la capacidad de ser erosivos, donde la depositación se produce grano a grano; siendo de tipo tractivo encauzados y no encauzados. Su estructura implica la migración de formas de lecho.

Sabulitas con estratificación horizontal **– SE**

Son sabulitas que presentan estratificación horizontal y pueden contener intercalaciones delgadas (1 – 5 cm) de areniscas y pelitas. Su textura es grano sostén y poseen buena selección. Se disponen en cuerpos tabulares de base y techo planos, con un espesor de entre 0,1 y 0,7 m.

Interpretación: Se originan por flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de moderada energía, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo no encauzado.

Sabulitas con ondulitas **– SO**

Las sabulitas muestran el desarrollo de ondulitas asimétricas en el techo del depósito. Son de textura grano sostén y buena selección. Los cuerpos poseen una geometría tabular con base y techo planos, con un espesor de entre 0,05 y 0,5 m.

Interpretación: Se forman a partir de flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de moderada energía, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo no encauzado. Son producidas por corrientes oscilatorias traslacionales.

PSAMITAS

Litofacies Areniscosas

Areniscas masivas – **AM**

Se destacan por su rasgo masivo, moderada selección y textura grano sostén. Son de geometría tabular con base y techo planos e irregulares. Su espesor es bastante variable desde 0,03 a 0,5 m y desde 5 a 10 m.

Interpretación: Se trata del producto de flujos de alta densidad, de carácter colisional y cuya reología es granular. Son flujos de baja energía, no erosivos; del tipo flujo granular.

Areniscas muy bien seleccionadas – **AHC**

Se disponen en cuerpos tabulares con base y techo planos y netos. Su textura es grano sostén, muy bien seleccionados. Suelen ser masivos o mostrar estratificación horizontal incipiente. El espesor de los depósitos varía de 0,1 a 0,4 m.

Interpretación: Son depósitos generados por flujos de alta densidad, de carácter transicional y cuya reología es semiplástica. Son flujos de baja moderada, hiperconcentrados.

Areniscas con gradación normal – **AN**

Se presentan en cuerpos tabulares con base y techo planos, delgados, de 0,1 m de espesor. Su selección es buena a moderada y su textura es grano sostén. Muestran una gradación normal de sus clastos desde areniscas muy gruesas a areniscas medianas y en algunos casos hasta areniscas finas. También es posible observar otras estructuras como estratificación entrecruzada planar y en artesa.

Interpretación: Son depósitos producidos por flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de baja energía, donde la depositación se produce grano a grano; de tipo tractivo no encauzado. Denotan un decrecimiento gradual en la energía del flujo durante la depositación.

Areniscas con estratificación horizontal – **AE**

Son areniscas grano sostenidas, de selección buena a moderada. Desarrollan estratificación horizontal y se disponen tanto en cuerpos tabulares de base y techo planos como en lenticulares de base cóncava y erosiva y techo plano. Su espesor ronda los 0,2 m.

Interpretación: Se trata del producto de flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de baja energía, donde la depositación se produce grano a grano y pueden ser erosivos; de tipo tractivo encauzado o no encauzado.

Areniscas con estratificación entrecruzada – **AEe**

Estas areniscas presentan un muy buen desarrollo de estratificación entrecruzada planar o en artesa. Su textura es grano sostén y presentan por lo general una muy buena selección. Son areniscas grano sostenidas, de selección buena a moderada. Se manifiestan en cuerpos lenticulares de base cóncava, erosiva y techo plano o de geometría tabular con base y techo planos. El espesor se encuentra entre los 0,3 y 0,4 m.

Interpretación: Son depositadas por flujos de baja densidad, de carácter turbulento y cuya reología es fluidal. Son flujos ácueos de baja energía, donde la depositación se produce grano a grano y pueden ser erosivos; de tipo tractivo encauzado o no encauzado. Representan la migración de formas de lecho.

PELITAS

Arcilitas y limolitas masivas – **PM**

Se trata de depósitos conformados por pelitas en general, sin ninguna distinción apreciable entre arcilitas y limolitas. Son niveles tabulares, de base y techo planos, que oscilan entre los 0,1 y 0,2 m de espesor.

Interpretación: Depositación en un ambiente de muy baja energía donde no hay cizalla ni turbulencia suficientes como para mantener en suspensión el material fino (limo + arcilla), que finalmente decanta.

Lutitas negras – **Ln**

Son negras con olor fétido y se caracterizan por su laminación pervasiva. Ocurren en niveles muy delgados, menores a 1 cm, de geometría tabular con base y techo planos y netos.

Interpretación: Depositación en un ambiente de muy baja energía donde no hay cizalla ni turbulencia suficientes como para mantener en suspensión el material fino (arcilla + materia orgánica), que finalmente decanta. Cuerpos de agua relativamente profundos con desarrollo de condiciones reductoras.

3.2.2 - Análisis litofacial de las rocas carbonáticas

Se utilizará en este caso un código de facies también propio por razones de simplificación. No se trata de rocas muy abundantes dentro de las sucesiones estudiadas y su desarrollo se circunscribe prácticamente a una sola unidad de acumulación. Para la confección de las litofacies y su asociación se compendiaron los resultados de trabajos donde se enfatizara la descripción de litofacies de composición carbonática (Renaut y Owen, 1988; Schubel y Simonson, 1990; Jones *et al*., 1997; Krainer y Spötl, 1998; Renaut *et al*., 1998; Riding, R. 2000; Jones *et al*., 2001; Noffke *et al*., 2002; Renaut *et al*., 2002 y Wright y Burchette, 2002).

Se definen 5 litofacies compendiadas en un cuadro con sus principales características (Cuadro 2):

Mudstones laminados – **MC**

Consisten en bancos de 0,7 a 1 m de espesor compuestos por mudstones intensamente silicificados. Presentan una laminación muy conspicua que normalmente se hace convoluta en diversos sectores. Los estratos son de geometría tabular con bases planas a irregulares y techos planos que desarrollan localmente formas convexas muy notorias. La microtextura consiste en bandas alternantes de fango peloidal calcáreo con otras de composición detrítica muy fina. Se encuentran normalmente cementados por calcita esparítica y sílice amorfa. Frecuentemente muestran coloraciones claras y rojizas producto de la silicificación.

Interpretación: Son el producto de la actividad metabólica de microorganismos algales que viven en comunidades formando tapetes. Se dan en ambientes lacustres y palustres alcalinos, de aguas cálidas bien oxigenadas. Se asocian comúnmente a ambientes volcánicos con actividad hidrotermal en superficie.

Mudstones masivos – **MM**

Se componen por fango calcáreo con restos fragmentados y aislados de invertebrados marinos y detritos. Se dan en estratos masivos de 5 a 40 cm de espesor. Su geometría es tabular con base plana a irregular y techo plano. Presentan una coloración oscura y generalmente se encuentran cementados por calcita esparítica y una silificación pervasiva.

Interpretación: Son depósitos calcáreos ricos en materia orgánica, de ambientes marinos de baja energía.

Cuadro 2 - Litofacies de las rocas sedimentarias carbonáticas

Código	Litología	Estructuras	Textura	Geometría	Espesor	Interpretación
MC	Mudstone. Coloraciones claras y rojizas debidas a la silicificación	Laminación y laminación convoluta	Fango carbonático con cementación esparítica y silificación pervasiva	Tabular: base plana a irregular y techo plano a convexo (¿abultamientos?)	0,7 - 1 m	Precipitación en ambientes subácueos someros a partir de microorganismos
MM	Mudstone. Coloraciones oscuras, indicando alto contenido de materia orgánica	Masivo	Fango carbonático con cementación esparítica y silificación pervasiva. Restos aislados de invertebrados marinos y detritos	Tabular: base plana a irregular y techo plano	0,05 - 0,4 m	Depositación en ambientes marinos de baja energía
MB	Mudstone. Coloraciones oscuras, indicando alto contenido de materia orgánica	Bioturbación	Fango carbonático con cementación esparítica y silificación pervasiva. Restos aislados de invertebrados marinos y detritos	Tabular: base plana a irregular y techo plano	0,2 - 0,5 m	Depositación en ambientes marinos de baja energía, con importante actividad orgánica en el sustrato
WB	Wackestone	Bioturbación	Matriz sostén. Fango carbonático con granos constituídos por restos de invertebrados marinos	Tabular: base plana a irregular y techo plano	0,2 - 0,4 m	Depositación en ambientes marinos de baja energía, con importante actividad orgánica en el sustrato
GS	Grainstone	Masivo o con gradación normal	Grano sostén. Granos constituidos por fragmentos de valvas desarticuladas dispuestas más o menos paralelas al estrato, y material detrítico psamítico	Tabular: base plana a irregular y techo plano	0,1 - 0,6 m	Depositación en ambientes marinos de alta energía

Mudstones bioturbados – **MB**

Se trata de estratos tabulares de 20 a 50 cm de espesor compuestos por un fango calcáreo de iguales características que la litofacies de mudstones masivos (MM). Están intensamente bioturbadas.

Interpretación: La gran concentración de rastros, la naturaleza de los fragmentos esqueletales que contiene y su granulometría fina son indicativos de una depositación en ambientes marinos de baja energía con importante actividad orgánica en el sustrato.

Wakestones bioturbados – **WB**

Consisten en un arreglo matriz soportado de granos conformados por restos fragmentados de invertebrados marinos en un fango de composición carbonática. Contienen numerosos rastros de la actividad de los invertebrados. Son cuerpos tabulares de base plana a irregular y techo plano, de 20 a 40 cm de espesor.

Interpretación: Su depositación ocurre en un ambiente marino de baja energía que registra una abundante actividad orgánica sobre el sustrato.

Grainstones masivos – **GS**

De textura grano sostén, se componen de fragmentos de valvas desarticuladas que suelen disponerse de forma más o menos paralela a los estratos. Además, se compone de una abundante proporción de material detrítico, fundamentalmente de procedencia piroclástica. Los estratos son masivos o con gradación normal, de geometría tabular con base plana o irregular y techo plano, con un espesor de entre 10 y 60 cm.

Interpretación: Son depósitos de ambientes marinos de alta energía, con retrabajo de conchillas de invertebrados y material detrítico.

3.2.3 - Análisis litofacial de las rocas piroclásticas

Para realizar el análisis de las litofacies de naturaleza piroclástica se optó por utilizar el esquema propuesto por Branney y Kokelaar (2002) y sus modificaciones posteriores (Brown y Branney, 2004a y Brown et al., 2007). Este se basa fundamentalmente en el concepto de agradación progresiva (Branney y Kokelaar, 1992 y Branney y Kokelaar, 2002) como principal

mecanismo de depositación para las corrientes piroclásticas. Existen otros esquemas litofaciales (p.e. Allen y Cas, 1998; Bahk y Chough, 1996; Broker et al., 1993; Chough y Sohn, 1990; Schumacher y Schmincke, 1990; Sohn, y Chough, 1989), pero ninguno es tan objetivo como el de Branney y Kokelaar (2002) ni se adecua tan bien a las sucesiones aquí estudiadas. Además, éste permite llegar a una interpretación hidrodinámica muy precisa de los procesos de depositación.

El esquema utilizado (Branney y Kokelaar, 2002) es abierto y permite la generación de un sinnúmero de litofacies y su consiguiente codificación a partir de la combinación de carcterísticas tales como litología y estructura. De esta manera, se han agregado para el presente análisis dos litofacies que no se encuentran en el original: Lapilli y tobas con estructuras en montículo (**hcsL** y **hcsT**) y tobas lapillíticas canalizadas (**cLT**). Aunque en dicha propuesta ya existe una abreviatura para los cuerpos de geometría lenticular (**lens**), no existe ninguna que haga alguna referencia particular a los cuerpos lenticulares de base cóncava y erosiva, por lo que se propone utilizar la letra **c** para indicar el desarrollo de cuerpos canalizados.

En total se han identificado 17 litofacies diferentes dentro de las rocas piroclásticas. Sus principales características han sido sintetizadas en un cuadro (Cuadro 3) y son detalladas a continuación:

Brechas líticas masivas – **mBr** y **lens mBr**

Son brechas líticas de textura grano sostén y una moderada a muy buena selección. Su geometría puede ser tanto tabular con base y techo planos (**mBr**) como lenticular con base cóncava y techo convexo (**lens mBr**). El espesor es de unos 0,5 m en los cuerpos lenticulares y varía de 0,05 a 0,6 m en los tabulares.

Interpretación: Se trata del producto de flujos de alta densidad, de carácter colisional que se dan en un límite de flujo con reología granular. Son flujos de alta energía que se originan durante eventos de mayor energía durante la erupción, cuando la roca de caja se rompe y los fragmentos son incorporados al flujo piroclástico. El transporte puede darse de manera desacoplada con respecto al resto del flujo piroclástico o viajar como una porción de mayor concentración de líticos dentro del mismo flujo.

Tobas lapillíticas masivas **– lmLT**, **mLT** y **mLT(n)**

Es la litofacies más común dentro de los depósitos de flujos piroclásticos de bajo grado. Son de textura matriz sostén, mal seleccionados, con una matriz preponderantemente tobacea y granos tamaño lapillo, pudiendo estar a veces parcialmente enriquecida en componentes líticos (**lmLT**). Se dan en estratos tabulares, masivos (**lmLT**, **mLT**) o pueden llegar eventualmente a

Cuadro 3 - Litofacies de las rocas piroclásticas

Código	Litología	Estructuras	Textura	Geometría	Espesor	Procesos dominantes en el límite del flujo
mlBr	Brecha lítica	Masiva	Grano sostén. Selección moderada a muy buena	Tabular. Base y techo planos	0,05 - 0,6 m	Flujo granular en el límite del flujo
lens mBr				Lenticular: base cónava y techo convexo	0,5 m	
lmLT	Lapilli y toba. Enriquecido en líticos psefíticos	Masiva	Matriz sostén. Mal seleccionado. Granos tamaño lapilli y matriz tobacea	Tabular. Base y techo planos	11,6 m	Escape de fluidos. Corriente de densidad piroclástica con condiciones laminares hacia el límite del flujo
mLT	Lapilli y toba				0,2 - 12,3 m	
mLT(n)	Lapilli y toba	Masivo. Desarrollo de gradación normal hacia el tope del depósito			0,4 m	Inestabilidades en el límite de flujo de una corriente piroclástica de densidad dominada por escape de fluidos. Decrecimiento en la energía de la corriente
lbLT	Lapilli y toba. Enriquecido en líticos psefíticos	Estratificación (20 - 100 cm): internamente macivos	Matriz sostén. Mal seleccionado. Granos tamaño lapilli y matriz tobacea	Tabular. Base y techo planos	8 - 16,2 m	Inestabilidades en el límite de flujo de una corriente piroclástica de densidad: desarrollo impersistente de zonas de turbulencia en un límite de flujo dominado por escpae de fluidos; efectos de la fricción en un límite de flujo dominado por flujo de granos; oleadas sucesivas en una corriente fluctuante sostenida
bLT	Lapilli y toba				1 - 2,5 m	
dsLT		Estratificación difusa			0,2 - 0,8 m	
hcsL	Lapilli	Estratificación entrecruzada en montículo	Grano sostén, bien seleccionado	Lenticular: Base cóncava ondulada y techo ondulado	0,4 - 1,6 m	Tracción e inestabilidades en el límite de flujo de una corriente piroclástica totalmente diluída. Fluctuaciones en la energía de una corriente de alto regimen de flujo
hcsT	Toba				0,25 m	
lsLT	Lapilli y toba o chonita. Enriquecido en líticos psefíticos	Estratificación (1 - 10 cm): definida por cambios granulométricos	Grano sostén. Selección moderada a buena	Tabular. Base y techo planos y netos	0,5 m	Condiciones tractivas e inestabilidad en el límite de flujo de una corriente piroclástica de densidad
sLT	Lapilli y toba	Estratificación horizontal			6,8 m	
cLT	Lapilli y toba	Estratificación plana y entrecruzada planar de bajo ángulo	Selección moderada a mala. Grano a matriz sostén	Lenticular: base cónava erosiva y techo plano	0,4 - 3 m	Tracción en el límite de flujo para una corriente piroclástica de densidad. Desarrollo de condiciones erosivas hacia la base del flujo
xsT	Toba	Estratificación entrecruzada de bajo ángulo	Grano sostén, bien seleccionado	Tabular o lenticular. Base plana o cóncava erosiva y techo plano	0,2 - 0,3 m	Tracción en el límite de flujo para una corriente piroclástica totalmente diluida. Desarrollo de condiciones erosivas hacia la base del flujo
sT		Estratificación planar				
mP	Pómez tamaño lapilli	Masivo	Grano sostén, bien seleccionado	Tabular. Base plana a irregular sobre una topografía previa y techo plano	0,2 - 2,3 m	Caída directa desde una corriente piroclástica totalmente diluida
mT	Toba			Tabular. Base y techo planos y netos	0,1 - 0,45 m	

Cuadro 3

presentar gradación normal en los granos (**mLT(n)**). El espesor de estos depósitos es sumamente variable desde 0,2 a 12,3 m, aunque no supera los 0,4 m en los casos que presentan gradación.

Interpretación: Son depósitos originados por corrientes piroclásticas de densidad no diluidas cuyo límite de flujo se encuentra dominado por escape de fluidos, con una reología de tipo laminar. La presencia de gradación normal evidencia el desarrollo de condiciones inestables en el límite de flujo, denotando un decrecimiento en la energía de la corriente.

Tobas lapillíticas matriz sostén estratificadas **– lbLT**, **bLT** y **dsLT**

Consiste en depósitos mal seleccionados de textura matriz sostén, granos tamaño lapillo y una matriz tobacea. Se diferencian de la litofacies anterior por presentar estratificación (**lbLT**, **bLT**: bancos de 0,2 a 1 m) o estratificación difusa (**dsLT**). Se dan en cuerpos de geometría tabular, con base y techo planos, de espesor variable: de tan solo 0,2 a 0,8 m en los casos con estratificación difusa, de 1 a 2,5 m en las estratificadas y de 8 a 16,2 m en las que están enriquecidas en líticos (**lbLT**).

Interpretación: Las diversas manifestaciones de estratificación en depósitos piroclásticos matriz sostén mal seleccionados se debe a inestabilidades ocurridas hacia el límite de flujo en una corriente piroclástica de densidad: desarrollo impersistente de zonas de turbulencia en un límite de flujo dominado por escape de fluidos; efectos de la fricción en un límite de flujo dominado por flujo de granos u oleadas sucesivas en una corriente fluctuante sostenida.

Lapilli y tobas con estructuras en montículo **– hcsL** y **hcsT**

Se trata de tobas o lapilli bien seleccionados y de textura grano sostén, que presentan estructuras en montículo. Los cuerpos poseen una geometría lenticular con base cóncava y ondulada y techo convexo y ondulado. El espesor varía desde 0,25 a 1,6 m.

Interpretación: Estos son depósitos originados por corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas cuyos límites de flujo se encuentran bajo condiciones de tracción con situaciones de inestabilidad producidas por las fluctuaciones en la energía de una corriente de alto régimen de flujo.

Tobas lapillíticas grano sostén estratificadas **– lsLT** y **sLT**

Son depósitos de selección moderada a buena y textura grano sostén. Poseen un marcado desarrollo de la estratificación horizontal (**sLT**) que está definida por cambios granulométricos en los casos que la litofacies se encuentra enriquecida en componentes líticos (**lsLT**). Los cuerpos son de geometría tabular y sus espesores rondan los 0,5 m en los líticos y llegan a 6,8 m en las otras.

Interpretación: Es el producto de corrientes piroclásticas de densidad no diluidas con límites de flujo bajo condiciones tractivas e inestables.

Tobas lapillíticas canalizadas **– cLT**

Se caracterizan por darse en cuerpos de geometría lenticular, con base cóncava erosiva y techo pano. Pueden ser tanto grano como matriz sostén, y presentan estratificación plana y entrecruzada planar de bajo ángulo. Sus espesores varían desde 0,4 a 3 m.

Interpretación: Sus características denotan el desarrollo de condiciones erosivas hacia la base del flujo en corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas que pueden evolucionar luego en corrientes piroclásticas de densidad no diluidas. Las estructuras internas son típicas para límites de flujo en condiciones tractivas e inestables.

Tobas estratificadas **– xsT** y **sT**

Son depósitos tobaceos bien seleccionados, de textura grano sostén. Poseen estratificación planar (**sT**) o entrecruzada de bajo ángulo (**xsT**). Los cuerpos son de geometría tabular con base y techo planos o lenticulares con base cóncava erosiva y techo plano. Sus espesores son poco variables, desde 0,2 a 0,3 m.

Interpretación: Depositación a partir de límites de flujo tractivos en corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas. Es posible el desarrollo de condiciones erosivas hacia la base del flujo.

Niveles pumiceos masivos **– mP**

Están compuestos enteramente por clastos pumiceos tamaño lapillo constituyendo estratos tabulares, masivos, bien seleccionados y con textura grano sostén. Las bases de los estratos son planas o irregulares sobre una topografía previa y los techos son planos. El espesor es bastante variable desde 0,2 a 2,3 m.

Interpretación: Estos niveles de acumulación de pómez se forman por caída directa desde una corriente piroclástica de densidad totalmente diluida. También pueden darse por caída directa desde un límite de flujo dominado por caída en una corriente piroclástica de densidad no diluida que se encuentra en una situación de agradación. Mientras la corriente se infla al incorporar aire, mantiene en flotación las partículas más pequeñas como las trizas y permite la caída de las más grandes y pesadas como el pómez, en este caso.

T*obas masivas* – **mT**

Constituyen estratos masivos, bien seleccionados, de textura grano sostén. Sus espesores varían entre 0,1 a 0,45 m.

Interpretación: Son depósitos generados por corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas cuyo límite de flujo se encuentra dominado por la caída directa de los clastos.

3.2.4 - Análisis litofacial de las rocas lávicas

Los esquemas de litofacies para rocas lávicas no son muy comunes y los existentes se basan en la descripción de algún proceso bien restringido (p.e. Cas y Wright, 1991; Hanson y Hargrove, 1999; Hanson y Wilson, 1993; McPhie, 1995; Stewart y McPhie, 2003). A fin de poder caracterizar los distintos procesos generales de emplazamiento de material lávico dentro de las rocas estudiadas, se procede a la utilización de un esquema propio. Las características composicionales surgen del análisis petrográfico de las muestras obtenidas en el campo.

A continuación se describirán las 7 litofacies generadas para las rocas volcánicas, que se compendian en el cuadro (Cuadro 4).

Lavas masivas – **Lm**

Son lavas generalmente de composición intermedia, andesíticas, con una textura afanítica o porfírica en muestra de mano. Y aunque son por lo general masivas, también es posible que desarrollen vesículas y amígdalas en ciertos sectores del depósito. Los espesores observados son muy variables desde 5 a 44 m.

Interpretación: Su origen se debe al enfriamiento relativamente rápido de una lava, conformando una roca volcánica o subvolcánica de acuerdo a su nivel de emplazamiento.

Cuadro 4 - Litofacies volcánicas

Código	Litología	Estructuras	Textura	Espesor	Interpretación
LM	Lavas andesíticas	Masiva. Puede presentar vesículas y amígdalas	Porfírica o afanítica	5 - 44 m	Roca volcánica o subvolcánica producto del enfriamiento relativamente rápido de una lava
Lad	Lavas andesíticas a riolíticas	Pseudo clástica: porciones de roca relativamente fresca rodeadas por zonas de alteración en arregglos irregulares	Porfírica	3,8 - 65 m	Alteración diferencial de la lava rodeando porciones relativamente frescas de roca, lo que le otorga una apariencia clástica
Lab	Lavas autoclásticas riolíticas	Autobrechamiento. Los fragmentos están cementados por el mismo magma, y suelen estar foliados	Afanítica a porfírica con muy baja proporción de fenocristales, desarrollados entre las láminas de la foliación	70 m	Fragmentación no explosiva de una lava que fluye
Lfp	Lavas andesíticas a riolíticas	Foliación centimétrica paralela a los límites del cuerpo lávico	Porfírica o afanítica	2 - 97 m	Foliación producida por una lava que fluye con una dirección paralela a sus bordes
Lfc		Foliación centimétrica de disposición caótica, sin ninguna orientación aparente con respecto al cuerpo lávico		18 - 48 m	Foliación producida por una lava que fluye sin niguna orientación preferencial con respecto a sus bordes
Le	Lavas riolíticas	Esferulitas y litofisas de 4 a 30 mm ordenadas en bandas irregulares de disposición paralela a los límites del cuerpo lávico	Los únicos cristales visibles son los que radían de los centros de cada esferultia	1,6 - 24,5 m	Desvitrificación de alta temperatura. El vidrio todavía se encuentra en estado plástico
Lc	Lavas autoclásticas riolíticas	Cementación de los fragmentos generados durante el autobrechamiento por sílice masiva. Los fragmentos suelen estar foliados y alterados	La textura de los fragmentos no es visible debido al grado de alteración de los fragmentos	5 - 12 m	Fragmentación no explosiva en los bordes de una lava, mientras fluye contra la roca de caja. Los clastos son cementados por fluidos ricos en sílice y volátiles producto del enfriamiento del cuerpo

Lavas con alteración diferencial **– Lad**

Se trata de lavas de textura mayormente porfírica que desarrollan un tipo de alteración diferencial, generando áreas de mayor alteración alrededor de zonas frescas donde se conserva la textura original de la roca. Es fácilmente confundible con las descripciones de rocas con textura hiloclástica (*cf*. McPhie *et al*., 1993). Las zonas de alteración pueden llegar a formar bandas concéntricas pero lo más común es que no posean una forma definida. Las zonas frescas en cambio, poseen una configuración muy semejante a la que tienen los clastos en general. El arreglo de esta zonas frescas es en muchos casos de tipo rompecabezas (p.e. McPhie *et al*., 1993) donde los bordes de dichas áreas parecen encajar perfectamente entre sí. De hecho, el aspecto de la roca en sí es el de una roca conformada por clastos de líticos volcánicos contenidos en una matriz más fina de procedencia volcaniclástica. En algunos casos, resulta muy difícil discriminar entre una roca clástica y una coherente pero alterada que presenta pseudo clastos y pseudo matriz (*cf*. Gifkins *et al*., 2005). Sin embargo, la observación minuciosa permite detectar muy frecuentemente sobresaliendo de los bordes de los pseudo clastos fenocristales de feldespatos alcalinos y plagioclasas. Esto resulta de mucha utilidad ya que ningún clasto verdadero puede preservar cristales sobresaliendo de sus superficies. Además, se ha reconocido la existencia de zonas con un pasaje transicional entre una lava perfectamente coherente y las rocas descriptas en esta litofacies.

Se han reconocido sin embargo, depósitos donde las porciones más externas muestran las áreas frescas ya como fragmentos sueltos que son incorporados en las sucesiones clásticas que los sobreyacen. Por lo general estas zonas de fragmentos sueltos no poseen un desarrollo muy notable en espesor y no se trata de una litofacies representativa de los depósitos aquí analizados.

Esta litofacies se desarrolla con un espesor que varía desde los 3,8 a los 65 m y se dan en los bordes de cuerpos de lavas de composiciones intermedias a ácidas desde andesitas a dacitas – riolitas.

Interpretación: Se trata de rocas lávicas coherentes que por procesos diferenciales de alteración llegan a presentar un aspecto semejante al de las rocas clásticas.

Lavas autobrechadas **– Lab**

Son lavas de composición riolítica cuya estructura más conspicua es el autobrechamiento. Se componen de fragmentos que presentan foliación y textura porfírica con una muy baja proporción de fenocristales situados entre las laminillas de la foliación,

cementados por la misma lava. En los depósitos observados el espesor de esta litofacies ronda los 70 m.

Interpretación: Su origen se debe a una fragmentación no explosiva ocurrida hacia los bordes del una lava que fluye.

Lavas con foliación paralela **– Lfp**

Se da en lavas andesíticas a riolíticas con textura porfírica o afanítica que presentan una foliación centimétrica que se disponen de manera paralela a los límites del cuerpo. Pueden presentar fenocristales rotados entre los filetes del flujo. Sus espesores varían de 2 a 97 m.

Interpretación: El paralelismo entre la orientación de la foliación y los límites del cuerpo indican que la dirección de flujo en la lava era coincidente con los límites del depósito.

Lavas con foliación caótica **– Lfc**

En este caso la foliación que muestran las lavas no posee una dirección definida y se descompone en formas altamente sinuosas, de manera caótica. Es más o menos frecuente hallar fenocristales que muestran signos de rotación entre los filetes del flujo. La composición es andesítica a riolítica y el espesor de esta litofacies es también muy variable, desde 18 a 48 m.

Interpretación: La foliación totalmente caótica denota la falta de una dirección de flujo en particular para este sector de la lava.

Lavas con esferulitas y litofisas **– Le**

Se caracterizan por estar enteramente compuestas por esferulitas y litofisas de contorno circular con un tamaño que oscila entre los 4 a 30 mm dispuestas en bandas más o menos irregulares. Estas bandas se disponen con una orientación paralela a los bordes del cuerpo lávico. Los únicos cristales visibles son los que radian de los centros de cada esferulita, mientras que las litofisas se encuentran por lo general totalmente silicificadas. Se trata de lavas ácidas, riolíticas, con un espesor desde 1,6 hasta 24,5 m.

Interpretación: Es el producto de la desvitrificación a altas temperaturas de vidrio volcánico todavía en estado plástico, acompañando de fluidos ricos en agua y álcalis. Las esferulitas de forma esférica indican temperaturas no mayores a los 400º C (Lofgren, 1971). El arreglo en bandas posiblemente corresponda a los filetes de flujo originales en la lava.

Brechas hidromagmáticas – **Lc**

Son lavas autoclásticas de composición riolítica. Los autoclastos se encuentran intensamente cementados entre sí por material silíceo, y poseen una estructura fluidal más o menos conspicua. Estos fragmentos están fuertemente alterados, lo que no permite definir correctamente su textura. Se ubican siempre en los bordes de los cuerpos subvolcánicos intrusivos, con un espesor que oscila entre los 5 y 12 m.

Interpretación: El autobrechamiento está acompañado por la cristalización de una fase fluida rica en sílice que lubrica el borde del cuerpo lávico mientras se intruye. La fase fluida proviene de la misma lava que se enfría, pero puede poseer una componente de agua desde una roca de caja conformada por sedimentos húmedos.

3.3 - Análisis de las asociaciones litofaciales

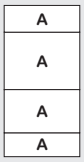
Como fuera explicado precedentemente, las asociaciones litofaciales reúnen distintas combinaciones naturales de litofacies halladas dentro de las sucesiones estudiadas. Los distintos tipos de combinaciones existentes se encuentran conceptualizadas en las láminas 3.1 y 3.2, que sirven además, de referencia para la simbología utilizada en los cuadros subsiguientes. Al igual que el ordenamiento efectuado en la sección anterior, aquí se presentarán las asociaciones litofaciales divididas en rocas epiclásticas, rocas carbonáticas, rocas piroclásticas y rocas lávicas. El análisis de las asociaciones litofaciales permite caracterizar los procesos actuantes en los sistemas epiclásticos, carbonáticos, piroclásticos y volcánicos que contribuyen al material que compone el relleno de sinrift en esta área de la Cuenca Neuquina. Asimismo, permite conocer y entender los distintos componentes que integran las unidades de acumulación en el sinrift, que serán descriptas en el capítulo siguiente.

3.3.1 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas epiclásticas

El agrupamiento de las litofacies que componen a las sucesiones sedimentarias epiclásticas en distintas asociaciones es realizada a partir del estudios de todas las combinaciones de litofacies observadas a escala de afloramiento. Estas combinaciones componen sucesiones genéticamente relacionadas que implican procesos de transporte y depositación característicos a un sistema sedimentario. El tratamiento de las combinaciones se

Combinaciones litofaciales - Referencias I

Sucesiones sencillas



A

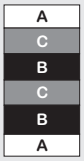
- Sucesión compuesta por una sola litofacies (A)

Sucesiones compuestas



A - B

- Sucesión compuesta por las litofacies A y B



A - B - C

- Sucesión compuesta por las litofacies A, B y C

Otras combinaciones posibles: A - B - C - D, A - B - C - D - E, etc.

Sucesiones ordenadas



A + B

- Sucesión compuesta por la litofacies A en la base y B en el techo

Otras combinaciones posibles: A + B + C, A + B + C + D, A + B + C + B + A etc.

Gradaciones



A > B

- Gradación normal de la litofacies A a la litofacies B



B < A

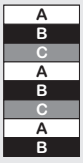
- Gradación inversa de la litofacies B a la litofacies A

Intercalaciones



A / B

- Intercalación entre la litofacies A y la litofacies B



A / B / C

- Intercalación entre las litofacies A, B y C



A / B - C

- Intercalación de la litofacies A con conjuntos compuestos por las litofacies B y C



A / B > C

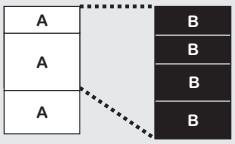
- Intercalación de la litofacies A con gradaciones de la litofacies B a la litofacies C

Otras combinaciones posibles: A - B / C - D, A / B - C - D, etc.

Lámina 3.1

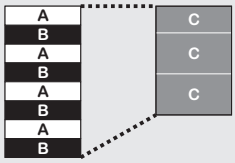
Combinaciones litofaciales - Referencias II

Sucesiones con pasajes laterales visibles



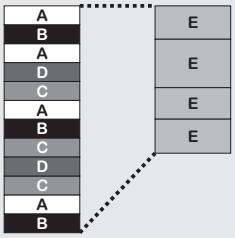
A...B

- Sucesión compuesta por la litofacies A pasa lateralmente a otra compuesta por la litofacies B



A / B ... C

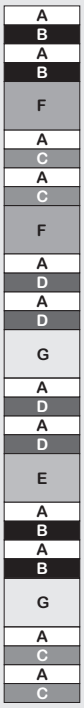
- Sucesión compuesta por intercalaciones de la litofacies A con la litofacies B que pasa lateralmente a una sucesión compuesta por la litofacies C



A / B - C / D ... E

- Sucesión compuesta por conjuntos de intercalaciones de las litofacies A y B con intercalaciones de las litofacies C y D que pasan lateralmente a sucesiones compuestas por la litofacies E

Sucesiones complejas



(A / B, A / C, A / D) / E, F, G

- Sucesión compuesta distintos tipos posibles de intercalaciones:

Las intercalaciones A / B o A / C o A / D intercalan indistintamente con E o con F o con G

Los distintos tipos de combinaciones mencionados anteriormente pueden combinarse entre sí para generar otras nuevas:

A - (B / C / D)

A - (B / C)

A + B / C / D

etc.

Lámina 3.2

hizo separando las desarrolladas dentro de un ambiente continental de aquellas que se dan en un ambiente marino. Por razones prácticas, la síntesis de este análisis se presenta dividida en dos cuadros: uno para el ambiente continental (Cuadro 5) y otro para el ambiente marino (Cuadro 6). En ellos, se muestra las combinaciones de litofacies, el espesor característico de las sucesiones que integran, los procesos sedimentarios involucrados en su génesis, una interpretación paleoambiental y el código y el nombre de la asociación litofacial a la que pertenecen.

ASOCIACIONES LITOFACIALES DE AMBIENTE CONTINENTAL (Cuadro 5)

Las diferentes combinaciones de litofacies que constituyen las sucesiones pertenecientes al ambiente continental pueden dividirse básicamente en dos grandes grupos: aquellas formadas por procesos aluviales y las que se originaron por procesos fluviales. Esta separación se logra utilizando fundamentalmente criterios de tipo sedimentológico que permitan la identificación de los principales procesos de transporte y depositación (p.e. Blair y McPherson, 1992 y Blair y McPherson, 1994). Las consideraciones paleogeomorfológicas (su relación con el relieve, su forma en planta, su forma en perfil, cálculo de pendientes, etc.) se tratarán individualmente cuando se presenten las unidades de acumulación.

Las sucesiones aluviales son las que poseen un mayor desarrollo y complejidad dentro del relleno de sinrift estudiado. Las sucesiones fluviales se encuentran mucho más restringidas arealmente y su contribución a los depósitos del sinrift es mínima en comparación con las secuencias aluviales. Es por ello, que se logra hacer una diferenciación mucho más detallada de los procesos sedimentarios que definen las distintas asociaciones aluviales, en comparación con las fluviales.

Las sucesiones aluviales se distinguen en 4 asociaciones a partir del proceso principal de transporte y depositación identificado (Cuadro 5):

A1 - Sistemas aluviales dominados por flujos de detritos

Los flujos de detritos pueden ser tanto de tipo cohesivo como no cohesivo, pero las sucesiones suelen estar compuestas en la gran mayoría de los casos por sólo uno de estos tipos. Es frecuente hallar procesos fluviales y tractivos no encauzados participando minoritariamente de las secuencias que conforman estos depósitos.

Cuadro 5 - Asociaciones litofaciales de las rocas sedimentarias epiclásticas de ambiente continental

Combinaciones de facies	Espesor	Procesos involucrados	Interpretación paleoambiental	Código	Asociación
CMM	3 - 28 m	Flujos de detritos cohesivos de alta energía	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos cohesivos	A1	Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos
CMM > AM	3,6 m	Flujos de detritos cohesivos de alta energía que gradan a flujos granulares de baja energía			
CMM - AM	5 - 10 m	Interacción entre flujos de detritos cohesivos de alta energía y flujos granulares de baja energía			
CM	3 - 11,5 m	Flujos de detritos no cohesivos de alta energía	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos no cohesivos		
CM - Cig	5 m				
CM / SHC	2,5 m	Interacción entre flujos de detritos no cohesivos de alta energía y flujos hiperconcentrados de baja energía			
CMM / SE - AEe	25 - 27 m	Interacción de flujos de detritos cohesivos de alta energía y flujos tractivos de menor energía no canalizados	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos cohesivos y flujos tractivos no encauzados		
CMM - CM / AE - PM	10 m	Interacción de flujos de detritos y flujos tractivos de menor energía no canalizados y eventos de decantación	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos cohesivos y no cohesivos y flujos tractivos no encauzados de menor energía con desarrollo de eventos de decantación		
CM / CL - SL - SE	5,7	Interacción de flujos de detritos no cohesivos de alta energía y flujos tractivos de energía semejante, canalizados	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos no cohesivos con desarrollo de procesos fluviales asociados		
CM / CL > SL	6,6				
CM - Cig / SL - SE	7 m	Interacción de flujos de detritos no cohesivos y flujos tractivos de menor energía, canalizados			
CM - Cig / SL - AE	16 - 20 m				
CM / SL	3 - 12 m				
CM / SE - AEe	4,4 m				
CM - SN / SE	4,5 m	Interacción de flujos de detritos no cohesivos y flujos tractivos de menor energía, no canalizados	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos no cohesivos y con flujos tractivos no encauzados asociados		
CM / SE	5 - 12				
CM - SEe / SE	10 m				
CM / AEe	3,5 - 14 m				
CM - AN	2,5 m				
CHC	1,5 - 35 m	Flujos hiperconcentrados de alta energía	Sucesión aluvial dominada por flujos hiperconcentrados	A2	Secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados
CHC / SHC / AHC	12,3 m	Interacción de flujos hiperconcentrados de diversa energía			
SHC	5 - 13 m	Flujos hiperconcentrados de moderada energía			
SHC / AHC - AM	1,5 m	Interacción de flujos hiperconcentrados de moderada y baja energía			
AHC	3 - 5 m	Flujos hiperconcentrados de baja energía			
SHC < CHC	35,7 - 58,5 m	Ciclo granocreciente de flujos hiperconcentrados de moderada a alta energía	Ciclo granocreciente conformado por flujos hiperconcentrados		
CHC < CHC	48 m	Ciclo granocreciente de flujos hiperconcentrados de alta energía			
SHC / AHC - CL	20 m	Interacción de flujos hiperconcentrados con flujos tractivos encauzados	Sucesión aluvial compuesta por flujos hiperconcentrados con procesos fluviales asociados		
CHC - AHC / PM	1,1 - 3,1 m	Flujos hiperconcentrados de alta y baja energía con eventos de decantación asociados	Sucesión aluvial dominada por flujos hiperconcentrados depositados sobre una planicie		
CHC / PM	3 m	Flujos hiperconcentrados de alta energía con eventos de decantación asociados			
SHC - AHC / PM	4 - 5 m	Flujos hiperconcentrados de moderada y baja energía con eventos de decantación asociados			
SHC / PM	14 m	Flujos hiperconcentrados de moderada energía con eventos de decantación asociados			
AHC - SHC / PM	> 50 m	Flujos hiperconcentrados de baja y moderada energía con eventos de decantación asociados			
AHC / PM - SEe	10,1 - 50 m	Flujos hiperconcentrados de baja energía con eventos de decantación asociados y flujos tractivos no encauzados de baja energía			
CEe - CM	11,5 m	Interacción entre corrientes tractivas no encauzadas de alta energía con flujos de detritos de alta energía	Sucesión aluvial dominada por flujos de tipo tractivo no encauzados y flujos de detritos	A3	Secuencias aluviales dominadas por flujos tractivos no encauzados
CN - CEe	9,6 m	Flujos tractivos de alta energía, no canalizados	Sucesión aluvial dominada por flujos de tipo tractivo, no encauzados		
CE / CEe	4 m				
SE	8 m	Flujos tractivos de moderada energía, no canalizados			
SEe / AM	1 m	Interacción de corrientes tractivas no encauzadas de moderada energía y flujos granulares de baja energía	Sucesión aluvial dominada por flujos de tipo tractivo no encauzados y flujos granulares		
SE / AE	10 m	Corrientes tractivas no encauzadas de moderada y baja energía	Sucesión aluvial dominada por flujos de tipo tractivo, no encauzados, conformando una planicie aluvial		
SE - AE - PM	6,8 - 56 m	Corrientes tractivas no encauzadas de moderada y baja energía con eventos de decantación asociados			
AE	16 m	Corrientes tractivas no encauzadas baja energía			
AE - PM	2 m, 8-7 - 11,1 m	Corrientes tractivas no encauzadas de baja energía con eventos de decantación asociados			
CMM - SHC / AM	52 m	Interacción de flujos de detritos no cohesivos de alta energía y flujos hiperconcentrados de moderada energía con flujos granulares de baja energía	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos cohesivos y flujos hiperconcentrados con flujos granulares asociados	A4	Secuencias aluviales mixtas (flujos de detritos + flujos hiperconcentrados)
CL / SM - AEe - PM	4,4 m	Interacción entre procesos tractivos canalizados de alta energía y no canalizados de moderada y baja energía con eventos de decantación asociados	Sucesión fluvial compuesta por canales gravosos con organización interna desarrollados en una planicie más fina	F1	Secuencias fluviales. Canales gravosos con organización interna
CL / SEe - SE - AE - PM	7,3 m				
SL	2,5 m	Corrientes tractivas canalizadas de moderada energía	Sucesión compuesta por canales fluviales gravosos finos	F2	Secuencias fluviales. Canales gravosos a gravosos finos sin organización interna
CL / AE - AL	12,4 m	Interacción entre procesos tractivos canalizados de alta energía y no canalizados de baja energía	Sucesión fluvial gravosa con desarrollo de canales y depósitos no encauzados asociados		
SL / SEe	1,8 m	Interacción entre procesos tractivos canalizados y no canalizados de moderada energía			
SL / SE - SL / SEe	8,7 m	Interacción entre procesos tractivos canalizados y no canalizados de moderada energía			
SL / AE - SL / AEe	2,7 m	Interacción entre procesos tractivos canalizados y no canalizados de moderada y baja energía	Sucesión fluvial gravosa fina y arenosa, con desarrollo de canales y depósitos no encauzados asociados		
SL / AE - SN / AE	5 m				
CL / SHC - AE - AEe	10 m	Interacción entre procesos tractivos canalizados y no canalizados y flujos hiperconcetrados de moderada y baja energía	Sucesión fluvial gravosa, con desarrollo de canales asociadas a procesos tractivos no encauzados y depósitos de flujos hiperconcentrados		
SEe / SL / AEe / SHC	11 m				

A2 - Sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados

Pueden desarrollarse en sucesiones puramente formadas por flujos hiperconcentrados o sino también incluir parcialmente procesos fluviales o tractivos no encauzados y eventos de decantación, típicos de las porciones más distales en los sistemas aluviales. Es común que la evolución de estos sistemas genere ciclos grano y estratocrecientes.

A3 - Sistemas aluviales dominados por flujos tractivos no encauzados

Pueden relacionarse a su vez con depósitos de flujos granulares, y es muy común que constituyan las partes más distales de los sistemas aluviales donde las pendientes son más suaves.

A4 - Sistemas aluviales mixtos: igual participación de flujos de detritos e hiperconcentrados

Esta asociación es bastante particular en cuanto a su escasa participación dentro del relleno de sinrift en general. Aunque tiene un espesor considerable (unos 50 m), sólo se ha identificado en una sola localidad; lo que se verá más adelante, al tratar las unidades de acumulación.

Las sucesiones fluviales se diferencian en 2 asociaciones de acuerdo fundamentalmente al grado de organización interna que poseen los canales en (Cuadro 5):

F1 - Secuencias fluviales. Canales gravosos con organización interna

Poseen canales gravosos angostos y profundos que suelen estar asociados a depósitos más finos de planicies arenosas. También es común la presencia de depósitos aluviales asociados. Los canales son por lo general fuertemente erosivos, con formas de migración lateral y a veces desarrollan barras internas. Pueden darse de manera aislada o en fajas que evidencian la migración lateral de los canales.

Los sistemas F1 suelen estar variablemente vinculados a las asociaciones de tipo aluvial, sin embargo no poseen ninguna conexión aparente con los F2.

F2 - Secuencias fluviales. Canales gravosos a gravosos finos sin organización interna

En este caso son canales anchos y someros, sin organización interna y siempre existe una participación más o menos importante de depósitos aluviales de baja a moderada energía. Los canales se constituyen generalmente de gravas finas y se dan de manera aislada.

Esta asociación se presenta prácticamente en todos los casos estrechamente relacionada con las asociaciones de tipo aluvial.

ASOCIACIONES LITOFACIALES DE AMBIENTE MARINO (Cuadro 6)

D - Secuencias deltaicas gravosas

Esta asociación se compone casi exclusivamente por depósitos de flujos hiperconcentrados de alta energía, y se caracteriza por el desarrollo de clinoformas sigmoidales de 3 a 6 m de amplitud. No se realiza en esta instancia ninguna distinción entre deltas gravosos originados como continuación de sistemas aluviales y deltas gravosos originados a partir de sistemas fluviales (*fan deltas versus braid-deltas*, *cf.* McPherson *et al.*, 1987 y Blair y McPherson, 2008).

Estas secuencias se vinculan lateralmente con la asociación R y verticalmente con T.

M – Secuencias marinas abiertas

Son depósitos de baja a moderada energía que denotan bajos gradientes. Tienen una distribución areal muy restringida.

R – Secuencias de remoción en masa submarinas

Es una asociación conformada por depósitos de flujos de detritos cohesivos o no cohesivos e hiperconcentrados junto a depósitos de flujos tractivos y granulares no encauzados. Generalmente, son todos depósitos de alta energía. Se trata de depósitos generados por procesos de remoción en masa submarinos que ocurren en adyacencia a zonas de altas pendientes. Se vinculan normalmente con las asociaciones D y T.

T – Secuencias de tipo turbidítico

Se da una relación de ciclicidad entre los depósitos originados por corrientes de turbidez y flujos hiperconcentrados, y los depósitos de decantación. Existe una proporción variable entre estos dos tipos de depósitos de acuerdo a la posición de la sucesión dentro de la cuenca. Se agrupan en esta asociación las combinaciones litofaciales que se corresponden con las llamadas turbiditas de baja densidad (p.e. Reading y Richards, 1994; Burgess *et al*., 2000; Haughton, 2000; Stow *et al*., 2002 y discutidas por Shanmugam y Moiola, 1995; Shanmugam, 2002 y Dasgupta, 2003; Posamentier y Walker, 2006).

La asociación T comúnmente se encuentra lateralmente relacionada a la asociación R.

Cuadro 6 - Asociaciones litofaciales de las rocas sedimentarias epiclásticas de ambiente marino

Combinaciones de facies	Espesor	Procesos involucrados	Interpretación paleoambiental	Código	Asociación
CCL	6 m	Progradación de flujos hiperconcentrados de alta energía dentro de un ambiente subácueo	Sucesión marina dominada por depósitos de flujos hiperconcentrados de alta energía con un arreglo progradante	D	Secuencias deltaicas gravosas
CCL + SHC	3 - 5 m	Progradación de flujos hiperconcentrados de alta energía dentro de un ambiente subácueo, seguidos por flujos hiperconentrados de moderada energía			
CHC / CCL	11,3 m	Progradación de flujos hiperconcentrados de alta energía dentro de un ambiente subácueo	Sucesión marina dominada por depósitos de flujos hiperconcentrados de alta energía, con desarrollo de niveles con un arreglo progradante		
CHC…CCL	6,4 - 27 m	Sucesión compuesta por depósitos de flujos hiperconcentrados de alta energía que lateralmente intervienen en el desarrollo de clinoformas de gran escala	Sucesión marina dominada por flujos hiperconcentrados de alta energía relacionados lateralmente con formas de progradación subácuea		
CHC / AHC - CHC / AE … CCL	12,3 m	Interacción de flujos hiperconcentrados de alta energía con flujos hiperconcentrados y travtivos no encauzados de baja energía	Sucesión marina dominada por flujos hiperconcentrados y corrientes tractivas no encauzadas relacionados lateralmente con formas de progradación subácuea		
SHC / AHC … CCL	>10 m	Interacción de flujos hiperconcentrados de moderada y baja energía	Sucesión marina dominada por flujos hiperconcentrados de moderada y baja energía relacionados lateralmente con formas de progradación subácuea		
AN / SN	5 - > 11 m	Depósitos de corrientes tractivas no encauzadas y disipativas de moderada y baja energía	Depósitos marinos de moderada energía asociados a gradientes bajos a moderados.	M	Marino abierto
AE	2,5 - 5 m	Depósitos de corrientes tractivas no encauzadas de baja energía			
CMM	3 - 8 m	Flujos de detritos cohesivos de alta energía	Sucesión marina dominada por flujos de detritos cohesivos	R	Secuencias de remoción en masa submarinas
CMM / CHC	14 - 16 m	Interacción de flujos de detritos cohesivos de alta energía con flujos hiperconcentrados de alta energía	Sucesión marina dominada por flujos de detritos cohesivos y flujos hiperconcentrados de alta energía		
CM	12 m	Flujos de detritos no cohesivos de alta energía	Sucesión marina dominada por flujos de detritos no cohesivos de alta energía		
SM	10,7 m	Interacción de flujos granulares de moderada energía	Sucesión marina dominada por flujos granulares de moderada energía		
CM / AEe	5 - 6,2 m	Interacción de flujos de detritos no cohesivos de alta energía y flujos tractivos no encauzados de baja energía	Sucesión marina dominada por flujos de detritos no cohesivos de alta energía y flujos tractivos no encauzados de baja energía		
CHC - SHC / AHC	74 m	Sucesión compuesta por depósitos de flujos hiperconcentrados de variada energía	Sucesión marina dominada por flujos hiperconcentrados de variada energía		
SHC - SO / AM	3,6 - 5 m	Interacción de flujos hiperconcentrados y corrientes tractivas no encauzadas de moderada energía y flujos granulares de baja energía	Sucesión marina dominada por flujos hiperconcentrados y corrientes tractivas no encauzadas de moderada energía y flujos granulares de baja energía		
SHC - SE / LN	3 m	Sucesión compuesta por flujos hiperconcentrados y tractivos separados por pausas delgadas de decantación	Apilamiento de depósitos de corrientes de turbidez y flujos hiperconcentrados de moderada energía separados por pausas delgadas de decantación	T	Secuencias de tipo turbidítico
SHC / LN - SE / LN	36,4 m				
AE / PM	1 m	Interacción de flujos tractivos con eventos de decantación	Apilamiento de depósitos de corrientes de turbidez de baja energía separados por pausas delgadas de decantación		
AM / PM	1,8 m	Interacción de flujos granulares con eventos de decantación	Apilamiento de depósitos de flujos granulares de baja energía separados por pausas delgadas de decantación		
(LN / AM, LN / AEe, LN / AE) / SO, SHC, SE)	0,7 - 15 m	Sucesión compuesta fundamentalmente por depósitos de decantación que alternan con flujos hiperconcentrados y tractivos no encauzados	Corrientes de turbidez de moderada a baja energía y flujos hiperconcentrados de moderada energía depositados en una planicie hemipelágica		
LN / AM	18,4 m	Sucesión compuesta fundamentalmente por depósitos de decantación que alternan con flujos granulares	Flujos granulares de baja energía depositados en una planicie hemipelágica		

3.3.2 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas carbonáticas

Se considerará una sola asociación de litofacies, compuesta por mudstones masivos (MM), mudstones bioturbados (MB), wakestones bioturbados (WB) y grainstones masivos (GS) y se presenta en el Cuadro 7. La litofacies mudstones laminados (MC) carece de un desarrollo significativo dentro de las sucesiones estudiadas y se encuentra en bancos únicos y aislados que no superan el metro de espesor. Su formación se debe a la existencia de encharcamientos en relación a la actividad hidrotermal asociada a un ambiente volcánico. Dichas condiciones son comunes en el contexto de un rift con importante actividad volcánica (Renaut *et al*., 1998 y Muravchik y Franzese, 2005). Sin embargo, su pobre representatividad indica que se trata de eventos de poca frecuencia y duración, al menos dentro de los depocentros aquí estudiados.

C **- Secuencias calcáreas marinas someras**

Consisten en sucesiones conformadas por cantidades abundantes de material calcáreo desarrolladas bajo condiciones geoquímicas aptas para la depositación de carbonatos. Son sucesiones generalmente granodecrecientes, que evidencian ambientes de alta energía con retrabajo de material detrítico y esqueletal que se van profundizando hasta pasar a aguas más calmas, de baja energía, pero con una muy abundante actividad orgánica asociada.

3.3.3 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas piroclásticas

El análisis litofacial y su agrupamiento en asociaciones permite interpretar diversos depósitos relacionados eminentemente a la existencia de corrientes piroclásticas de densidad (Branney y Kokelaar, 2002) como agente de transporte y depositación. No se ha reconocido ningún depósito cuyo origen pueda vincularse directamente con la caída a modo de lluvia de ceniza a partir de una columna eruptiva. Las asociaciones de litofacies fueron interpretadas en función de los procesos de depositación y las consiguientes inferencias acerca de su transporte. De esto se desprende una división sencilla en tres tipos fundamentales (Cuadro 8).

I 1 - Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad no diluidas

Se trata de las *granular fluid-based pyroclastic density currents* de Branney y Kokelaar (2002). Estas son las que poseen mejor desarrollo dentro de las rocas piroclásticas estudiadas. Las combinaciones de litofacies piroclásticas aquí reconocidas implican distintos procesos ocurridos a partir de corrientes piroclásticas de densidad con una alta concentración de

Cuadro 7 - Asociación litofacial de las rocas carbonáticas

Combinaciones de facies	Espesor	Procesos involucrados	Interpretación paleoambiental	Código	Asociación
GS + WB / MB / MM	15 - 50 m	Profundización en un ambiente marino bajo condiciones de depositación de rocas carbonáticas	Sucesión marina dominada por la precipitación de carbonatos en condiciones someras	C	Secuencias calcáreas marinas someras

Cuadro 8 - Asociaciones litofaciales de las rocas piroclásticas

Combinaciones de facies	Espesor	Procesos involucrados	Interpretación	Código	Asociación
mLT + facies aluviales	18,3 m	Intercalación de depósitos aluviales y piroclásticos formados a partir de corrientes piroclásticas con límite de flujo dominado por escape de fluidos	Corrientes piroclásticas de densidad interactuando con procesos aluviales	I 1	Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad no dliluidas
mLT	3,5 - 19 m	Límite de flujo dominado por escape de fluidos	Condiciones de depositación invariantes, sostenidas en el tiempo		
mLT + dsLT	4 m	Límite de flujo dominado por escape de fluidos que se torna inestable con el tiempo	Condiciones de depositación inestables, variantes en el tiempo		
bLT	6,2 - 55 m	Inestabilidades en un límite de flujo dominado por escape de fluidos o flujo de granos modificado			
dsLT	16,1 m				
dsLT - mLT	7,6 m	Límite de flujo dominado por escape de fluidos que experimenta condiciones de inestabilidad alternantes			
dsLT + mLT	2 - 14,3 m	Condiciones tractivas inestables en un límite de flujo que evoluciona hacia un estado dominado por el escape de fluidos	Corrientes piroclásticas de densidad con desarrollo de condiciones tractivas hacia el comienzo de su depositación		
sLT + mLT	16,1 m	Evolución desde un límite de flujo de tipo tractivo a otro dominado por el escape de fluidos			
bLT - mT	21 m	Alternancia de eventos de caída y depositación a partir de límites de flujos en condiciones de inestabilidad	Pulsos de depositación inestables separados por eventos de agradación de la corriente piroclástica		
lmLT + lbLT	27,8 m	Límite de flujo dominado por el escape de fluidos que se torna inestable con el tiempo. Gran proporción de líticos	Corrientes piroclásticas de densidad ricas en fragmentos líticos		
lsLT	2,4 - 26 m	Tracción en el límite de flujo. Enriquecido en líticos			
lsLT - mLT	6 - 23,4 m	Inestabilidades en un límite de flujo dominado por escape de fluidos que desarrolla eventos tractivos con enriquecimiento de líticos			
mLT / lens lmLT	8,65 m	Límites de flujo dominados por escape de fluidos, con zonas lenticulares con acumulación de líticos			
bLT + lbLT + bLT	30 m	Límite de flujo en condiciones de flujo granular modificado con un evento de mayor concentración de líticos			
dsLT / mBr	22 m	Límite de flujo dominado por flujo de granos en condiciones de inestabilidad. Pulsos de mayor energía intercalados, con gran concentración de líticos	Corrientes piroclásticas de densidad con desarrollo de pulsos de mayor energía, compuestos enteramente por líticos		
mLT + dsLT + mP	3 m	Límite de flujo dominado por escape de fluidos que se torna inestable y culmina con un evento de caida de pómez	Dilución progresiva de una corriente piroclástica de densidad		
mLT + mP + mLT	1,5 m	Límite de flujo dominado por escape de fluidos que desarrolla eventos de caída de pómez	Dilución y reconcentración de una corriente piroclástica de densidad		
hcsL + mT	1,95 m	Evolución desde un límite de flujo de tipo tractivo en alto régimen de flujo a otro dominado por caída	Pulso de una corriente piroclástica de alto régimen de flujo que finaliza con un evento de caida	I 2	Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas
xsT / sT	3,8 - 11 m	Tracción en el límite de flujo	Corrientes piroclásticas tractivas		
sT	16,1 m				
mLT - (sT / xsT / hcsT)	14 m	Alternancia de condiciones tractivas de alto y bajo régimen de flujo con límites de flujo dominados por escape de fluidos	Alternancia de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas y no diluidas	I 3	Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad complejas
bLT - (xsT / sT)	37 m				
cLT - mLT	70 - 94 m	Alternancia de condiciones tractivas y erosivas con límites de flujo dominados por escape de fluidos			
mLT + hcsL	4,5 - 7,5 m	Evolución desde un límite de flujo con dominancia de escape de fluidos a otro de tipo tractivo en alto régimen de flujo	Dilución súbita de una corriente piroclástica de densidad		
sLT + cLT + sT	1,2 m	Tracción en el límite de flujo de una corriente piroclástica que se diluye progresivamente	Dilución progresiva de una corriente piroclástica de densidad en condiciones tractivas		
bLT + xsT + lens mBr + bLT	4,5 m	Inestabilidades en un límite de flujo que registra eventos tractivos y depositación de niveles compuestos por líticos	Corrientes piroclásticas de densidad con niveles enriquecidos en líticos y eventos tractivos diluidos asociados		
hcsL + mLT	3 m	Evolución desde un límite de flujo de tipo tractivo en alto régimen de flujo a otro dominado por el escape de fluidos	Corrientes piroclásticas diluidas que se transforman en corrientes de densidad no diluidas por aumento súbito en la concentración de partículas		
hcsL + mT + mLT(n)	1,65 m	Evolución desde un límite de flujo de tipo tractivo en alto régimen de flujo a otro dominado por el escape de fluidos, con un evento de caída intercalado	Cambios transicionales desde corrientes piroclásticas totalmente diluidas a corrientes de densidad no diluidas		
cLT + mLT	5 m	Evolución desde un límite de flujo de tipo tractivo, erosivo, a otro dominado por el escape de fluidos	Corrientes piroclásticas diluidas con base erosiva que se transforman en corrientes piroclasticas de densidad no diluidas		

Cuadro 8

partículas hacia el límite de flujo. Las combinaciones de litofacies que componen esta asociación son las que se incluían tradicionalmente bajo la denominación de depósitos flujos piroclásticos (Branney y Kokelaar, 2002). Es frecuente que existan diversos grados de interrelación entre I 1 con I 2 e I 3, pero estos se describirán en mayor detalle en la sección acerca de las unidades de acumulación.

I 2 - Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas

Se corresponden con las *fully dilute pyroclastic density currents* de Branney y Kokelaar (2002). Poseen una participación volumétrica menor en comparación con las de la asociación I 1. Las litofacies aquí incluidas coinciden en mayor o menor medida con las que se asociaban a los depósitos de *surge* u oleadas piroclásticas (Branney y Kokelaar, 2002).

I 3 - Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad complejas

En este grupo se incluyan aquellas sucesiones que muestran cambios en el comportamiento de las corrientes piroclásticas de densidad que las depositaron. Denotan la evolución de las corrientes piroclásticas de densidad a través de diversos estados de dilución. En realidad, no implican necesariamente una transformación de la corriente entera, sino a nivel del límite flujo. Dicha evolución se produce fundamentalmente por procesos de dilución y reconcentración de partículas en la corriente piroclástica de densidad.

3.3.4 - Análisis de las asociaciones litofaciales de las rocas lávicas

Las diferentes combinaciones litofaciales halladas permite, en conjunto con el estudio de la geometría y emplazamiento de los cuerpos lávicos, distinguir tres tipos básicos de asociaciones para las rocas de origen lávico (Cuadro 9):

VC – Coladas y coladas dómicas

Constituyen cuerpos tabulares o con geometría de lóbulo alargado que pueden ser masivos o mostrar evidencias de flujo en su interior. El flujo puede ser homogéneo o diferenciarse en uno paralelo a los bordes de la colada hacia los límites del cuerpo y desarrollar un flujo sin orientación definida hacia el interior del mismo. Es frecuente la fragmentación autoclástica, no explosiva, en el techo y el piso del cuerpo, acompañado por grados variables de alteración.

VD – Domos

Se trata de cuerpos con geometría dómica derramados sobre un sustrato relativamente llano. Experimentan un flujo paralelo al piso o al techo cuando comienza la efusión y otro de orientación caótica mientras crece y se infla el domo. También se dan domos completamente constituidos por facies autoclásticas producidas por el autobrechamiento de la lava mientras crece el cuerpo.

VR – Criptodomos

Son cuerpos intrusivos someros alojados en una roca de caja clástica originalmente húmeda. Poseen una forma dómica y conservan en algunos casos los diques alimentadores. El flujo de la lava se dio de manera paralela a los bordes en el sector externo y sin orientación definida hacia el interior del cuerpo. El contacto con la roca de caja húmeda produce el brechamiento y cementación de sus bordes, acompañado por la desvitrificación a alta temperatura mientras el vidrio todavía poseía una reología plástica.

Cuadro 9 - Asociaciones litofaciales de las rocas lávicas

Combinaciones de facies	Espesor	Geometría y emplazamiento	Procesos involucrados	Interpretación paleoambiental	Código	Asociación
LM	6 - 44 m	Tabular: base y techo irregulares planos. Efusivo	Derrame de una o más coladas de lava	Sucesión compuesta por una o más coladas lávicas	VC	Coladas y coladas dómicas
Lad + LM + Lad	66 - 70 m		Fragmentación y alteración por stress térmico en los bordes de un cuerpo lávico	Alteración diferencial en la base y el techo de una sucesión compuesta por una o más coladas de lavas		
Lad + Lfp + Lad	117 - 171 m	Tabular a gran escala. Base plana irregular y techo plano o convexo. Efusivo	Fragmentación y alteración por stress térmico en los bordes de un cuerpo lávico que ha fluido paralelamente a su sustrato	Alteración diferencial en la base y el techo de una sucesión compuesta por una o más coladas de lavas que han fluido a lo largo de su sustrato		
Lfp + Lfc + Lfp + Lad	84 - 122 m		Fragmentación y alteración por stress térmico en el techo de un cuerpo lávico que ha fluido paralelamente a su sustrato en sus bordes y de manera caótica en el centro	Alteración diferencial en el techo de una colada que ha desarrollado un flujo de tipo caótico en su centro y otro paralelo al sustrato en sus bordes		
Lfp + Lfc + Lad	61 - 90 m					
Lfc + Lfp + Lad	31 m					
Lfc + Lfp	50 m	Dómica. Base plana y techo convexo. Efusivo	Efusión de lavas viscosas que fluyen sobre la superficie en la que se derraman y dentro del mismo cuerpo inflándolo a medida que se inyecta nuevo magma	Crecimiento de domos efusivos	VD	Domos
Lfp + Lfc	65 m					
Lab	70 m		Autobrechamiento de un magma que intruye mientras asciende y se derrama luego sobre una superficie irregular generando un cuerpo de forma dómica	Crecimiento de domos efusivos por lavas autobrechadas		
Lfp + Lfc + Le + Lc	96 m	Dómica. Alimentado por un dique en la base y un techo plano a convexo. Intrusivo	Intrusión de magma a partir de un dique alimentador y crecimiento de un cuerpo dómico en contacto con una roca de caja más fría y húmeda. Lo que genera desvitrificación en las partes más externas y fragmentación mecánica de los bordes	Intrusivos subvolcánicos alojados en niveles muy someros. La rocas de caja son sucesiones sedimentarias todavía no consolidadas	VR	Criptodomos
Lc + Le + Lfp + Lfc + Le + Lc	105 m	Dómica. Base plana y un techo plano a convexo. Intrusivo	Intrusión de magma y crecimiento de un cuerpo dómico en contacto con una roca de caja más fría y húmeda. Lo que genera desvitrificación en las partes más externas y fragmentación mecánica de los bordes			

Cuadro 9

Capítulo 4 – Análisis de las unidades de acumulación que componen al relleno de sinrift

4.1 – Introducción

En este capítulo se presentan las distintas unidades de acumulación que hacen al relleno de sinrift en el área de estudio. Este tipo de unidades se utilizan para poder dividir al relleno de los depocentros analizados en agrupamientos naturales de cuerpos de rocas. Cada unidad de acumulación se compone de rocas formadas por procesos similares, que comparten una composición muy parecida y cuyos límites son comunes y se encuentran bien definidos. Resulta un método conveniente a la hora de trabajar con un registro estratigráfico disímil; integrado aquí, por rocas de origen volcánico efusivo y extrusivo en asociación íntima con depósitos de origen epiclástico y carbonático en el marco de un régimen extensional. La definición de cada unidad implica la integración de las asociaciones litofaciales descriptas en el capítulo anterior con la información composicional de los cuerpos de roca, su distribución dentro del ámbito de acumulación en cada depocentro, su geometría, relación con las estructuras originales de los depocentros, y su vinculación con el volcanismo. Se trata de un sistema de ordenamiento que simplifica la variedad de procesos dentro de un contexto gobernado por sistemas de acumulación sumamente heterogéneos como sucede con el sinrift de la Cuenca Neuquina. La definición de las unidades de acumulación servirá como herramienta elemental para comenzar a conocer y entender los principales controles en la acumulación del relleno de sinrift, tratados en el capítulo próximo.

Se ha optado por organizar la información correspondiente a cada unidad en un formato gráfico que permite una visualización y comprensión más rápida y sencilla a fin de mejorar el manejo de un cúmulo de datos tan vasto y diverso. En las sucesivas láminas se combinan conjuntamente con la descripción de los datos, perfiles litológicos cortos que ilustran cada una de las asociaciones litofaciales que integran a la unidad, fotos de afloramientos, mapas y secciones geológicas específicas y direcciones de paleocorrientes cuando corresponda. Los perfiles litológicos corresponden a segmentos de una longitud acorde a la escala de los procesos de acumulación involucrados, permitiendo una mejor apreciación de la magnitud de dichos procesos. Estos segmentos son tomados de los perfiles originales que se encuentran completos en el anexo, ordenados de acuerdo a la localidad en la que se hallan (Apéndice 2). Del mismo

modo, la ubicación de los perfiles se especifica en los mapas y las secciones geológicas. Los mapas utilizados en las láminas corresponden a las diferentes localidades definidas en el área. Las secciones geológicas se muestran con la proyección de los perfiles litológicos de detalle en la zona (presentados en el Apéndice 2) y su posición dentro del mapa de la lámina. A fin de contrarrestar los efectos visuales que la topografía induce en la observación, se elaboraron paneles a partir del modelado analógico del afloramiento (descripto en la sección 1.6.9) confeccionado con la combinación de la información obtenida acerca de la geometría de los cuerpos de roca, los perfiles litológicos de detalle y el mapeo geológico y las secciones geológicas realizadas. Esta metodología fue utilizada tan sólo en los casos en que la información obtenida en el campo es abundante e inequívoca. Ya sea que se trate de una sección geológica original o reconstruida será mencionado específicamente en los gráficos correspondientes. Las referencias que no se encuentren especificadas en las láminas pueden consultarse en el señalador adjuntado a este manuscrito. La presentación de cada unidad hará hincapié en mostrar sus características más sobresalientes dentro de las localidades donde mejor se observan las mismas. En el anexo (Apéndice 1) se incluye un mapa completo del área con todas las unidades de acumulación aquí definidas. Se sugiere acompañar la lectura del presente capítulo con la revisión de dicho mapa a fin de completar el panorama regional.

Con el objetivo de mantener cierto ordenamiento estratigráfico en la presentación de las unidades de acumulación y las consideraciones paleoambientales sobre su acumulación, se propone distinguir entre aquellas que pertenecen al Ciclo Precuyano de aquellas que se ubican dentro del Ciclo Cuyano. Una discusión más acabada sobre las implicancias de este ordenamiento se brindará más adelante, en el Capítulo 6.

El trabajo de campo se organizó de acuerdo a las localidades definidas precedentemente. En la lámina 4.1 se muestra el mapa de las unidades de acumulación en el área de estudio y la ubicación de tales localidades. Una descripción rápida y sucinta de las localidades se ofrece en las láminas 4.2 a 4.11. En las láminas 4.12 y 4.13 se presentan mapas con las unidades de acumulación aflorantes en cada depocentro y perfiles estratigráficos sintéticos característicos para distintas áreas de cada depocentro. Los mismos condensan la información obtenida de los distintos perfiles litológicos de detalle levantados para cada localidad. Como se verá más adelante en esta misma sección, las variaciones laterales en el relleno de sinrift son complejas y de muy alta frecuencia. El análisis vertical de las perfiles, por su carácter unidimensional, es de una utilidad demasiado puntual a una escala menor que la del mismo afloramiento. Es por eso que se hace mucho énfasis en la información proporcionada por las secciones geológicas utilizadas a lo largo del presente capítulo. El análisis de los paneles y las secciones geológicas ofrece una ventaja muy grande en este sentido. Permite apreciar de manera clara las variaciones

laterales y verticales observadas en conjunto entre las distintas unidades de acumulación desarrolladas en el área de estudio. Los perfiles sintéticos mostrados en esta primera etapa (Láminas 4.12 y 4.13) se brindan con el propósito de destacar la variabilidad estratigráfica observada y se reservan las posibles correlaciones hasta el final del presente capítulo. Una vez que se haya concluido con la descripción de cada una de las unidades de acumulación, se realizarán las correlaciones dentro de cada depocentro a modo de corolario e introducción para el análisis de los controles geológicos tratados en el próximo capítulo.

A continuación y de modo preliminar se realizará una breve introducción a los rasgos generales y más característicos de las unidades aquí definidas, para comenzar su análisis detallado en la sección siguiente.

UNIDADES PERTENECIENTES AL CICLO PRECUYANO

Lavas mesosilícicas a ácidas - LMA

Se trata de cuerpos de coladas y coladas dómicas (VC) producto de efusiones volcánicas coherentes. Se componen de lavas foliadas o, menos comúnmente, masivas que desarrollan frecuentemente alteración diferencial hacia los límites de las coladas. Su composición varía desde andesítica a riolítica.

Poseen un amplio desarrollo dentro de los depocentros 1 y 2, aflorando en todas las localidades estudiadas.

Domo de autobrechas - DAB

Consiste en un cuerpo dómico (VD) conformado por lavas autobrechadas de composición riolítica. Se ha detectado un solo afloramiento situado en el Arroyo Ñireco (Localidad NIR), dentro del depocentro 1.

Domos y criptodomos ácidos - DCA

Consisten en una serie de cuerpos extrusivos e intrusivos de composición dacítica – riolítica con una geometría dómica característica (VD y VR). Suelen estar alimentados por diques dispuestos de manera antitética al sistema de fallas de borde del depocentro 1.

Se encuentran dentro del depocentro 1, en las localidades NIR, PLT, PLS y PCL.

Sistemas aluviales volcaniclásticos - SAV

Es una de las unidades más representativas de los sistemas sedimentarios en el área estudiada. Engloba a todos los depósitos generados por procesos aluviales (A1, A2, A3 y A4) y fluviales (F2) asociados dentro del contexto de un ambiente de naturaleza volcánico.

Se distribuye a lo largo de los dos depocentros evaluados, ocupando casi todas las localidades.

Secuencias piroclásticas - SP 1a, SP 1b y SP 2

En esta unidad se agrupan todos aquellos depósitos originados por procesos piroclásticos primarios, entre los que se destacan fundamentalmente las corrientes piroclásticas (I 1, I 2 e I 3).

Los principales afloramientos se hallan en el depocentro 1 (SP 1a y SP 1b), mientras que en el 2 (Sp 2) se circunscriben a un estrecho graben dentro de la localidad CTL.

Depósitos piroclásticos retrabajados - DPR

Se trata de secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados (A2) o por flujos tractivos no encausados (A3) y secuencias fluviales integradas por canales gravosos con organización interna (F1) cuya composición es característicamente piroclástica. Son producto del retrabajo directo de depósitos piroclásticos primarios.

Sus afloramientos se encuentran dentro del depocentro 2 (localidades PLS y PLT).

Abanico aluvial dominado por flujos de detritos - AFD

Fundamentalmente se constituye por secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos (A1) con grandes clastos del basamento granítico, entre las cuales se intercalan esporádicamente secuencias fluviales, integradas por canales gravosos a gravosos finos sin organización interna (F2). El conjunto constituye un abanico de disposición transversal al borde activo del depocentro 2, con su zona de cabeceras sobre el bloque piso del sistema de fallas.

La unidad aflora únicamente en la localidad ECM.

Abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados - AFH

Se compone de secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados (A2) con clastos de rocas volcánicas y una participación muy minoritaria de clastos procedentes del basamento, organizadas en ciclos granocrecientes. Se trata de un abanico dispuesto longitudinalmente a las fallas de borde del depocentro 2, con su zona de aporte ubicada directamente sobre el bloque colgante y una dirección de propagación hacia el sureste.

Los afloramientos se encuentran dentro de la localidad ECM.

UNIDADES PERTENECIENTES AL CICLO CUYANO

Sistemas marinos someros - EMS y CMS

Se componen por dos miembros diferentes, uno epiclástico (EMS) y otro calcáreo (CMS) pero íntimamente relacionados entre sí. El primero consiste en depósitos silicoclásticos, areniscosos y sabulíticos, desarrollados en un ambiente marino somero de moderada a baja energía (M). Se dispone directamente sobre las unidades precuyanas y el basamento, variando su composición de acuerdo a las unidades que suprayace. El segundo se compone de sucesiones originalmente calcáreas (C) que se encuentran fuertemente silicificadas. Posee una cantidad muy abundante de fósiles de invertebrados marinos y un grado de bioturbación importante. Muy frecuentemente se deposita directamente por encima de la unidad de sistemas silicoclásticos someros.

Sus afloramientos se dan tan solo en el depocentro 1 y sobre el alto que lo separa del depocentro 2, en las localidades NIR, PLS, PCL y LAO.

Sistemas deltaicos gravosos - SDG

Consisten fundamentalmente en secuencias deltaicas gravosas (D) integradas por depósitos de flujos hiperconcentrados con un arreglo progradante. De manera asociada, se registran depósitos de corrientes tractivas no encauzadas relacionadas lateralmente con formas de progradación subácuea y depósitos de flujos de detritos cohesivos (Secuencias de remoción en masa submarinas: R). Se observa una dirección de progradación controlada por las estructuras extensionales del depocentro 2.

Esta unidad aflora solamente en el ámbito del depocentro 2, en las localidades ECM y CTL.

Sistemas de costa afuera - SCA

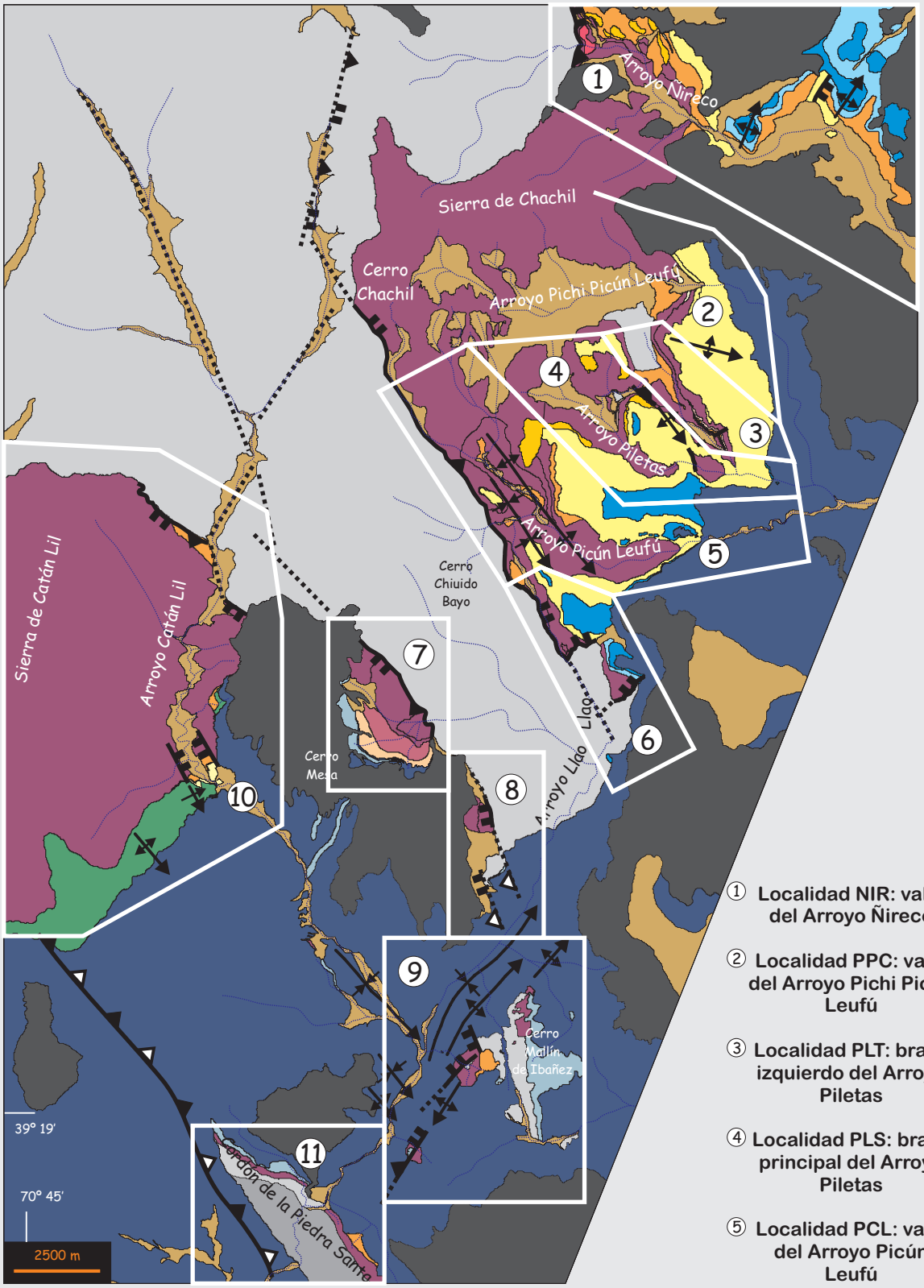
Poseen una gran distribución en el área de estudio. Se componen de sucesiones marinas dominadas por lutitas negras con intercalaciones de depósitos de corrientes de turbidez, flujos granulares e hiperconcentrados conformando potentes secuencias de tipo turbidítico (T) tanto en los depocentros analizados como sobre el alto que los separa.

Sistemas de remoción en masa submarinos - SRMS

Se componen de gruesos depósitos conglomerádicos cuyos clastos poseen una procedencia mayoritaria del basamento, y que integran secuencias de remoción en masa submarinas (R), depositadas por flujos de detritos, flujos granulares, flujos hiperconcentrados y corrientes tractivas no encauazadas. Marginalmente, los depósitos evolucionan transicionalmente a secuencias de tipo turbidítico (T).

Se disponen hacia la base de los sistemas de costa afuera (localidad ECM, N-MIB, MIB y NPS) y en algunos sectores llegan a intercalarse con estos (hacia la parte media del depocentro 2, al sur de la localidad CTL).

Unidades de acumulación: Ubicación de las localidades



① Localidad NIR: valle del Arroyo Ñireco

② Localidad PPC: valle del Arroyo Pichi Picún Leufú

③ Localidad PLT: brazo izquierdo del Arroyo Piletas

④ Localidad PLS: brazo principal del Arroyo Piletas

⑤ Localidad PCL: valle del Arroyo Picún Leufú

⑥ Localidad LAO: cabeceras del Arroyo Llao-Llao

⑦ Localidad ECM: valle al este del Cerro Mesa

⑧ Localidad N-MIB

⑨ Localidad MIB: en las inmediaciones del Cerro Mallín de Ibañez

⑩ Localidad CTL: valle del Arroyo Catán Lil

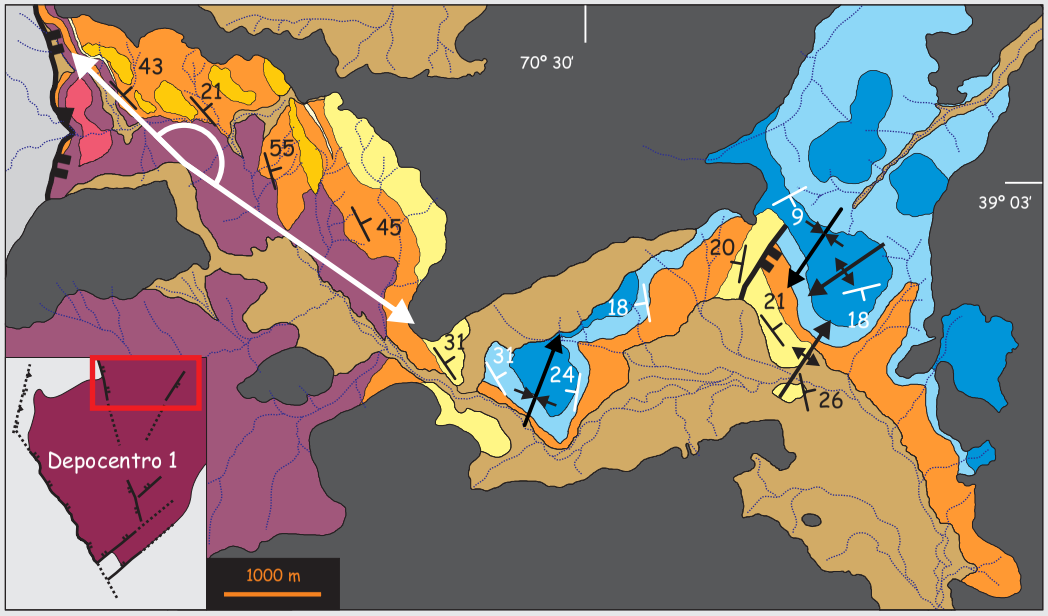
⑪ Localidad NPS: sector norte de la Piedra Santa

Lámina 4.1

Localidad NIR



- La localidad NIR agrupa los afloramientos encontrados a lo largo del valle del Arroyo Ñireco



- La orientación de las capas y su inclinación relativamente alta impiden estudiar correctamente las relaciones laterales entre las unidades de acumulación en esta localidad

- La localidad NIR muestra sin embargo, una continuidad muy grande de los afloramientos precuyanos en sentido vertical

- Son características las sucesiones de sistemas aluviales volcaniclásticos intruidas por criptodomos ácidos y dispuestas sobre las coladas de lavas

Ciclo Cuyano
- Depósitos modernos
- Volcanismo cenozoico
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros

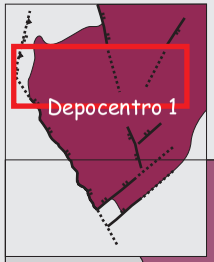
Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Criptodomos ácidos
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Domo de autobrechas
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

Campo visual de la fotografía

Punto de toma de la fotografía

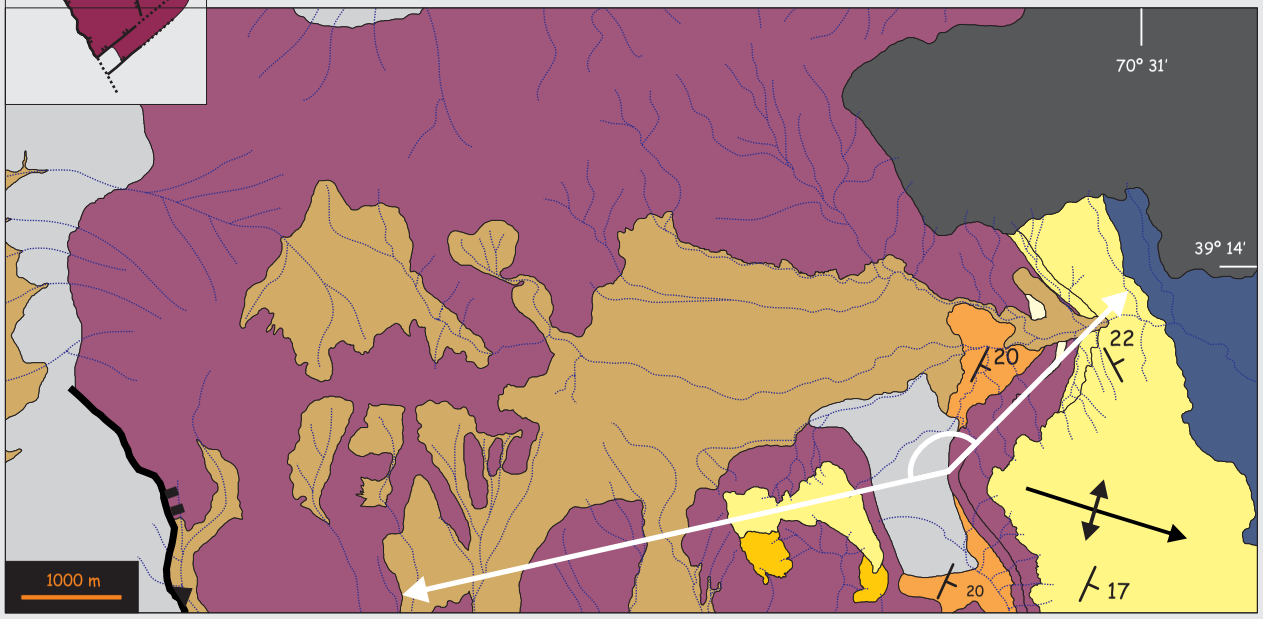
Localidad PPC





- La localidad PPC ocupa el valle del Arroyo Pichi Picún Leufú, adyacente a la Sierra de Chachil. Es un sector interno al depocentro 1 con potentes sucesiones precuyanas

- Su exposición es relativamente pobre por estar cubierto con nieve y deyectos en las partes más altas



Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
Sistemas de costa afuera
Ciclo Precuyano
Secuencias piroclásticas 1b
Secuencias piroclásticas 1a
Sistemas aluviales volcaniclásticos
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico

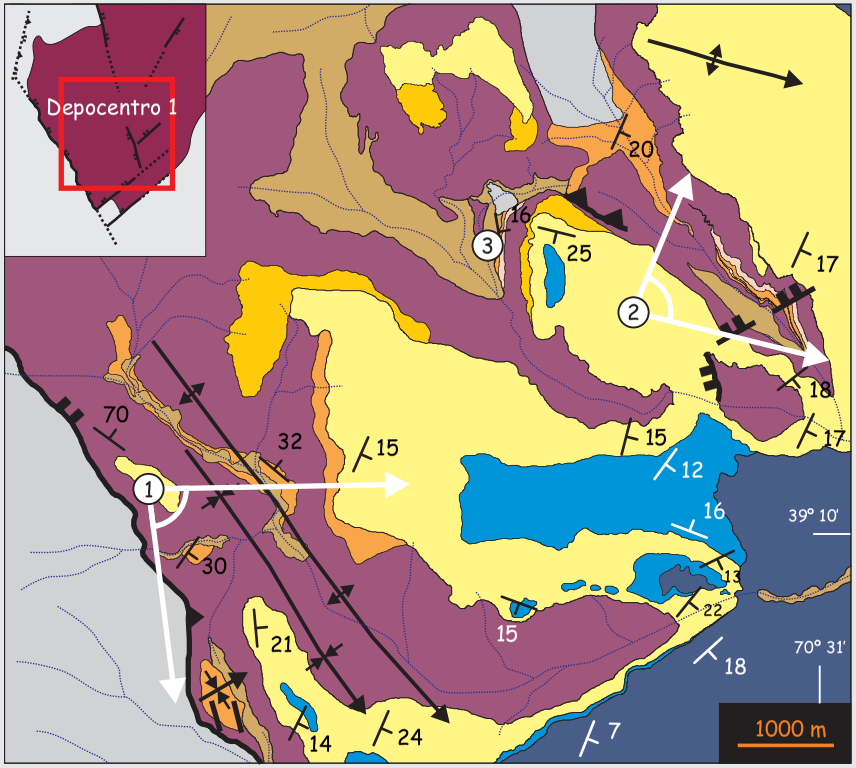
Campo visual de la fotografía

Punto de toma de la fotografía

Localidades PCL, PLS y PLT



- Los afloramientos precuyanos son continuos entre las tres localidades y se vinculan también con las sucesiones halladas en PPC y LAO



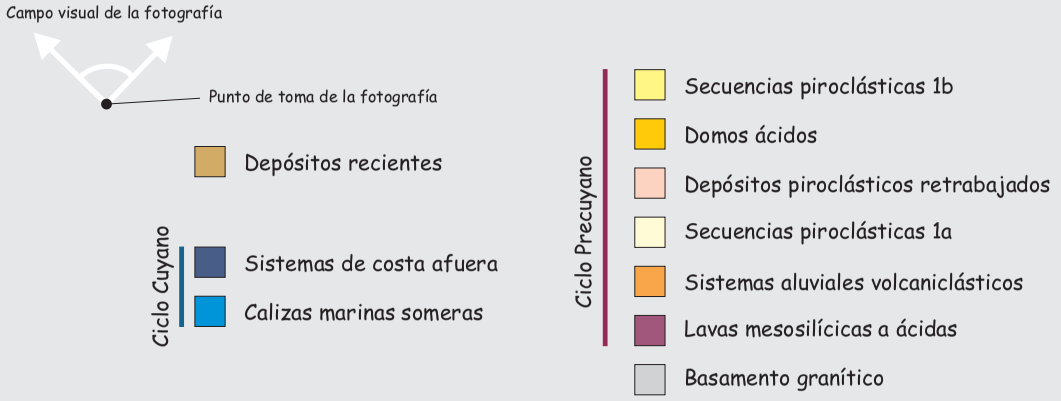
1 - La localidad PPC comprende al valle del Arroyo Picún Leufú

2 - La localidad PLT se sitúa a lo largo del brazo izquierdo del Arroyo Piletas

3 - La localidad PLS constituye el cauce principal del Arroyo Piletas

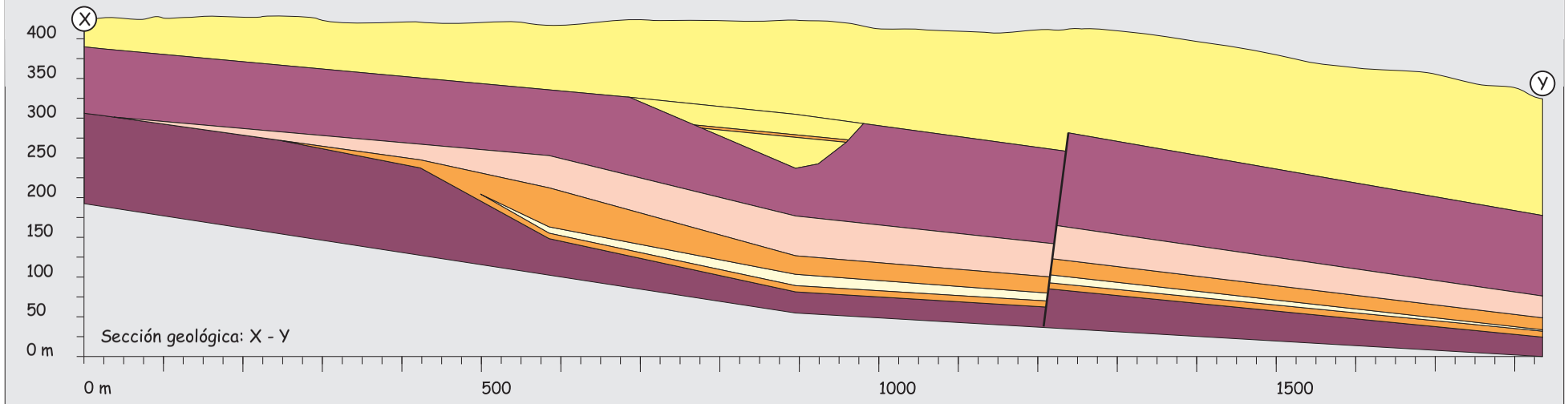
- Los afloramientos son extensos y se encuentran bien expuestos

- En conjunto, las tres localidades constituyen el sitio ideal para estudiar las sucesiones precuyanas de origen volcánico, su relación vertical y lateral entre sí y su pasaje con las demás unidades asociadas



Localidad PLT



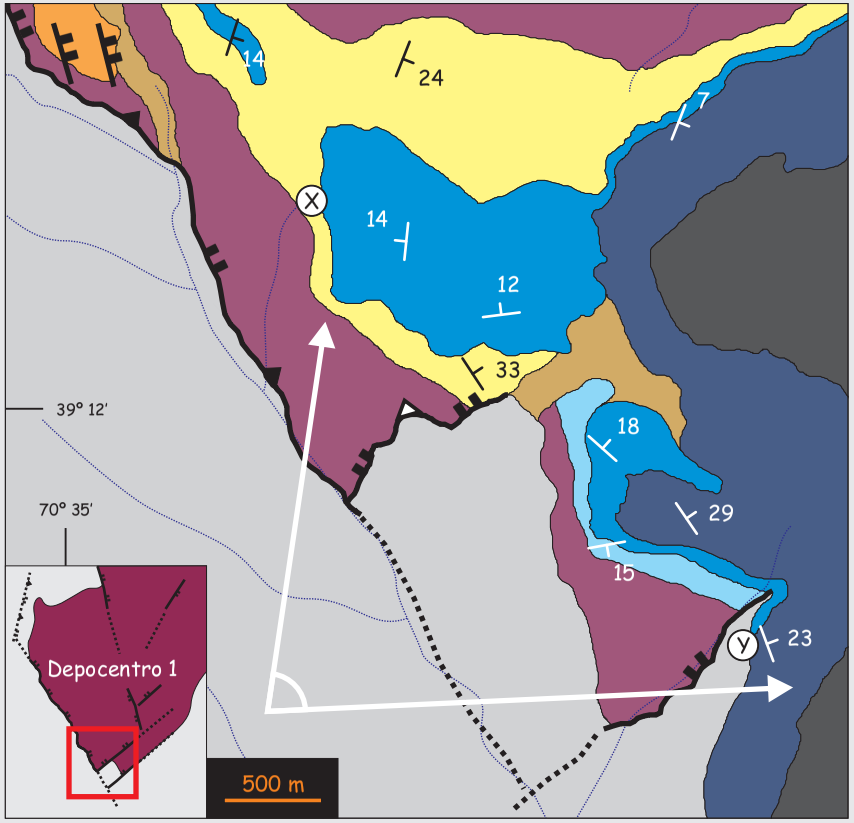


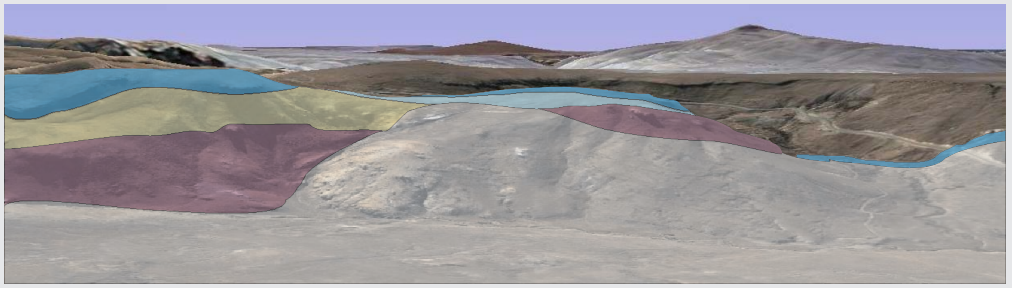
Ciclo Precuyano

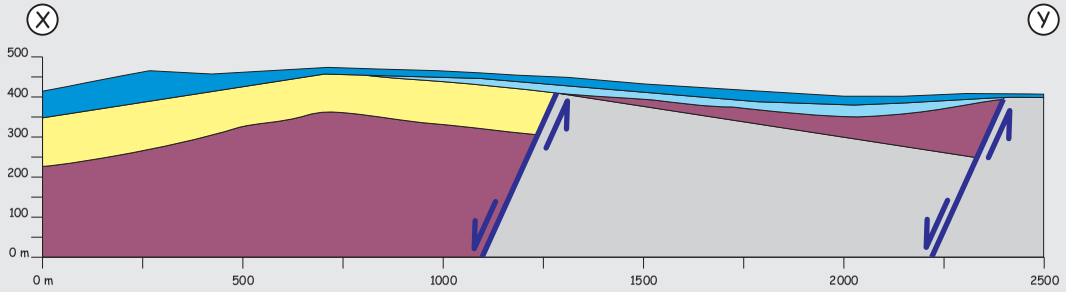
- Secuencias piroclásticas 1b
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas

- La localidad PLT comprende los afloramientos en el valle del brazo izquierdo del Arroyo Piletas
- La fuerte pendiente de las paredes del valle permite una correcta exposición de las rocas precuyanas
- Se trata de afloramientos con una muy buena continuidad lateral y vertical que permiten estudiar perfectamente las relaciones entre las distintas unidades de acumulación precuyanas

Localidad LAO







- La localidad LAO se encuentra hacia las cabeceras del Arroyo Llao - Llao

- Comprende segmentos de los bordes occidental y suroriental del depocentro 1

- Permite el estudio de las unidades de acumulación y su relación con las estructuras que configuran los bloques de basamento en los límites del depocentro

- Es un sector donde se puede analizar el pasaje entre los ciclos Precuyano y Cuyano en el depocentro 1

Depósitos modernos

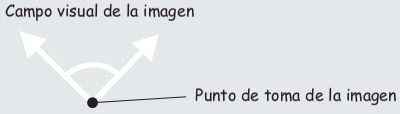
Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Sistemas silicoclásticos someros

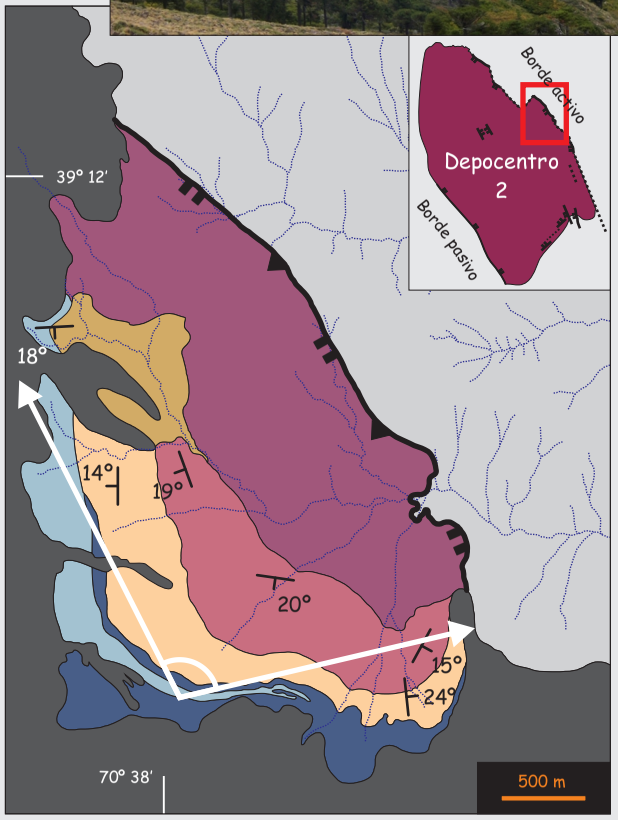
Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 1b
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico



Localidad ECM





- La localidad ECM se ubica contra el margen activo del depocentro 2

- El relieve escarpado permite una buena exposición de las sucesiones rocosas

- Se trata de un sitio fundamental para el estudio de las unidades de acumulación en relación con las estructuras de borde del depocentro

- Afloran potentes sucesiones aluviales sobre una sucesión de coladas de lavas superpuestas

- Es posible estudiar el pasaje entre los ciclos Precuyano y Cuyano

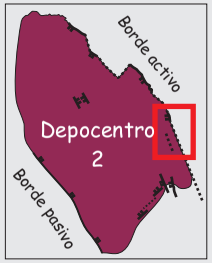
Campo visual de la fotografía

Punto de toma de la fotografía

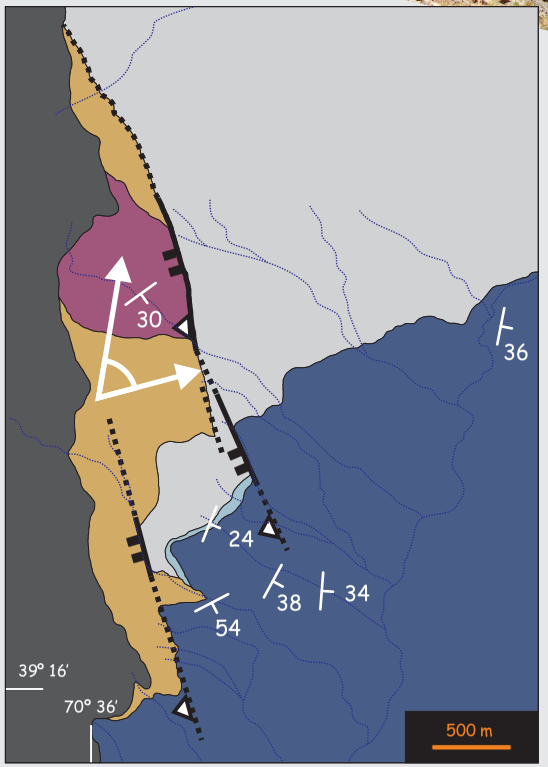
Ciclo Cuyano
- Depósitos recientes
- Volcanismo cenozoico
- SRMS
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados)
- Abanico aluvial (flujos de detritos)
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

Localidad N-MIB







- La localidad N-MIB se encuentra sobre la margen derecha del Arroyo Llao-Llao y al sur de la meseta del Cerro Mesa

- Allí aflora parte del sistema de fallas que conforma el borde activo del depocentro 2

- Los afloramientos precuyanos no poseen una buena exposición

- Es un sitio que permite el estudio de las fallas de borde del depocentro y la relación de las unidades cuyanas con los bloques de basamento

Depósitos recientes
Volcanismo cenozoico

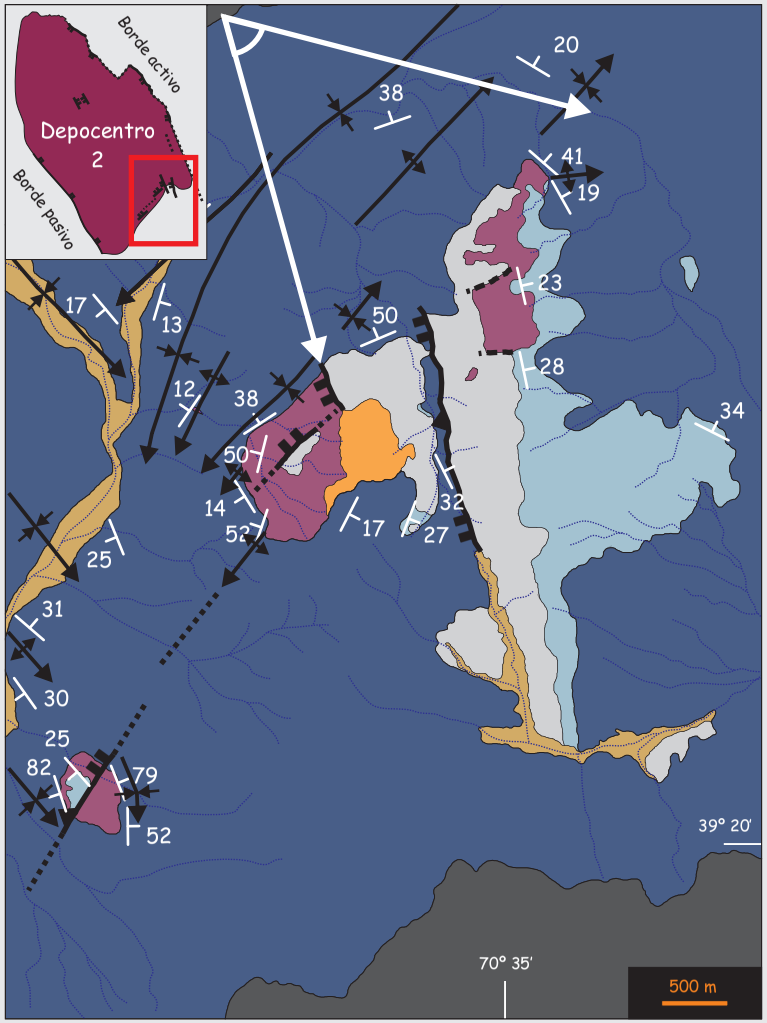
Ciclo Cuyano
Sistemas de remoción en masa submarinos
Sistemas de costa afuera

Ciclo Precuyano
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico

Campo visual de la fotografía
Punto de toma de la fotografía

Localidad MIB

- La localidad MIB comprende los afloramientos en los alrededores al Cerro Mallín de Ibañez





- Se trata de un área que presenta fuertes evidencias de inversión de las estructuras extensionales originales

- Este sector constituye el borde suroriental del depocentro 2

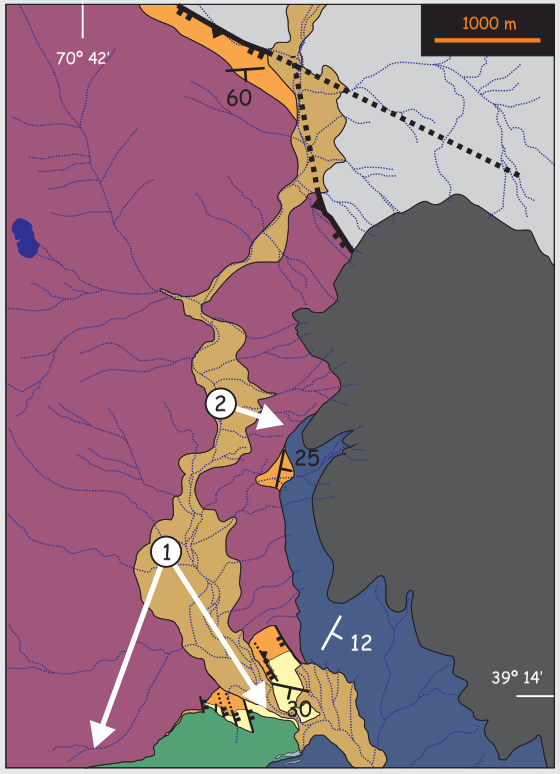
- Los espesores de relleno precuyano son muy reducidos y se disponen sobre los bloques elevados de basamento que conforman el borde del depocentro

Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
Sistemas de remoción en masa submarinos
Sistemas de costa afuera
Ciclo Precuyano
Sistemas aluviales volcaniclásticos
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico

Campo visual de la fotografía
Punto de toma de la fotografía

Localidad CTL





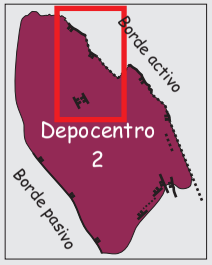


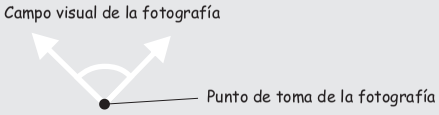
- La localidad CTL se encuentra en el valle del Arroyo Catán Lil

- Sus afloramientos se extienden desde el borde nororiental del depocentro 2 hasta el sector central del mismo

- Allí aflora un estrecho graben donde se alojan unidades clásticas de los ciclos Precuyano y Cuyano (1)

- Se observa el potente desarrollo de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas en una serie de cuerpos muy amalgamados, que es característico del depocentro 2 (2)





Depósitos recientes

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

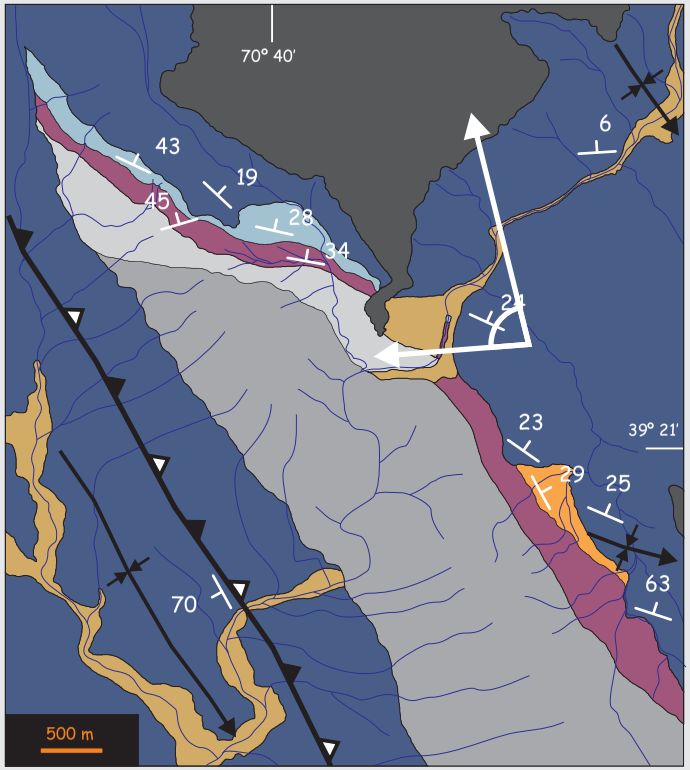
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas deltaicos gravosos

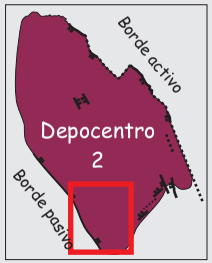
Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 2
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas

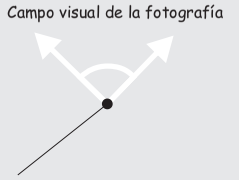
Basamento granítico

Localidad NPS









- La localidad NPS se extiende a lo largo de la ladera oriental del Cordón de la Piedra Santa, en su extremo norte

- El cordón consiste en esta localidad en un bloque basculado hacia el noreste y levantado por un sistema de fallas inversas que podrían haber constituido el borde extensional original del depocentro

- La deformación compresiva pliega fuertemente a las secuencias de rocas cuyanas

- Directamente obre el basamento ígneo y metamórfico apoya una delgada sucesión precuyana (hasta 60 m)

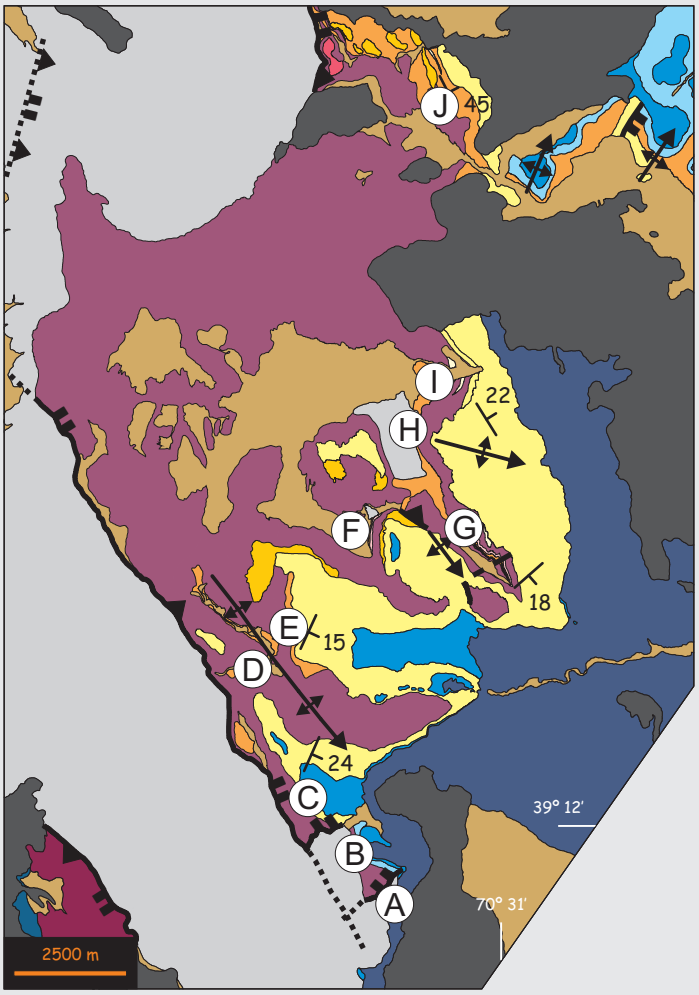
- Este sector representa el borde pasivo del depocentro 2

Ciclo Cuyano
- Depósitos modernos
- Volcanismo cenozoico
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas de costa afuera

Ciclo Precuyano
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas

- Granitoides
- Metamorfitas

Unidades de acumulación en el depocentro 1



Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Domos y criptodomos ácidos
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Domo de autobrechas
- Lavas mesosilícicas a ácidas

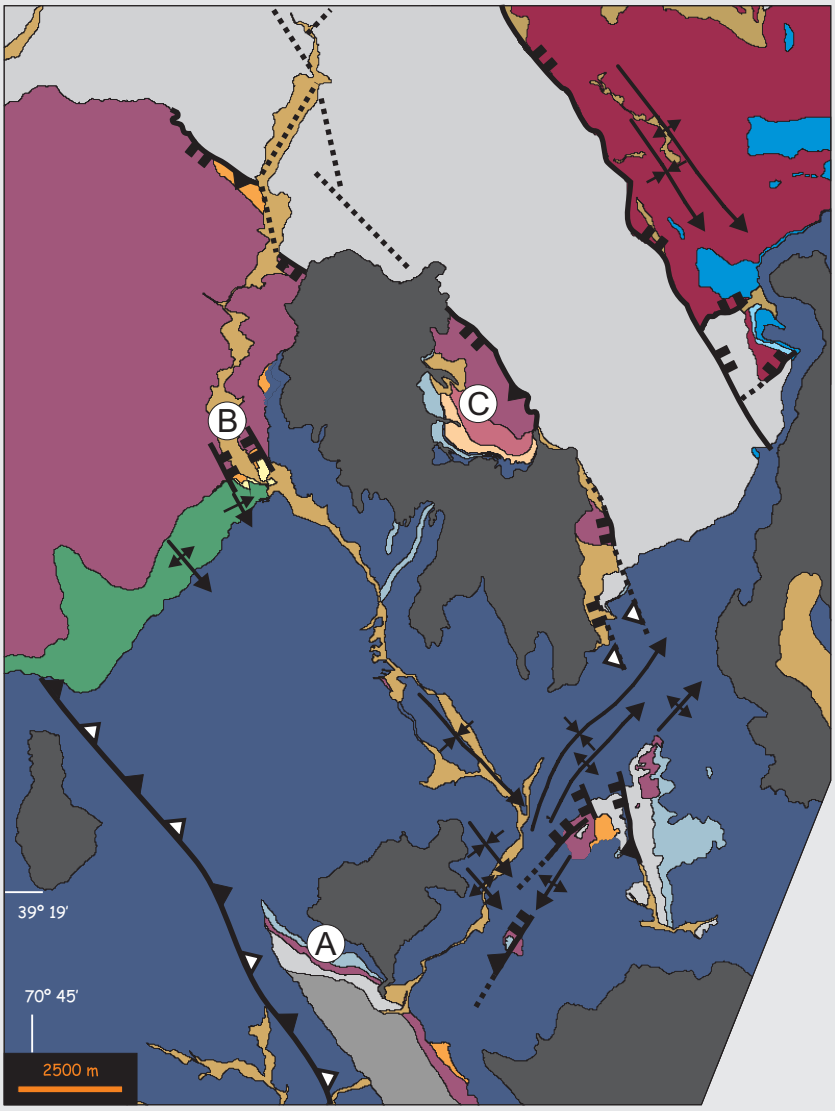
Basamento granítico



Panel con la ubicación de los perfiles sintéticos A a J en el depocentro 1

Lámina 4.12

Unidades de acumulación en el depocentro 2

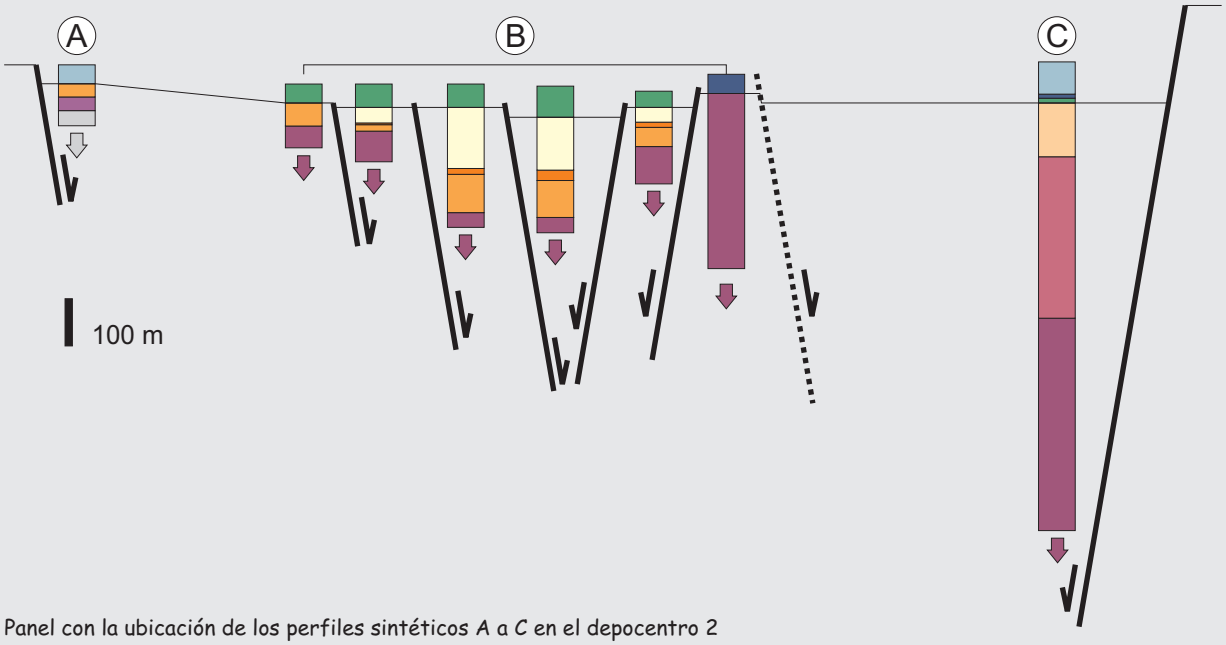


Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros
- SRMS
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- AFH
- AFD
- Secuencias piroclásticas 2
- SAV
- Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico
Basamento metamórfico



Panel con la ubicación de los perfiles sintéticos A a C en el depocentro 2

Lámina 4.13

4.2 – Las unidades de acumulación (UA)

4.2.1 - Lavas mesosilícicas a ácidas - LMA

Se incluyen en esta unidad todas las coladas y coladas dómicas del Ciclo Precuyano constituidas por lavas cuya composición oscila entre andesitas y dacitas (Láminas 4.14 a 4.27). Con la excepción de una única colada de andesitas basálticas en la localidad NIR no se han encontrado términos más básicos dentro de los dos depocentros estudiados. Son la unidad volumétricamente más grande del Ciclo Precuyano en el área, y su ocurrencia se da indistintamente en los dos depocentros y a lo largo de toda la estratigrafía de dicho ciclo.

Tanto las coladas como las coladas dómicas constituyen en sí mismo un elemento generador de relieve en el paisaje volcánico del Ciclo Precuyano. Es frecuente hallar espesas sucesiones clásticas asociadas a sus márgenes, donde confluyen los depósitos de procesos piroclásticos y aluviales (p.e. en la localidad PLT, Lámina 4.17). Una característica fundamental es el desarrollo de conspicuas zonas de alteración en los márgenes de los cuerpos (Lámina 4.16). Las lavas presentan un aspecto clástico que no resulta ser más que el resultado de un tipo de alteración diferencial que genera la existencia de pseudo clastos de roca fresca envueltos por una pseudo matriz de roca alterada de aspecto más fino (Gifkins *et al.*, 2005). Esta textura – estructura puede hallarse tanto en los laterales como en el techo y piso de los cuerpos. Por su posición particular y estrecha relación con la geometría de cada cuerpo, se trata de un proceso controlado por la misma mecánica de derrame de las coladas e independiente de las transformaciones por la alteración posterior al emplazamiento de las lavas. Resulta muy útil a la hora de mapear las diferentes coladas que suelen darse de manera amalgamada, donde no hay sucesiones clásticas entre las mismas. Ocasionalmente se han detectado depósitos muy delgados de un regolito formado sobre estas zonas de alteración diferencial en los techos, por lo que se lo interpreta como un proceso que podría evolucionar hasta la formación de clastos verdaderos. Eventualmente, podrían servir de aporte para los sistemas epiclásticos asociados. Esto es común en lavas con estructuras autoclásticas (McPhie *et al.*, 1993 y Németh y Martin, 2007), pero no se hallaron equivalentes de ello para el caso recién descripto.

El análisis textural de las lavas que conforman esta unidad revela una historia bastante compleja del magma hasta su emplazamiento y enfriamiento en superficie (Láminas 4.18 a 4.22). En todos los casos se han reconocido texturas glomeroporfíricas. En las andesitas basálticas y algunas de las andesitas se observan dos tipos de grumos (Lámina 4.18): el primero compuesto por fenocristales subhedrales a auhedrales de plagioclasas y mafitos cloritizados y oxidados, mientras que el segundo se compone únicamente de plagioclasas cuyos bordes comunes suelen

ser anhedrales. En las dacitas y en la mayoría de las andesitas sólo se encuentran grumos correspondientes al segundo tipo descripto. Las texturas denotan un arreglo seriado típico, en el tamaño de las plagioclasas. Se aprecia un decrecimiento discreto en su tamaño, desde las que integran los grumos hasta las de la pasta. Lo más frecuente es identificar la presencia de tres tamaños distintivos, llegando raramente hasta cuatro o incluso cinco. La diversidad en los tamaños de las plagioclasas revela varios eventos de nucleamiento y cristalización. El mayor tamaño de los fenocristales denota su cristalización dentro de una cámara magmática, donde el enfriamiento es relativamente lento y la tasa de nucleamiento es menor (p.e. McPhie *et al*., 1993). Los cristales de la pasta son numerosos y pequeños, por su enfriamiento rápido cuando se produce el derrame sobre la superficie. La existencia de texturas seriadas y glomeroporfíricas indica que los magmas experimentaron un ascenso puntuado en varios niveles de la corteza, con formación de cámaras magmáticas.

Es además muy común la presencia de enclaves de forma redondeada a subredondeada de 2 a 3,2 mm y hasta 1,7 cm de diámetro en las andesitas (Lámina 4.19). Poseen textura intergranular y comparten la misma composición minerálogica que la pasta que los rodea. Presentan fenocristales de mafitos alterados y grumos de plagioclasas con zonación. Los enclaves se originan en el mismo magma que la roca que los hospeda, pero representan porciones de magma que sufrieron un proceso diferente de cristalización. La génesis de los enclaves es muy diversa: por enfriamiento en las paredes de la cámara, acumulación en cúmulos de minerales, residuos cristalinos de la generación del magma en la corteza inferior, o por la mezcla heterogénea de magmas (*mingling*) de distinta composición (p.e. Best y Christiansen, 2001 y Coombs *et al*., 2002). En este caso, no se ha podido establecer cuál es el proceso formador de los enclaves, pero indudablemente responden a una historia de ascenso compleja para los magmas, donde la cristalización no es para nada homogénea.

En las coladas ubicadas hacia el margen suroccidental del depocentro 1, en la localidad LAO, es habitual hallar xenolitos de 0,7 mm hasta 3 cm de largo de composición granítica (Lámina 4.22). Estos se ubican indistintamente hacia el borde o núcleo de los cuerpos, por lo que su incorporación no ocurre durante el flujo de la lava en superficie. Comúnmente, los xenolitos tienen bordes muy sinuosos e irregluares con recristalización de cuarzo a modo de corona, a su alrededor. La posición particular de las coladas en LAO, junto a las fallas extensionales que limitan el borde del depocentro con el alto de basamento granítico constituye una situación altamente favorable para la introducción de dichos xenolitos al magma en ascenso. La dinámica del fallamiento extensional genera permeabilidad en los niveles superficiales de la corteza bajo un régimen frágil. De ese modo, cuando el magma asciende a través de las fracturas producidas en el basamento incorpora fragmentos de roca de caja que son variablemente reabsorbidos. Se

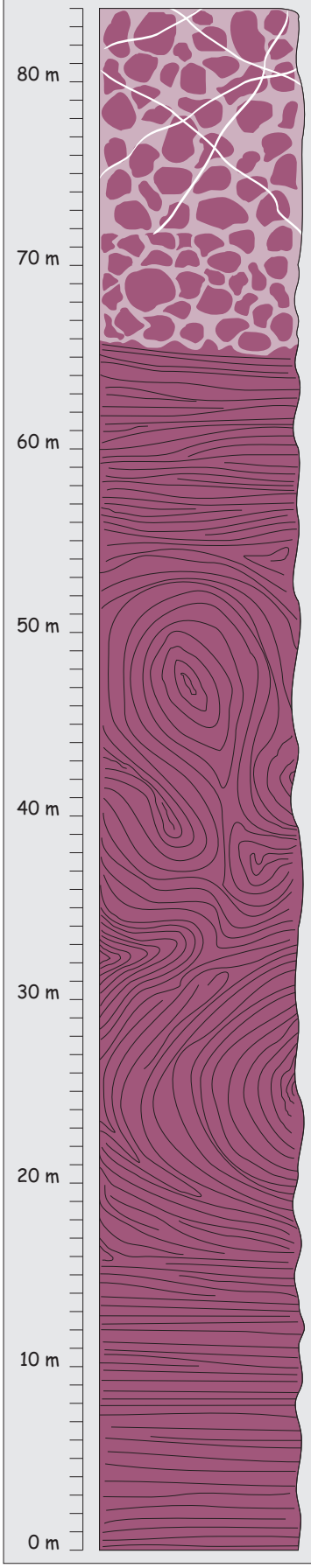
desconoce la extensión en profundidad que posee el basamento granítico, pero no habría que descartar que procesos similares sucedieran en las cámaras magmáticas. Allí, con mayor tiempo de residencia, los xenolitos incorporados podrían llegar a ser completamente reabsorbidos por el magma. La ocurrencia de los xenolitos en las lavas del borde del depocentro implica que su incorporación se produce durante el ascenso final del magma hacia la superficie, pero no descarta que lo mismo suceda a mayor profundidad, dentro de las cámaras alojadas en niveles más o menos someros de la corteza.

Además de las notorias zonas de alteración en los márgenes de los cuerpos, se reconoce en general para todo el conjunto de la roca un grado de alteración intensa (Láminas 4.18 a 4.22). Entre los fenocristales observados es prácticamente imposible hallar mafitos que no estén completamente reemplazados por clorita y minerales opacos, o menos frecuentemente también por calcita y epidoto. Por su hábito y forma de las secciones basales se presumen inosilicatos del tipo anfibol y piroxeno, pero su pobre preservación impide mayores precisiones. Entre los félsicos ocurre algo bastante similar. Todas las plagioclasas se presentan sumamente alteradas a argilominerales y calcita, mientras que los feldespatos alcalinos presentan además sericita. Las pastas también presentan el mismo tipo de alteración dependiendo de su composición mineralógica. Es muy frecuente hallar claros signos de desvitrificación o cloritización de porciones originalmente vítreas.

El estudio de la geoquímica de las rocas volcánicas del Ciclo Precuyano requiere tener en cuenta el importante grado de alteración sufrida por estas rocas. Como ya fuera mencionado no se trata únicamente de un proceso superficial de los cuerpos o el ataque meteórico sobre los afloramientos. La alteración es hidrotermal en sentido amplio y ataca a la totalidad de la roca en cada cuerpo lávico. Se analizarán aquí (Láminas 4.23 a 4.27) los resultados de la geoquímica de 10 muestras correspondientes a la presente unidad con el agregado de 3 muestras más provenientes de otras unidades (una del domo de autobrechas, una de uno de los domos de la unidad de domos y criptodomos ácidos y una obtenida de un nivel pumíceo de las secuencias piroclásticas 1b). Los diagramas de variación de Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO y CaO contra SiO_2 (Lámina 4.23) muestran los patrones lógicos esperados para un incremento progresivo en la sílice de las rocas. Sin embargo, al contrastar los valores de Al_2O_3 y Fe_2O_3 frente a los de pérdida durante la ignición (LOI) se aprecia rápidamente que estos dos oxidos influyen en las magnitudes de material de alteración que se pierde durante los ensayos (Láminas 4.24). Esto implica que cantidades importantes de Al_2O_3 y Fe_2O_3 son removilizados pasando a formar parte de los productos de alteración (p.e. cloritas y argilominerales en general). El decrecimiento del LOI frente a los valores más altos de SiO_2 no hace más que demostrar la silicificación observada comúnmente en los términos más ácidos. Los diagramas de variación de Na_2O y

K_2O frente a SiO_2 muestran una dispersión demasiado grande, tratándose de una incongruencia propia de los procesos de removilización o adición de dichos componentes durante los procesos de alteración. Se aprecia entonces, la estrecha relación entre las evidencias de alteración, desvitrificación y silicificación denotadas por la petrografía y los datos provenientes del análisis geoquímico. Todas las rocas, sin importar su composición presentan signos claros de modificación en su composición química original. Como consecuencia de ello, resulta inútil el empleo de los elementos mayoritarios en el estudio de la química de los magmas (Lámina 4.25). La utilización de los elementos inmóviles resulta fundamental para poder concretar una evaluación correcta del quimismo de los magmas involucrados en el Ciclo Precuyano (Lámina 4.26). Teniendo en cuenta las mencionadas precauciones, la composición de las muestras obtenidas se ubica mayoritariamente en el campo de las andesitas y en menor medida en las dacitas para las coladas de esta unidad. El domo ácido junto con el nivel pumíceo de las secuencias piroclásticas 1b se encuentra en el campo de las dacitas, y el domo de autobrechas en el de las riolitas. El mismo tipo de precauciones debe utilizarse para el análisis de diagramas de elementos traza y tierras raras (Lámina 4.27). En el caso estudiado, existe una homogeneidad muy clara en los patrones observados entre las distintas muestras, lo que se condice con un origen magmático común. El enriquecimiento en elementos livianos se interpreta frecuentemente como la respuesta de un magma originado en un ambiente de arco magmático (p.e. Rollinson, 1993; Rogers y Hawkesworth, 2000). No es el propósito de esta tesis establecer el origen del magmatismo precuyano, aunque es importante destacar la señal detectada. Asimismo, se compara el tenor de tierras raras con composiciones promedio de la corteza total, la corteza inferior y superior a fin de destacar su fuerte similitud. Dado al fuerte grado de alteración de las rocas volcánicas precuyanas y sus derivados, es preferible ser muy cauto en la interpretación de los diagramas antes mencionados. En igual sentido, las evidencias de asimilación observadas constituyen un llamado de atención acerca de las modificaciones que pueden existir en la composición geoquímica actual de las rocas con respecto a la constitución original del magma que las origina.

Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas



Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
VC: Coladas y coladas dómicas	- Lavas con alteración diferencial en el techo, que han desarrollado un flujo caótico en su centro y otro paralelo al sustrato en sus bordes

- Cuerpos efusivos de geometría tabular (coladas) o levemente dómica (coladas dómicas)

- Lavas porfíricas, raramente afaníticas, de composición variable desde andesita a dacita

- Esta unidad se intercala frecuentemente con sucesiones de naturaleza aluvial y piroclástica

- Estructura de aspecto clástico en el techo de los cuerpos, definida por porciones centimétricas compuestas por roca relativamente fresca (pseudo clastos) rodeadas por una pseudo matriz alterada, no fragmentada. No hay evidencias de rotación de los clastos

- Desarrollo de zonas con alteración diferencial hacia los límites de la colada: se generan áreas de lava fresca separadas por áreas alteradas no fragmentadas. El aspecto es clástico con estructura en rompecabezas pero su origen no es mecánico sino que deviene de la alteración diferencial de la lava

- Desarrollo de foliación por flujo con dos configuraciones bien definidas: paralela al sustrato cerca de los bordes y caótica hacia el centro



Lámina 4.14

Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas

VC: Coladas y coladas dómicas		
- Lavas con alteración diferencial en la base y el techo, que han desarrollado un flujo interno paralelo al sustrato	- Lavas masivas con alteración diferencial en la base y el techo	- Lavas masivas

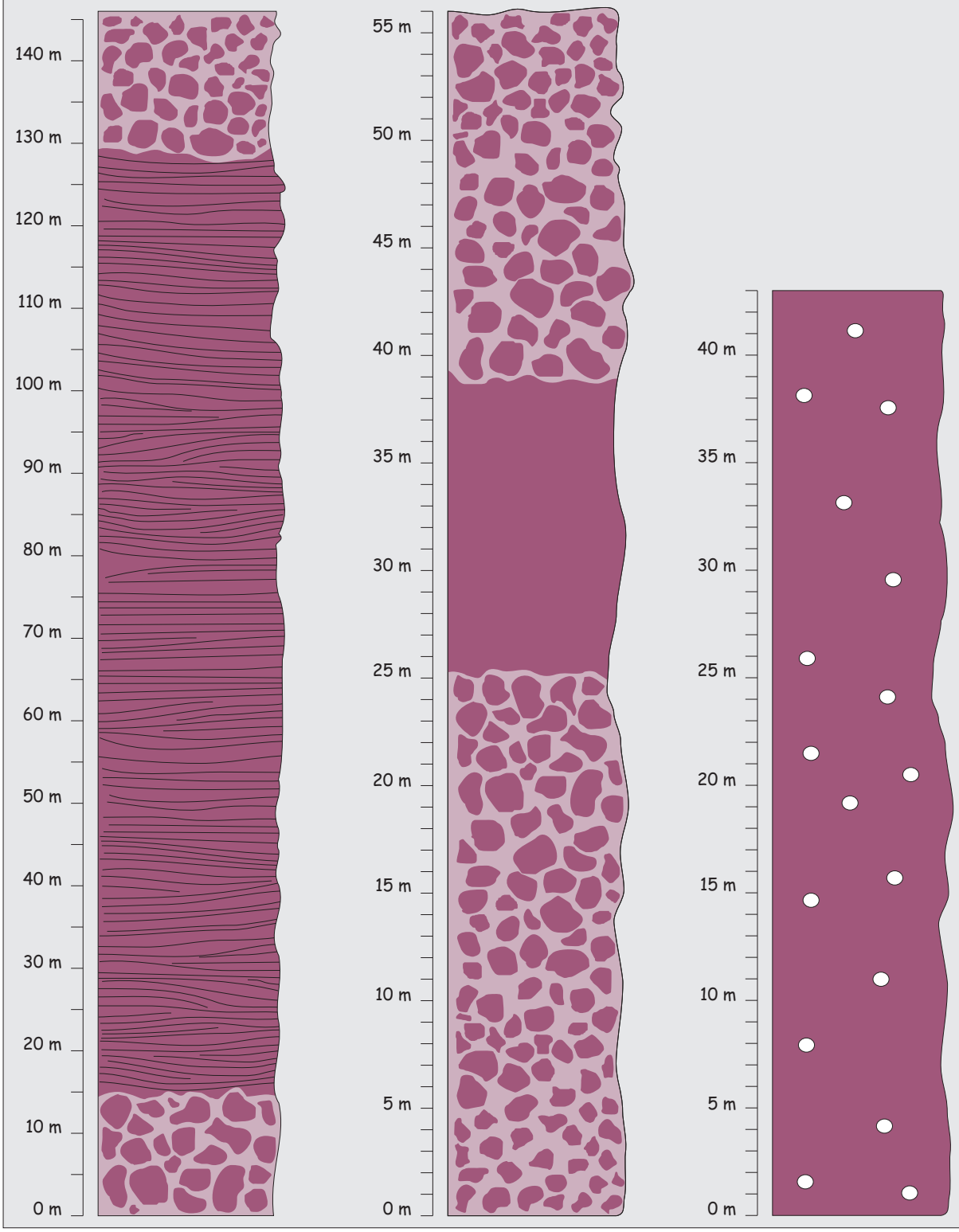


Lámina 4.15

Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas
- Bordes con alteración diferencial -



- Los bordes de los cuerpos de coladas y coladas dómicas se encuentran afectadas por un peculiar proceso de alteración diferencial donde se generan porciones de roca parecidas a fragmentos clásticos (pseudo clastos) rodeadas por áreas donde la alteración ha sido más pervasiva (pseudo matriz). En los estadios más avanzados, el aspecto general llega a ser el de una roca clástica

- En este caso se observa la transición donde lavas con aspecto coherente típico son afectadas por el proceso de alteración diferencial

- Aquí se observa cómo el avance de la alteración configura la forma característica de los pseudo clastos





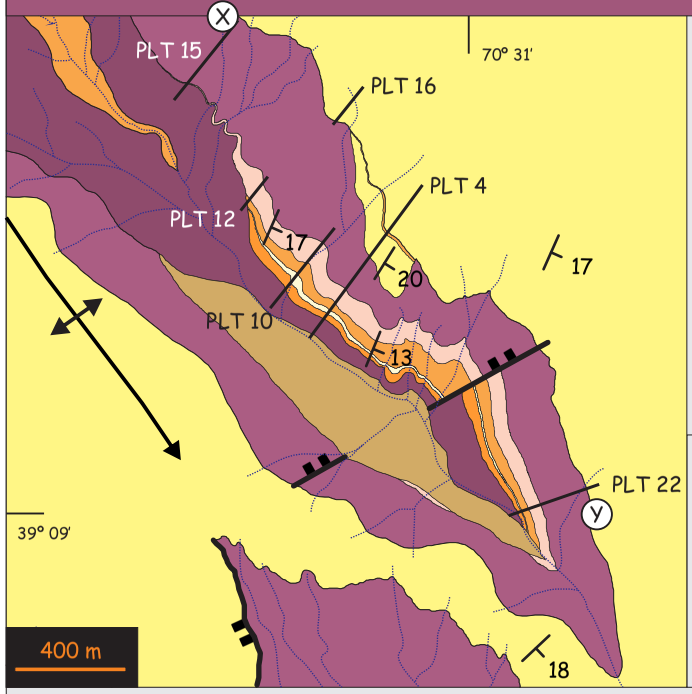
- Estructura en rompecabezas típica en los sectores más afectados por la alteración diferencial. Los límites de los pseudo clastos encajan perfectamente entre sí, rodeados por las zonas de mayor alteración (pseudo matriz). Cuanto mayor es el avance de la alteración más se dificulta reconocer la naturaleza no clástica de estas rocas. La estructura en rompecabezas representa un buen indicio de que los pseudo clastos no han sufrido rotación ni transporte

- En los sectores más externos de los cuerpos el grado de alteración es mucho más avanzado. El desarrollo de la pseudo matriz que envuelve a los pseudo clastos es mucho mayor y el aspecto general de la roca es francamente clástico



Lámina 4.16

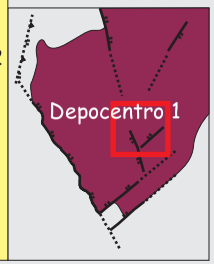
Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Localidad PLT



- Las coladas que conforman esta unidad se intercalan frecuentemente con sucesiones clásticas de diverso origen

- La topografía generada por las mismas coladas induce cambios laterales abruptos y muy notorios en la estratigrafía de sinrift

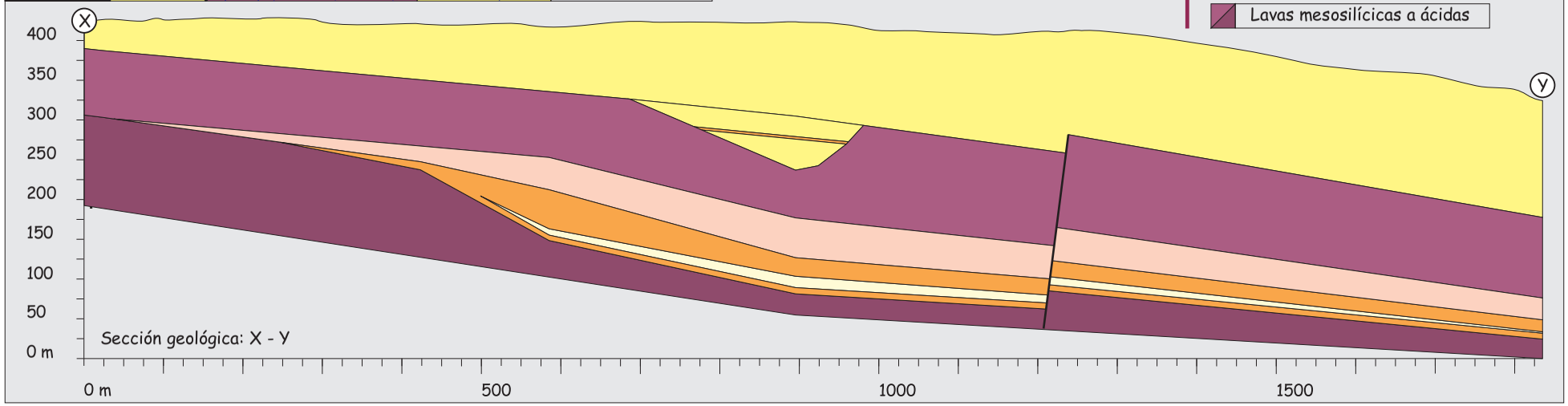
- Distintas coladas de lavas se amalgaman y la única manera de diferenciarlas entre sí es siguiendo las zonas de alteración diferencial ya descriptas, a lo largo de sus límites: bases y techos



Depósitos modernos

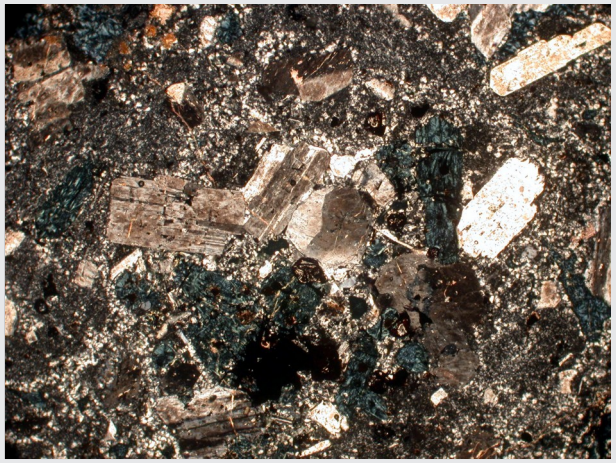
Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 1b
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas

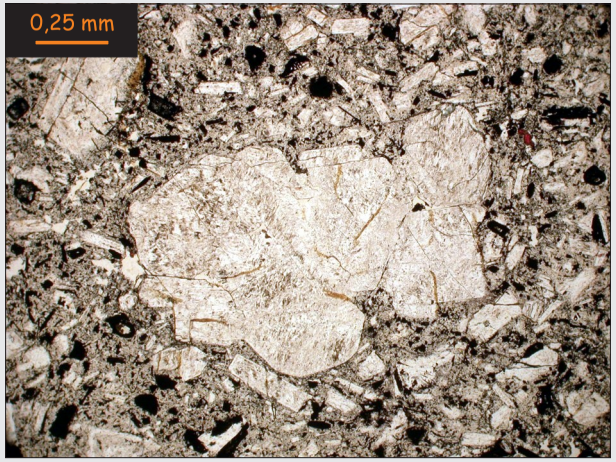


Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Petrografía 1



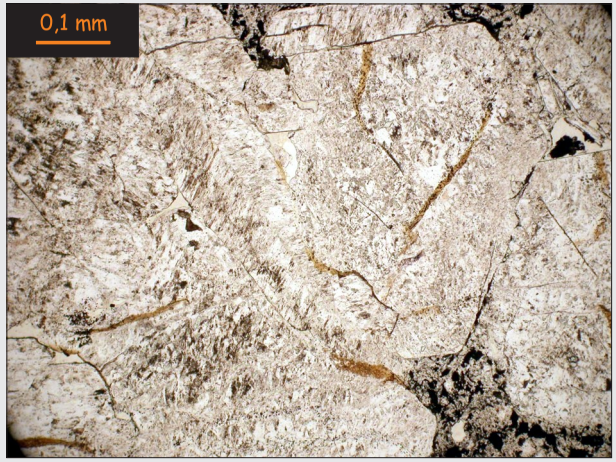


- Textura glomeroporfírica compuesta por fenocristales de plagioclasas y mafitos totalmente reemplazados a cloritas. Las plagioclasas se encuentran argilizadas y alteradas a calcita. La pasta consiste en un agregado microcristalino de tablillas de plagioclasas





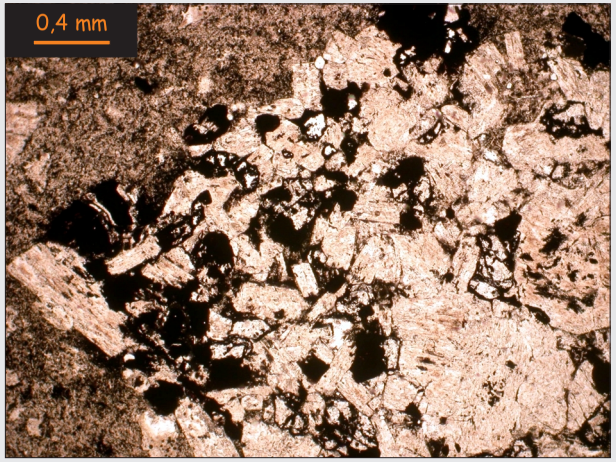
- Textura glomeroporfírica en un arreglo seriado compuesto al menos por tres generaciones de plagioclasas: las de mayor tamaño integran los grumos, las de menor tamaño conforman la pasta pilotáxica y las intermedias los fenocristales aislados en la pasta





- Las plagioclasas de los grumos son anhedrales a subhedrales y presentan una importante alteración a calcita y minerales de arcilla

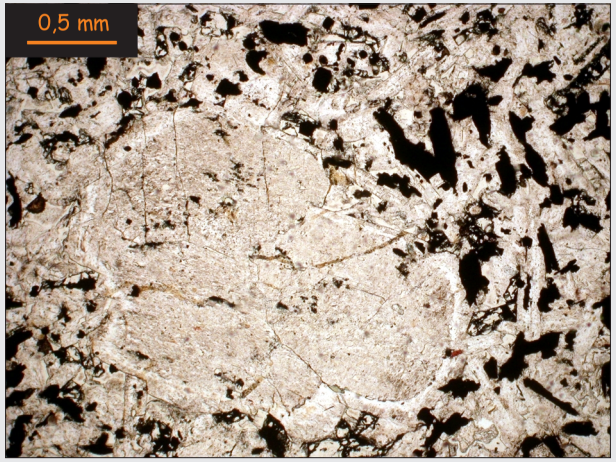
Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Petrografía 2

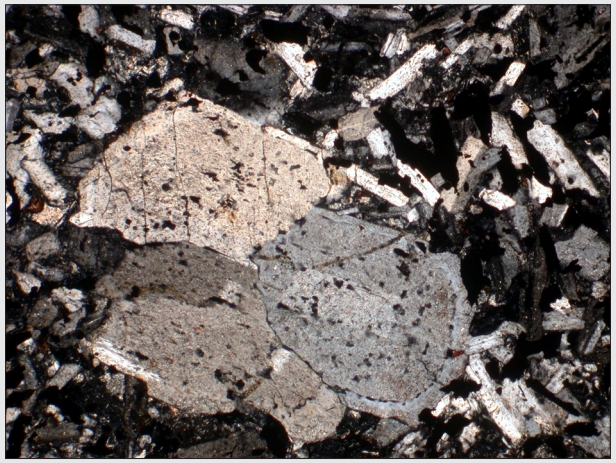




- Enclaves con textura intergranular rodeados por una pasta pilotáxica

- En los enclaves las plagioclasas están alteradas a argilominerales y calcita. Los mafitos están alterados a cloritas y minerales opacos





- Los enclaves exhiben grumos de plagioclasas anhedrales a subhedrales, con zonación. La textura del enclave es intergranular: conformada por minerales máficos y opacos en los intersticios entre las tablillas de plagioclasas. Los mafitos se encuentran completamente alterados a cloritas y opacos





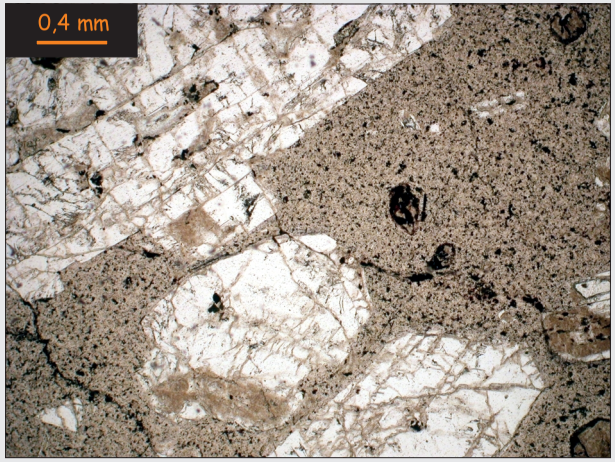
- Borde del enclave en contacto con la pasta de la roca. El encalve presenta algunos fenocristales prismáticos de minerales máficos totalmente reemplazados por clorita. Entre las tablillas de plagioclasa del enclave se hallan mafitos cloritizados y minerales opacos

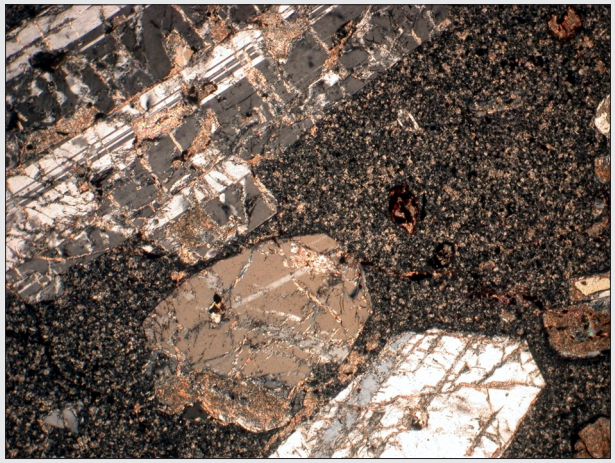
Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Petrografía 3





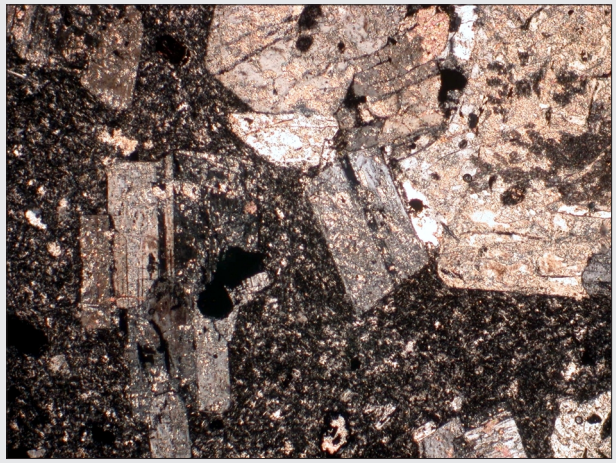
- Fenocristal de plagioclasa alterado a argilominarales, cloritas y calcita. La pasta posee una textura pilotáxica y porciones totalmente cloritizadas que podrían constituir dominios originalmente vítreos





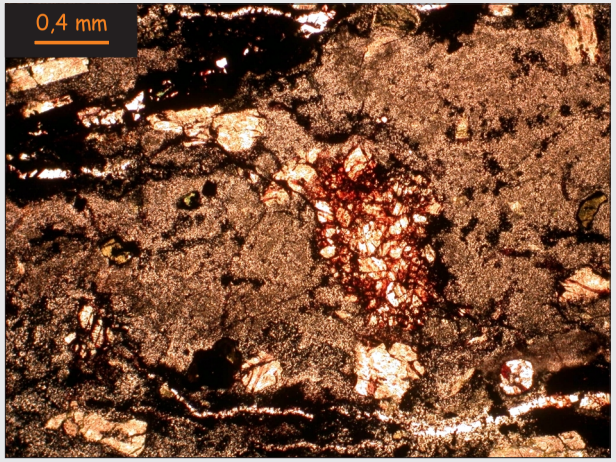
- Los fenocristales de feldespatos se encuentran notoriamente argilizados y sericitizados. Calcita y en menor medida epidoto, acompañan el proceso de alteración. Las pastas de composición ácida también sufren este tipo de alteración

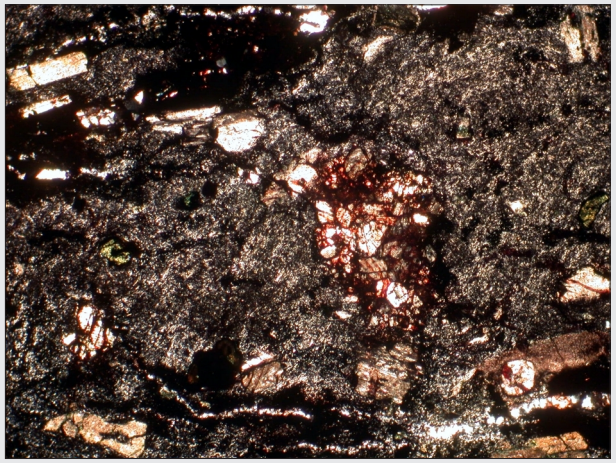




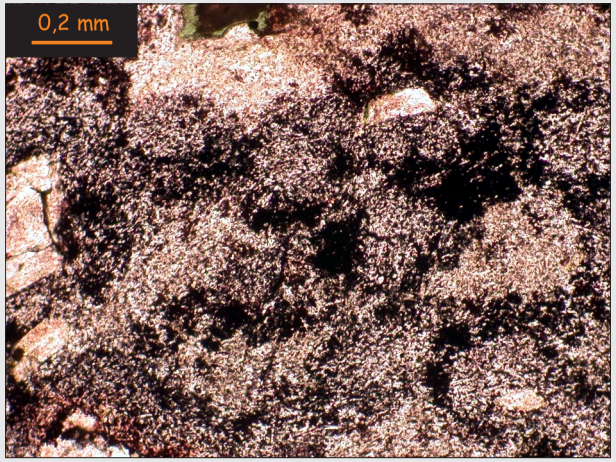
- Plagioclasas aisladas como fenocristales o agrupadas en grumos en una pasta pilotáxica. Se hallan fuertemente alteradas a calcita y argilominerales

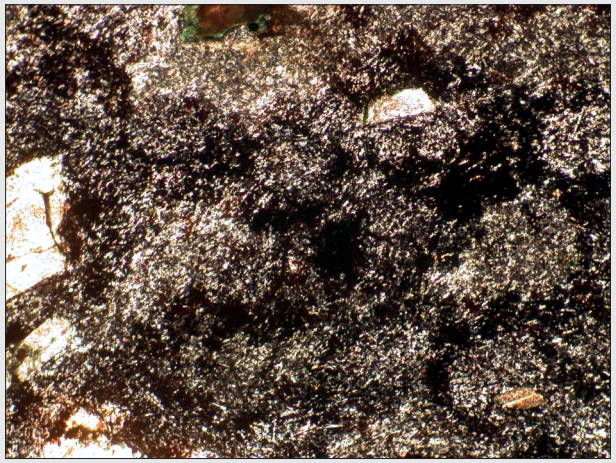
Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Petrografía 4



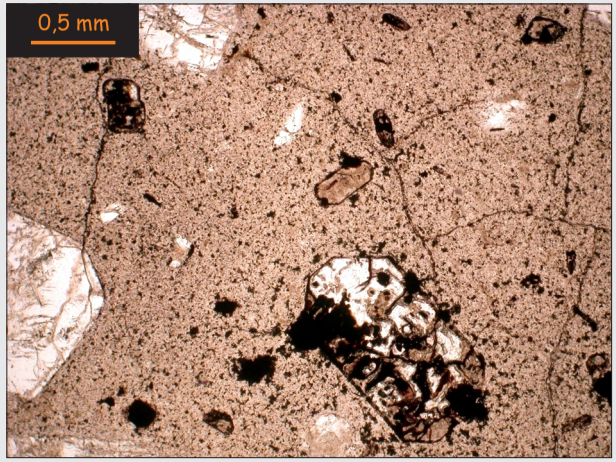


- Textura porfírica y glomeroporfírica de una lava con estructura fluidal. La alteración de los fenocristales es penetrativa: argilización y sericitización en los feldespatos. Los mafitos son reemplazados por cloritas, calcita, epidoto y minerales opacos





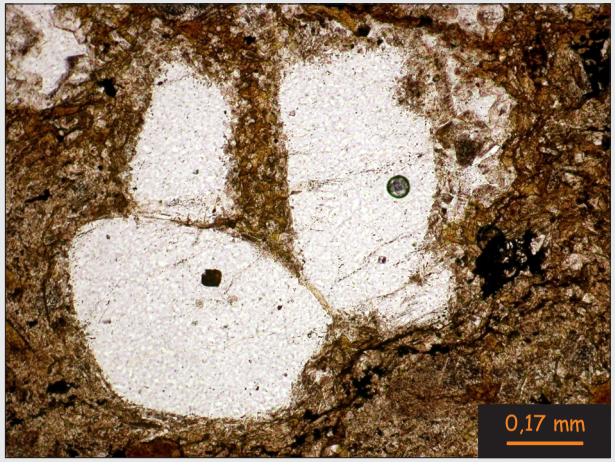
- El desarrollo pervasivo de texturas granofíricas y micropoiquilíticas en la pasta de lavas con estructura fluidal revelan el origen vítreo de la pasta

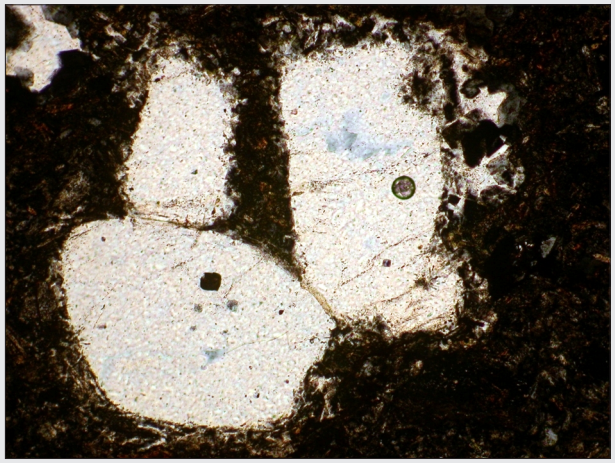




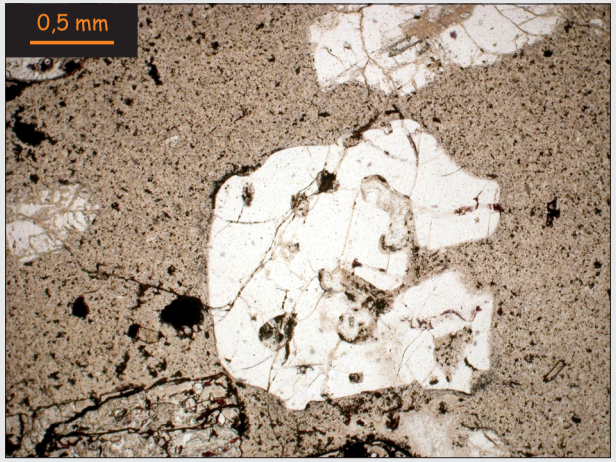
- Fenocristales prismáticos de mafitos totalmente reemplazados por clorita, calcita y minerales opacos. La pasta es felsítica con microlitos de opacos y desarrollo de fracturas

Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Petrografía 5



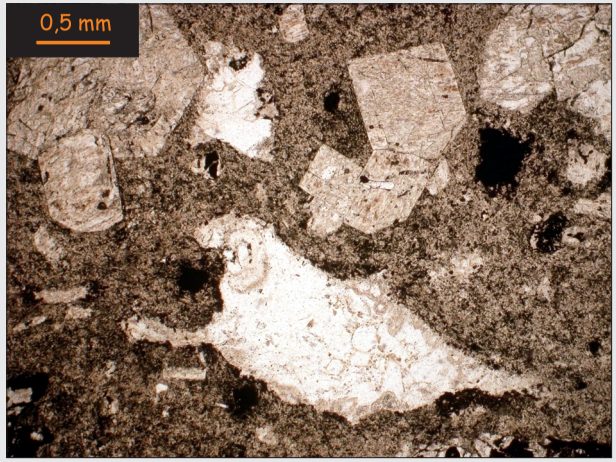


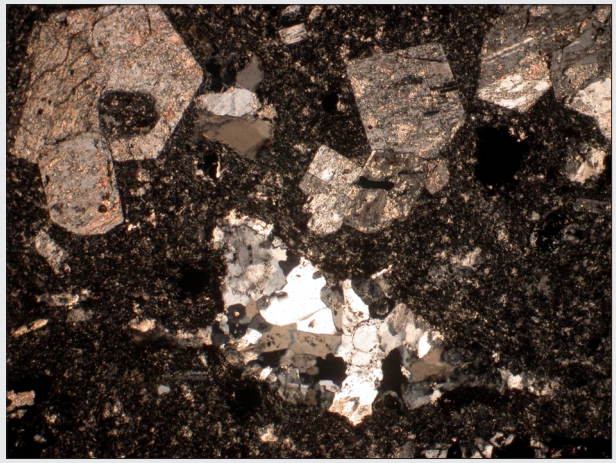
- Fenocristales de cuarzo con evidencias de reacción con la pasta hacia los bordes. Cristales muy pequeños de feldespato se desarrollan rodeando al cuarzo, a modo de coronas. La pasta de la roca es pilotáxica con porciones totalmente cloritizadas a partir del vidrio original





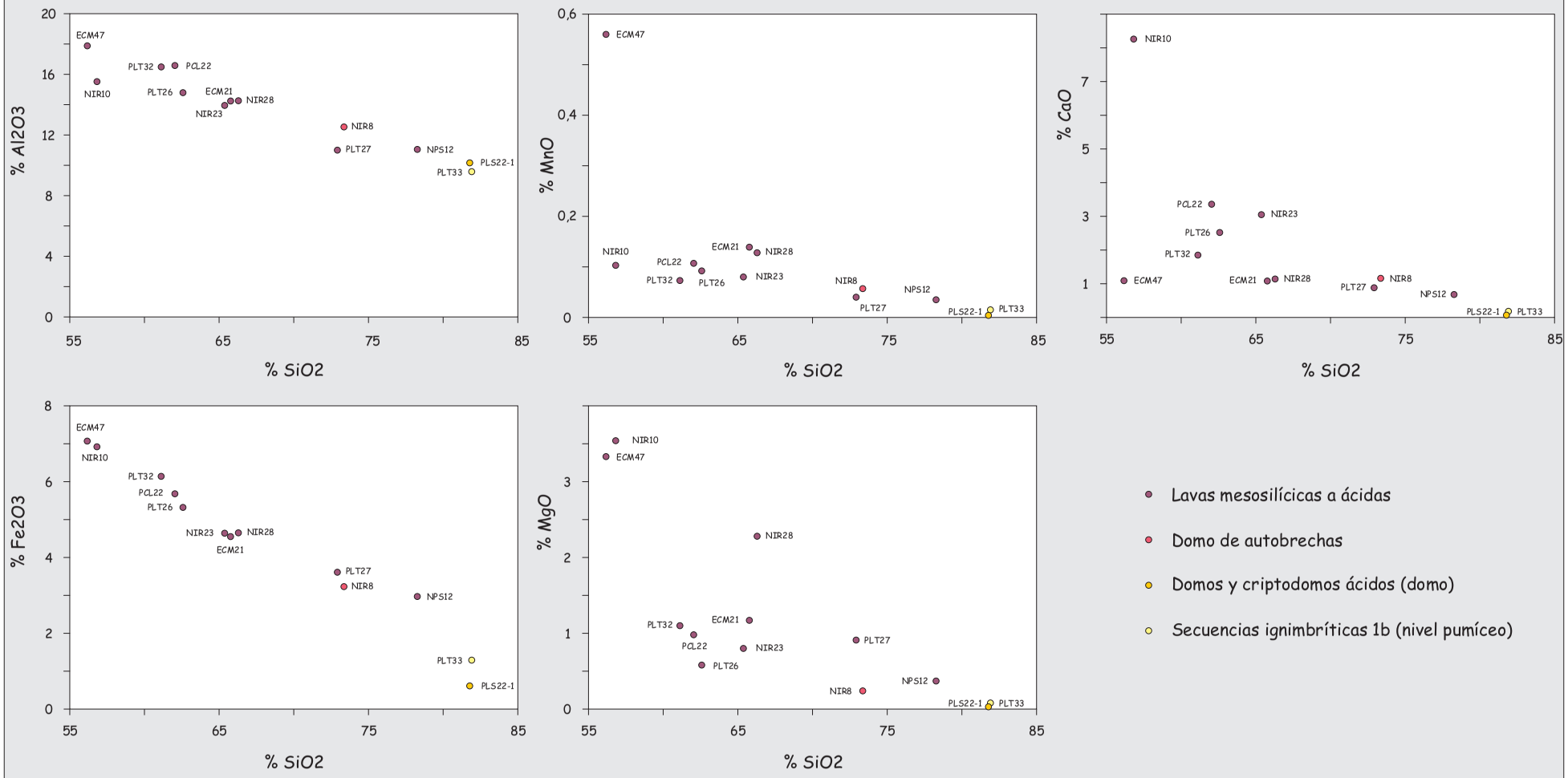
- Fenocristal de cuarzo con pronunciados engolfamientos rodeado por una pasta felsítica con microlitos de minerales opacos





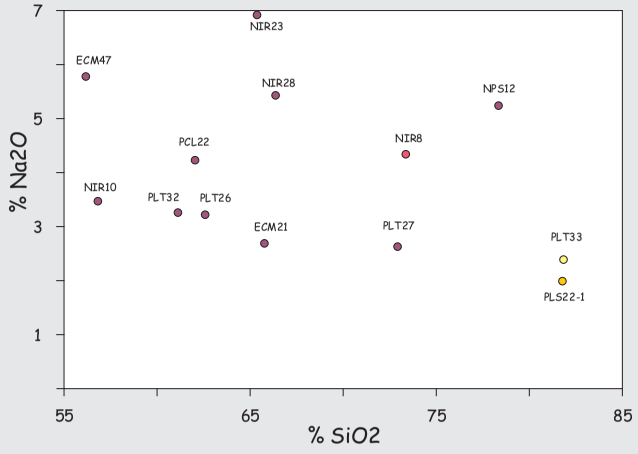
- Xenolito en desequilibrio con la pasta: bordes reabsorvidos y con signos de reacción. Corresponden a fragmentos de granitoides, y son muy frecuentes en las lavas adyacentes a los bordes del depocentro 1 (localidad LAO)

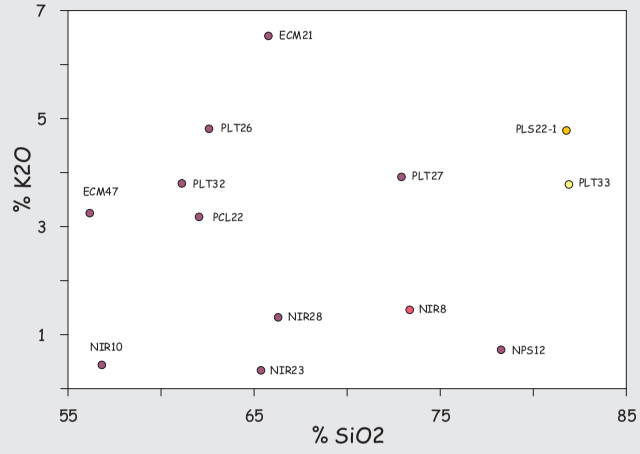
Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Geoquímica 1



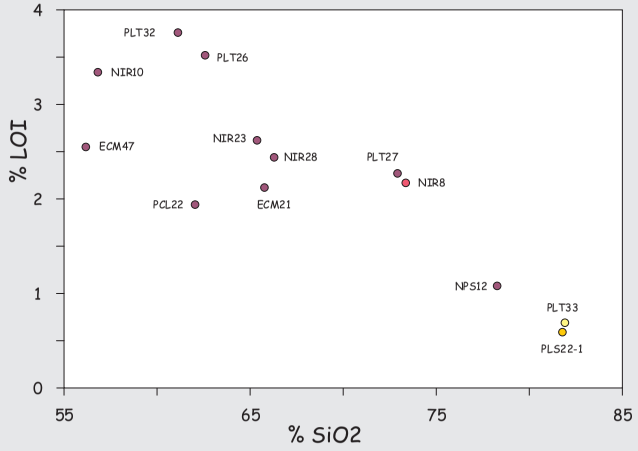
- La disminución en los contenidos de Al2O3, Fe2O3, MnO, MgO y CaO de acuerdo al aumento en SiO2 es la esperable para los procesos de diferenciación magmática normales

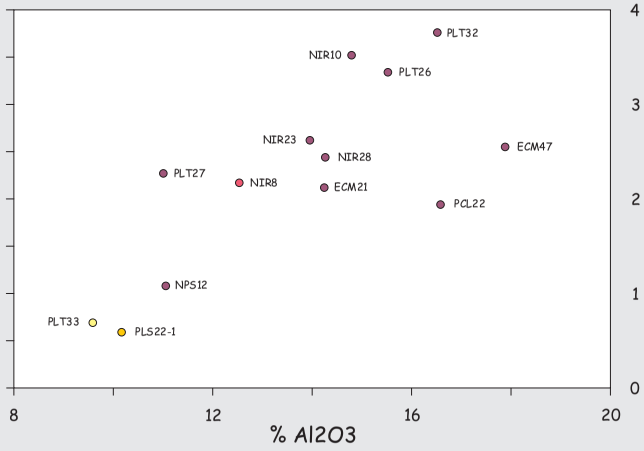
Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Geoquímica 2

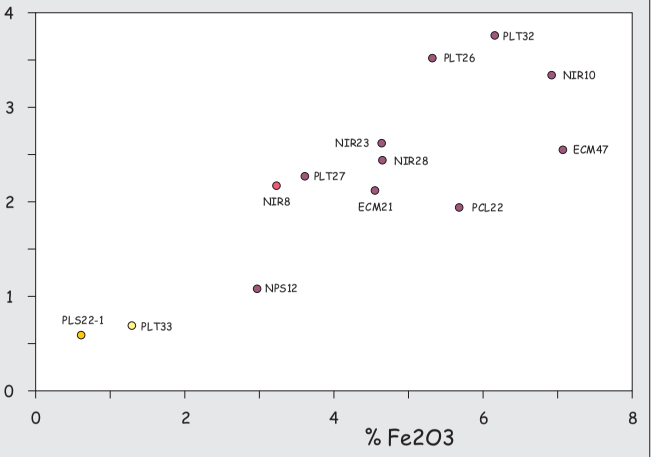




- La variación de Na2O y K2O de acuerdo al incremento en el contenido de SiO2 es incongruente y muestra una gran dispersión de los datos. Este tipo de arreglo denota la ocurrencia de procesos de remobilización o adisión de dichos álcalis a la roca, posteriores a su emplazamiento





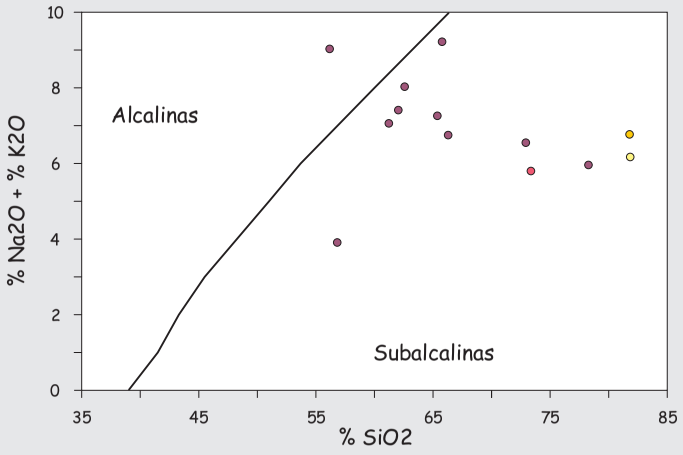


- Las muestras poseen una disminución en la cantidad de volátiles perdidos por ignición durante su análisis (LOI) de acuerdo al aumento en el contenido de sílice de las rocas, lo que se relaciona con procesos secundarios de silicificación

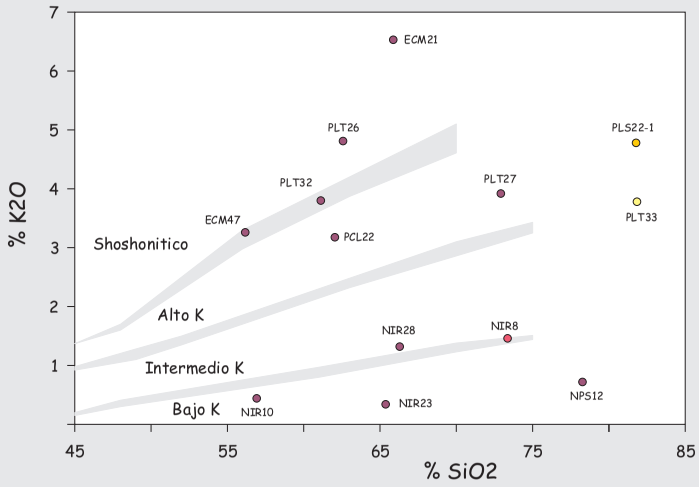
- De manera contraria, la cantidad de volátiles perdidos a medida que aumenta la proporción de Al2O3 y Fe2O3 en las rocas es también creciente. Esto permite asumir la ocurrencia de procesos de alteración de las rocas y la consiguiente remobilización del aluminio y hierro de los minerales constituyentes originales

Lavas mesosilícicas a ácidas | Domo de autobrechas | Domos y criptodomos ácidos (domo) | Secuencias ignimbríticas 1b (nivel pumíceo)

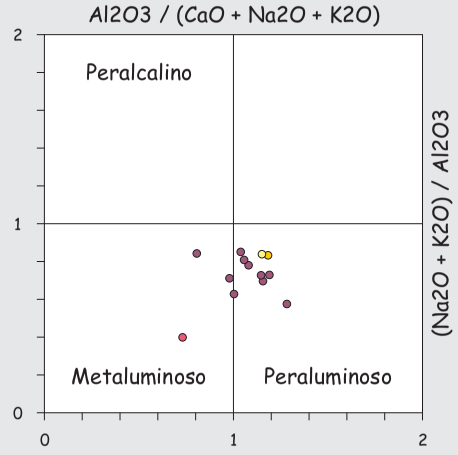
Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Geoquímica 3



- De acuerdo a los contenidos de álcalis y sílice el magmatismo ocurrido durante el Ciclo Precuyano es de tipo subalcalino



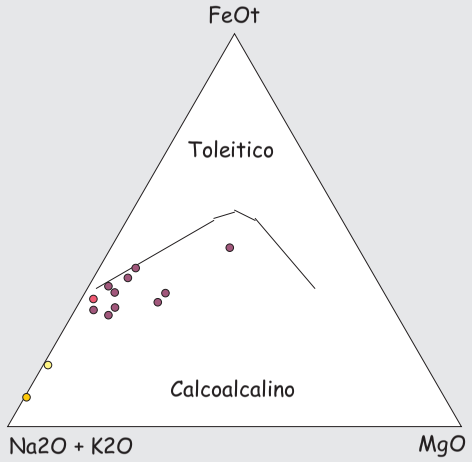
- La gran dispersión de valores de K2O es inconsistente con la esperable para un conjunto natural de rocas que comparten un mismo origen



- La mayor parte de las muestras se sitúan dentro del campo de las rocas peraluminosas

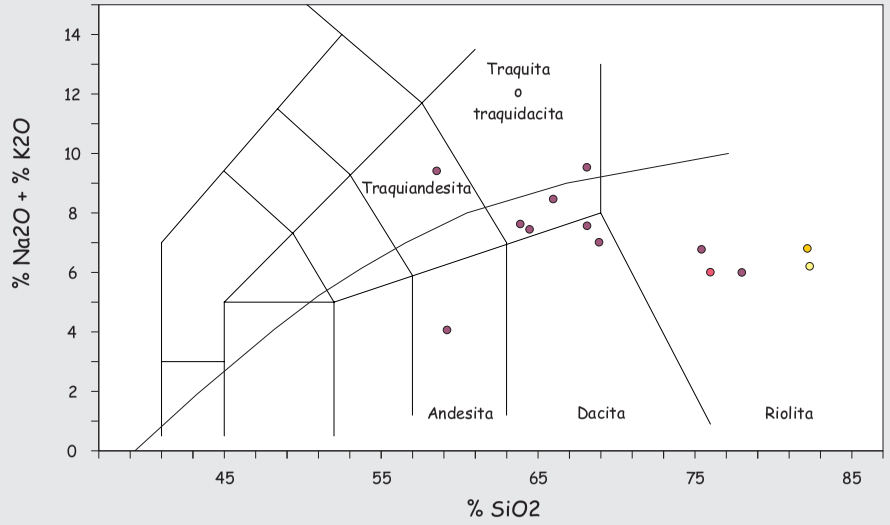
- La distribución de las muestras en un diagrama AFM indica que el magmatismo es de tipo calcoalcalino

- La posible movilización de aluminio, hierro, sodio y potasio advertida imposibilitan la utilización de los diagramas de discriminación geoquímica clásicos. Su uso hace que la información resultante sea incongruente y confusa



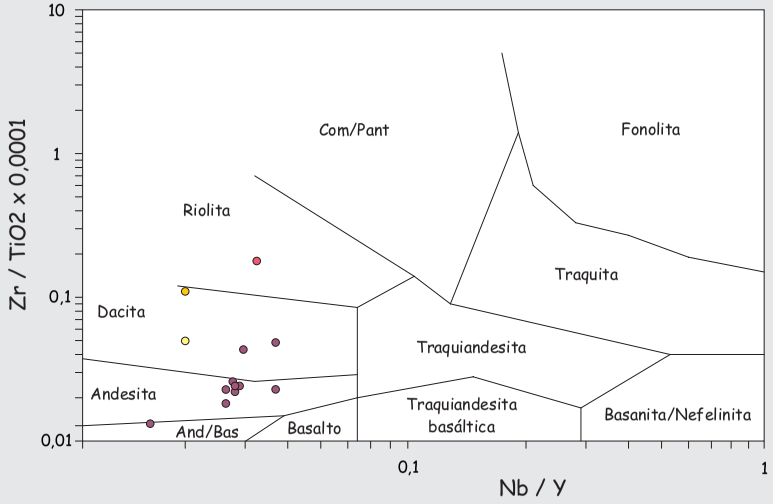
Lavas mesosilícicas a ácidas | Domo de autobrechas | Domos y criptodomos ácidos (domo) | Secuencias ignimbríticas 1b (nivel pumíceo)

Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Geoquímica 4



- En el diagrama clasificatorio de álcalis y sílice (TAS) las muestras siguen un ordenamiento en general subalcalino, desde andesitas a riolitas

- Las muestras ubicadas en los campos de las traquiandesitas y traquitas o traquidacitas poseen contenidos anormalmente altos de K2O, como se hizo notar precedentemente



- En un diagrama clasificatorio con elementos inmóviles el ajuste dentro de las rocas pertenecientes a la serie subalcalina es significativamente mejor

- El predominio de las andesitas por sobre dacitas y riolitas, al contrario de lo que ocurre en el diagrama TAS, pone de manifiesto la silicificación sufrida por las rocas

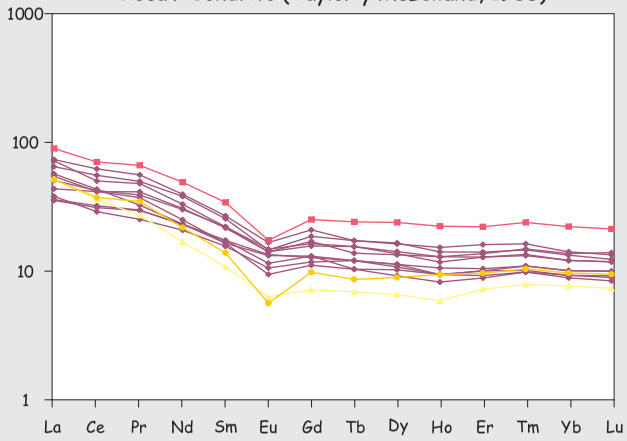
- Los diversos procesos de alteración y silicificación sufridos por las rocas estudiadas constituyen una variable predominante en los productos magmáticos del Ciclo Precuyano

- Los análisis sobre su composición y su geoquímica deben necesariamente realizarse a partir de elementos inmóviles

Lavas mesosilícicas a ácidas · Domo de autobrechas · Domos y criptodomos ácidos (domo) · Secuencias ignimbríticas 1b (nivel pumíceo)

Unidad de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas - Geoquímica 5

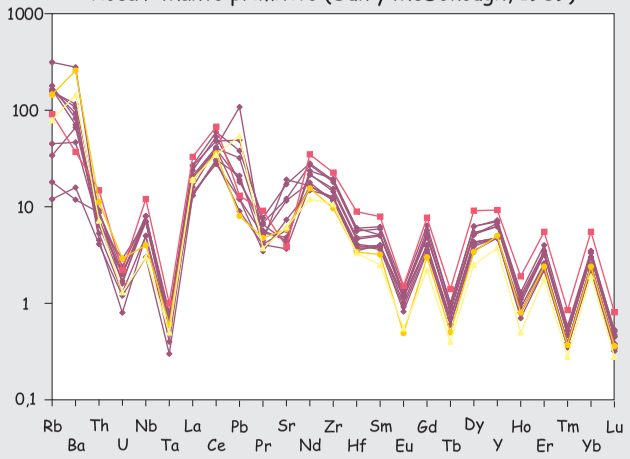
Roca / Condrito (Taylor y McLelland, 1985)



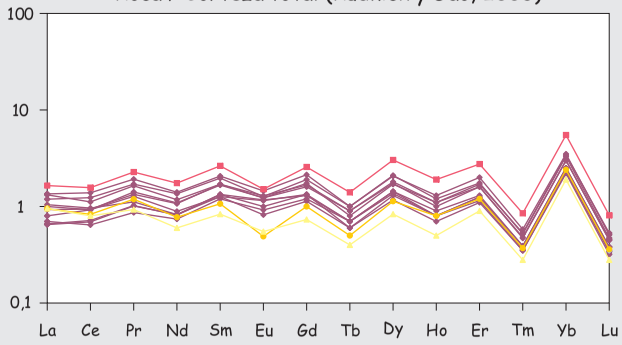
- La homogeneidad en los valores entre las distintas muestras denota una fuente común para el magma que origina las rocas

- Se observa un enriquecimiento en los elementos livianos frente a los pesados

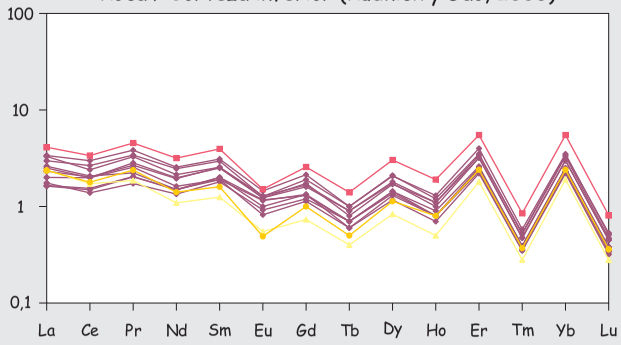
Roca / Manto primitivo (Sun y McDonough, 1989)



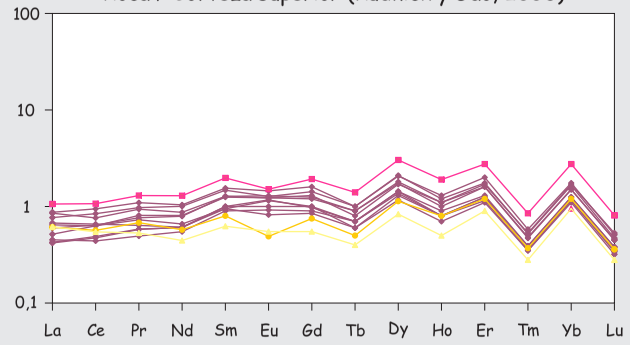
Roca / Corteza total (Rudnick y Gao, 2003)



Roca / Corteza inferior (Rudnick y Gao, 2003)



Roca / Corteza superior (Rudnick y Gao, 2003)



- El tenor de tierras raras es muy semejante al valor promedio para la corteza

- Las rocas poseen un enriquecimiento en tierras raras con respecto al valor esperado para la composición media de la corteza inferior

- La composición de tierras raras es semejante a la de la corteza superior, aunque levemente deprimida en los elementos más livianos

Lavas mesosilícicas a ácidas | Domo de autobrechas | Domos y criptodomos ácidos (domo) | Secuencias ignimbríticas 1b (nivel pumíceo)

4.2.2 - Domo de autobrechas - DAB

Se trata de un único cuerpo que aflora en la localidad NIR, hacia la parte inferior de la estratigrafía del sinrift. Se trata de un domo completamente constituido por autoclastos foliados de composición riolítica aglutinados en una pasta afanítica. Su derrame se produce por encima de una de las coladas que integran la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas (Láminas 4.28 a 4.30).

El proceso de autobrechamiento es muy común en las coladas y domos subaéreos de composición ácida (McPhie *et al.*, 1993 y Németh y Martin, 2007). Por lo general, conservan su interior formado por lavas coherentes y los mismos autoclastos de sus bordes terminan redepositándose a su alrededor por colapso gravitacional. En este caso particular, no se han detectado litofacies de lavas coherentes, ni depósitos clásticos originados por la erosión del domo. Tampoco es posible establecer su relación concreta con las demás unidades volcánicas efusivas definidas para el Ciclo Precuyano. Su composición es más ácida que la de las lavas mesosilícicas a ácidas (desarrollado en la sección geoquímica en lavas mesosilícicas a ácidas, láminas 4.23 a 4.27), pudiendo parecerse más en ese sentido a los domos y criptodomos ácidos. De todas maneras, su posición estratigráfica es muy diferente a esta última unidad. Los criptodomos intruyen sucesiones que son más jóvenes, y todos los domos se derraman sobre un mismo nivel estratigráfico justo por debajo de las secuencias piroclásticas 1b. De existir un origen común en cuanto al magma que alimenta dicha unidad, el domo de autobrechas constituiría un evento efusivo-extrusivo anterior al emplazamiento de los criptodomos y domos. Siendo así, es preferible no incluirlo dentro de la misma unidad. Por eso, se lo asigna a una unidad diferente.

Unidad de acumulación: Domo de autobrechas

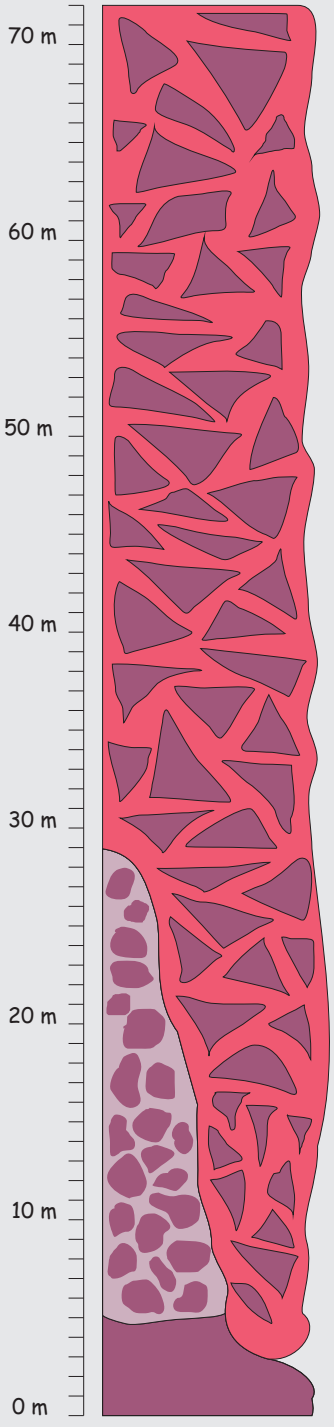
Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
VD: Domos	- Lavas autobrechadas derramadas sobre un sustrato irregular

- Cuerpo efusivo de forma dómica

- Lavas autobrechadas de composición riolítica conformadas por fragmentos angulosos, foliados, de textura afanítica o porfírica con pocos fenocristales entre las laminillas de la foliación

- El derrame se produce por encima de la superficie irregular de las coladas de lavas mesosilícias a ácidas

- El domo posee una configuración homogénea y carece de cualquier tipo de zonación interna en cuanto a su estructura, textura o composición





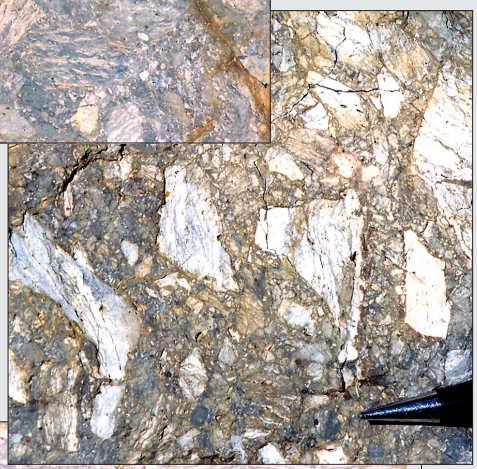
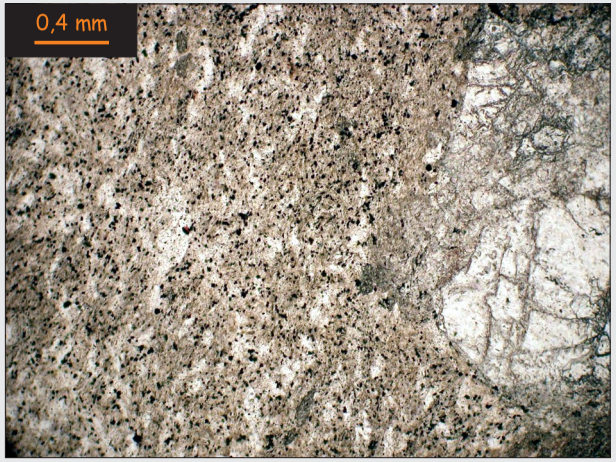
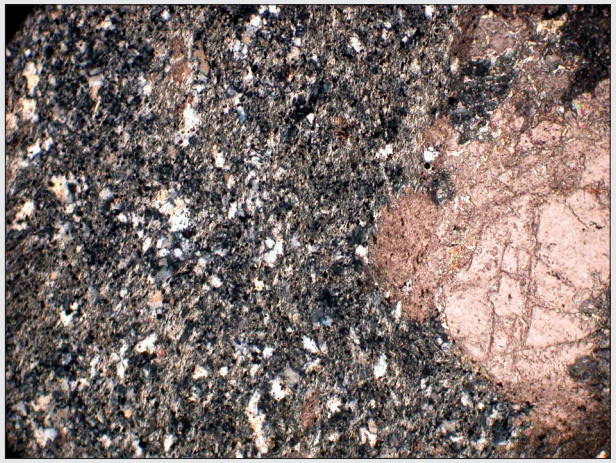




Lámina 4.28

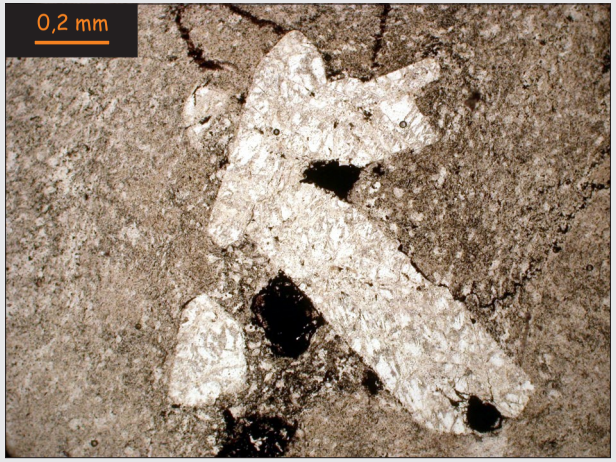
Unidad de acumulación: Domo de autobrechas - Petrografía





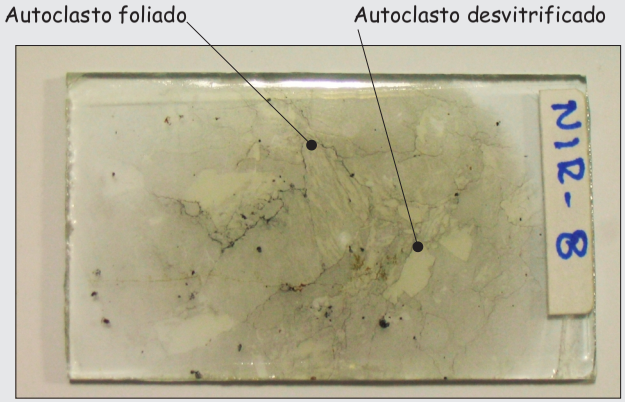
- Fenocristal de feldespato totalmente reemplazado por calcita

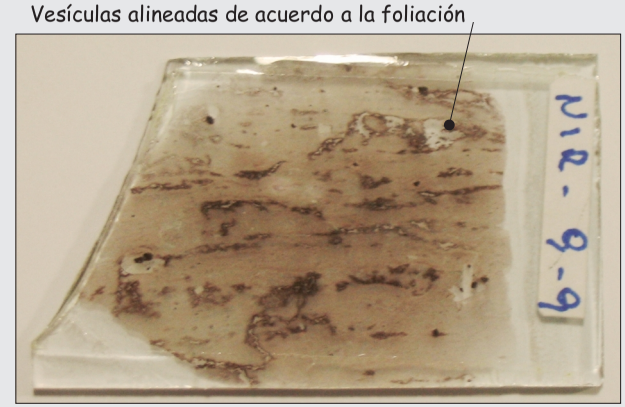
- La pasta se encuentra notoriamente sericitizada y desvitrificada a un arreglo micropoiquilítico de cristales de cuarzo y feldespato





- Textura glomeroporfírica donde se aprecian grumos compuestos por fenocritales euhedrales a subhedrales de plagioclasas y minerales opcaos



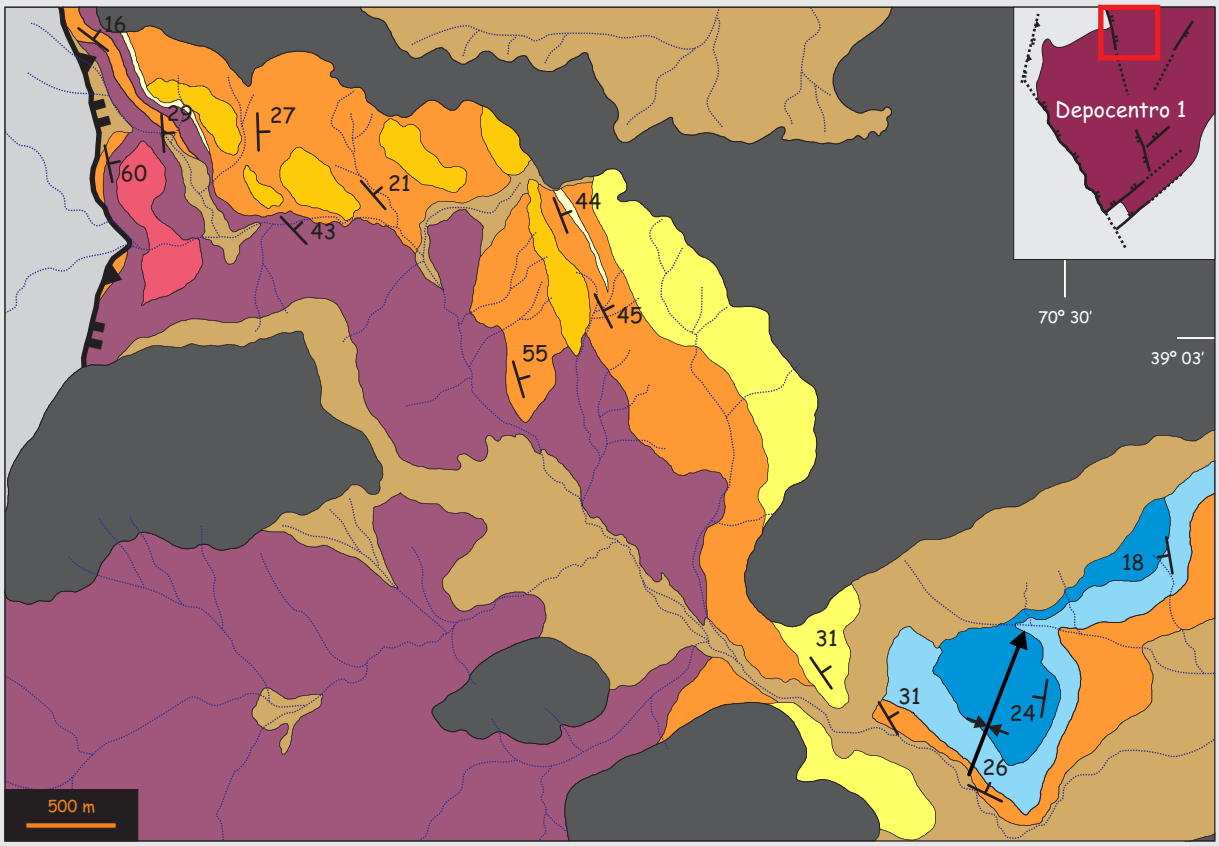


Corte delgado de un autoclasto

- El tamaño de los autoclastos resulta muy diverso. Su típica estructura fluidal llega a perderse en los autoclastos más pequeños por los procesos de desvitrificación y sericitización

Unidad de acumulación: Domo de autobrechas
- Localidad NIR -

- La unidad se compone de un único cuerpo que aflora hacia la base de la sucesión precuyana en la localidad NIR



Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
Calizas marinas someras
Epiclásticos marinos someros

Ciclo Precuyano
Secuencias piroclásticas 1b
Criptodomos ácidos
Secuencias piroclásticas 1a
Sistemas aluviales volcaniclásticos
Domo de autobrechas
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico

- La relación del domo de autobrechas con las demás unidades volcánicas efusivas del Ciclo Precuyano es incierta

- Su composición riolítica lo emparenta con la de los domos y criptodomos ácidos. Sin embargo, su posición estratigráfica se contradice con ello: los criptodomos se intruyen prácticamente a lo largo de toda la estratigrafía de sinrift, pero los domos sólo se extruyen por debajo de las secuencias piroclásticas 1b, hacia el tope del Ciclo Precuyano

Lámina 4.30

4.2.3 - Domos y criptodomos ácidos - DCA

En esta unidad se incluye un conjunto de cuerpos volcánicos y subvolcánicos emparentados en su composición, geometría, textura – estructura y modo de emplazamiento (Láminas 4.31 a 4.38). Son lavas riolíticas a dacíticas, conspicuamente foliadas, con un muy bajo grado de cristalización que se encuentran notoriamente afectadas por procesos de desvitrificación y silicificación tempranas. La viscosidad original de las lavas se aprecia en la geometría dómica característica de los cuerpos intrusivos (criptodomos) y efusivos (domos). Las características geoquímicas de esta unidad se presentan en conjunto con las lavas mesosilísicas ácidas en la sección geoquímica (Láminas 4.23 a 4.27).

Los domos presentan una organización relativamente sencilla en su estructura interna. La foliación es paralela al sustrato en sus bases y luego se torna totalmente caótica hasta el tope del cuerpo (Lámina 4.31). Su derrame se produce por encima de coladas de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas y directamente por debajo de las secuencias piroclásticas 1b, en las localidades PLS y PCL (Lámina 4.38). Es común que los domos de este tipo posean techos extrusivos y que generen erupciones piroclásticas y posean depósitos epiclásticos asociados (McPhie *et al*., 1993 y Németh y Martin, 2007). El crecimiento de los domos a partir de lavas ácidas muy viscosas suele devenir en erupciones frecuentes, con anillos de tobas de gran volumen (Brooker *et al*., 1993). A propósito de esto, es sugerente evaluar la presencia de las secuencias piroclásticas 1b por encima, de composición semejante, como el producto piroclástico extrusivo de estos domos. Sin embargo, la calidad de los afloramientos impide corroborar fehacientemente dicha hipótesis. Tampoco se hallaron los conductos de emisión que conducen hasta la superficie a las lavas que alimentan los domos.

Los criptodomos en cambio revelan una estructura un poco más compleja (Láminas 4.32 y 4.33). Las litofacies de los bordes se diferencian claramente de las centrales por presentar un caparazón de brechas hidromagmáticas cementadas por sílice en su porción más externa, seguida por niveles de esferulitas y litofisas ordenadas de acuerdo a la foliación, dispuesta de manera paralela a los contornos del cuerpo. Hacia el interior poseen una muchísima menor proporción de litofisas y esferulitas y su foliación es caótica. Las esferulitas y litofisas se generan por la desvitrificación a altas temperaturas de vidrio volcánico todavía en estado plástico, acompañado de fluidos ricos en agua y álcalis (Lofgren, 1971 y McPhie *et al*., 1993). La forma de las esferulitas es indicadora de la temperatura a la que se produce la desvitrificación. En los criptodomos estudiados prácticamente en su totalidad son de tipo esférico, lo que se condice con temperaturas no mayores a los 400º C (Lofgren, 1971). Al igual que lo que ocurre con las brechas hidromagmáticas, la presencia de las esferulitas y las litofisas implica necesariamente la

existencia de agua en el sistema (Lofgren, 1971). La intrusión de las lavas que dieron lugar a los criptodomos se produce en depósitos de los sistemas aluviales volcaniclásticos (Lámina 4.37), que seguramente se encontraban originalmente humedecidos. Estos son psefíticos y muy porosos, por lo que es muy factible que constituyeran sistemas acuíferos en el subsuelo. No se han encontrado sin embargo, peperitas ni hialoclastitas que son típicas en los cuerpos intrusivos en sedimentos húmedos subácueos (Hanson y Wilson, 1993; Hanson y Hargrove, 1999; Doyle y McPhie, 2000 y Stewart y McPhie, 2003).

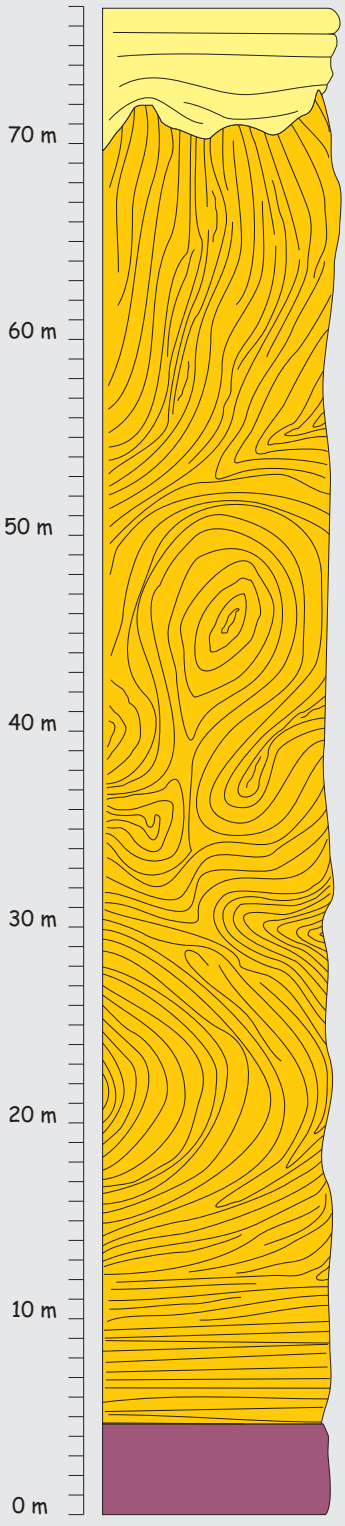
Todos los criptodomos observados se ubican en la localidad NIR (Lámina 4.37). Algunos de ellos conservan los diques alimentadores. Estos se componen de riolitas foliadas de manera paralela a los bordes, evidenciando el sentido de flujo de la lava durante el crecimiento de los intrusivos. La orientación de los diques es coincidente con el rumbo del sistema de fallas de borde del depocentro 1 en dicha localidad, pero la inclinación es contraria, constituyendo un sistema antitético al del borde. El ascenso y movilización del magma posee entonces una fuerte vinculación con la actividad extensional en el depocentro.

Los procesos de desvitrificación tan característicos de esta unidad (Láminas 4.34 a 4.36) implican que la constitución original de los cuerpos era predominantemente vítrea (Lofgren, 1971 y McPhie *et al*., 1993). Las diferencias detectadas entre domos y criptodomos responden a la naturaleza de su propio emplazamiento: intrusivo o efusivo-extrusivo. La silicificación tan conspicua se acompaña de argilización y sericitización como parte de la alteración producida hacia el final de su enfriamiento o posteriormente durante su diagénesis (Gifkins *et al*., 2005).

Los criptodomos se emplazan en diferentes niveles a lo largo de prácticamente toda la estratigrafía del Ciclo Precuyano aflorante en la localidad NIR. Sin embargo, ningún criptodomo llega a intruir a las secuencias piroclásticas 1b, hallándose alojados siempre en rocas más antiguas. Sólo los domos se encuentran en contacto con esta unidad, ubicándose la totalidad de los cuerpos efusivos directamente por debajo de ella. De esta relación se deduce que los domos se derraman más o menos de manera sincrónica durante el mismo intervalo estratigráfico. Los criptodomos constituyen el componente intrusivo de un proceso que si bien puede poseer varios pulsos, constituye un mismo evento magmático, controlado por la estructuración extensional ocurrida hacia la parte final de la evolución del Ciclo Precuyano en el depocentro 1.

Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
VD: Domos	- Cuerpos lávicos con forma dómica efusivos. Desarrollo de foliación por flujo con diferentes direcciones en los bordes y en el interior



- Lavas de composición riolítica a dacítica que presentan una foliación por flujo muy conspicua. Las lavas son de textura afanítica y se encuentran intensamente silicificadas

- Diques alimentadores en la base de los cuerpos

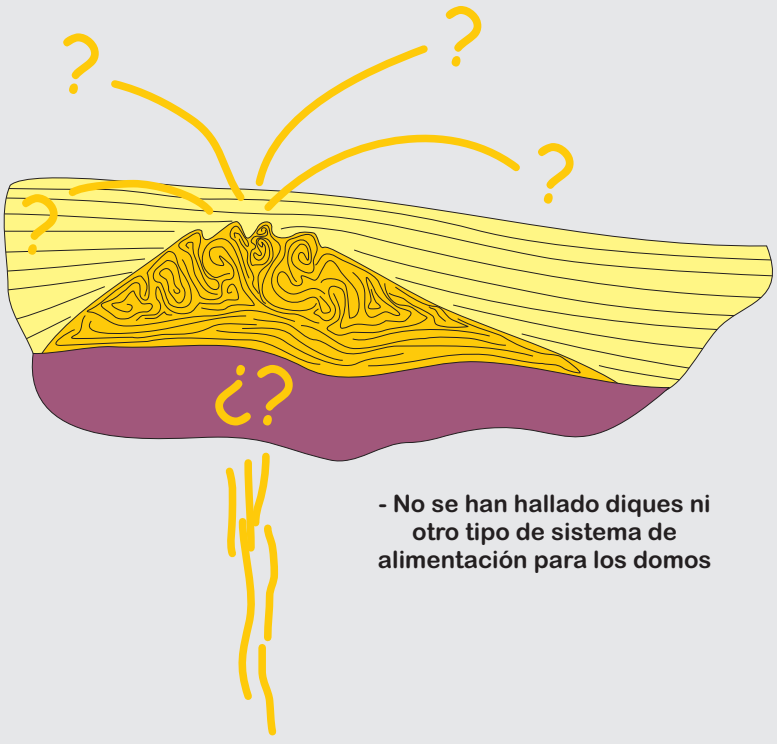
- La foliación es paralela al piso del domo en los primeros metros cercanos a su base

- La mayor parte del volumen del domo presenta una foliación dispuesta de manera totalmente caótica

- Los domos se desarrollan sobre coladas dómicas pertenecientes a la unidad de lavas mesosilícias a ácidas

- Por encima de los domos se disponen las potentes secuencias piroclásticas 1b

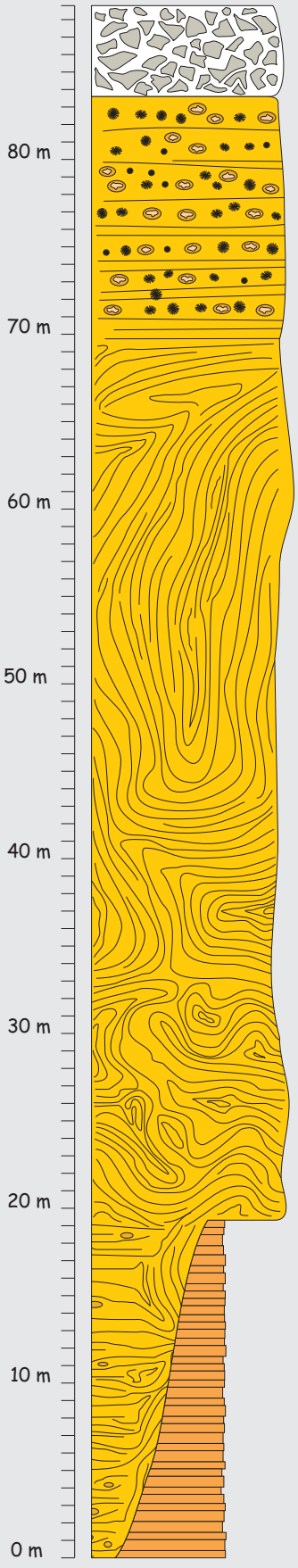
- Aunque cabe la posibilidad de que los techos sean eruptivos, se desconoce si los domos poseen un equivalente piroclástico extrusivo



- No se han hallado diques ni otro tipo de sistema de alimentación para los domos

Lámina 4.31

Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos



Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
VR: Criptodomos	- Cuerpos lávicos con forma dómica intrusivos. Presencia de diques alimentadores en la base

- Lavas de composición riolítica a dacítica, variablemente silicificadas, que presentan una foliación por flujo muy conspicua

- Diques alimentadores en la base de los cuerpos

- La foliación es paralela a los límites de los cuerpos en proximidad a las paredes de los diques y a los bordes y techo de los criptodomos

- La foliación se dispone de manera totalmente caótica hacia el interior del cuerpo. Presencia de pliegues por flujo, ptigmáticos y desenraizados

- Presencia de fenocristales con evidencias de rotación

- Fragmentación autoclástica, autobrechamiento, y cementación con sílice de los autoclastos en los techos de los cuerpos

- Desarrollo de zonas con esferulitas ordenadas en bandas paralelas a los límites de los cuerpos: Desvitrificación de alta temperatura con presencia de agua en el sistema

- Estos cuerpos se encuentran intruyendo sucesiones piroclásticas y aluviales volcaniclásticas



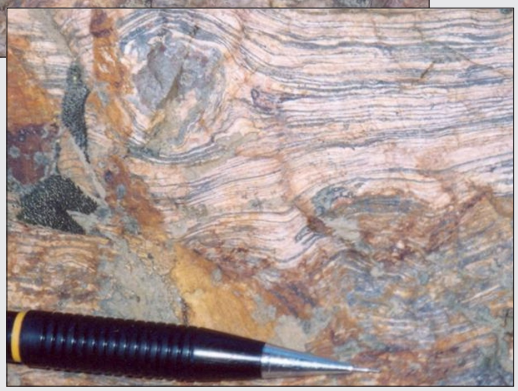
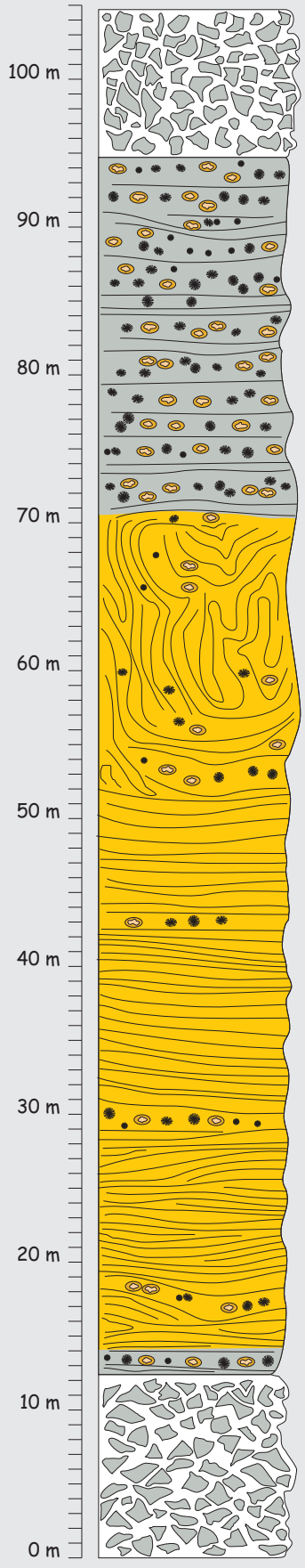


Lámina 4.32

Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos



Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
VR: Criptodomos	- Cuerpos lávicos con forma dómica intrusivos. Sin desarrollo de diques alimentadores visibles

- Lavas de composición riolítica a dacítica, variablemente silicificadas, que presentan una foliación por flujo muy conspicua

- No desarrollan estructuras alimentadoras visibles

- La foliación es paralela a los límites de los cuerpos en proximidad a las paredes de los diques y a los bordes y techo de los criptodomos

- De manera restringida, hacia el centro de los cuerpos, la foliación se dispone de manera totalmente caótica. Presencia de pliegues por flujo, ptigmáticos y desenraizados

- Presencia de fenocristales con evidencias de rotación

- Fragmentación autoclástica, autobrechamiento, y cementación con sílice de los autoclastos en los techos, bordes y pisos de los cuerpos

- Desarrollo de zonas con esferulitas ordenadas en bandas paralelas a los límites de los cuerpos: Desvitrificación de alta temperatura con presencia de agua en el sistema

- Estos cuerpos se encuentran intruyendo sucesiones piroclásticas y aluviales volcaniclásticas

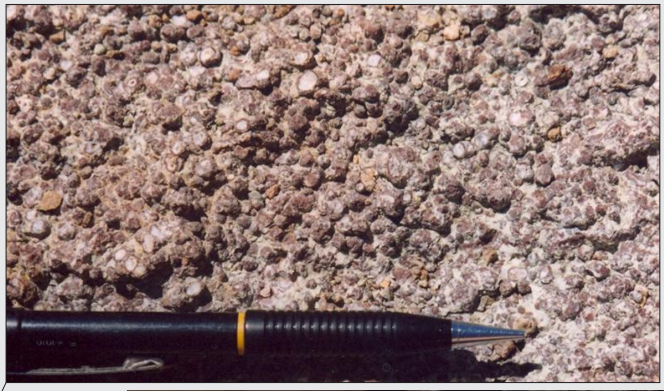
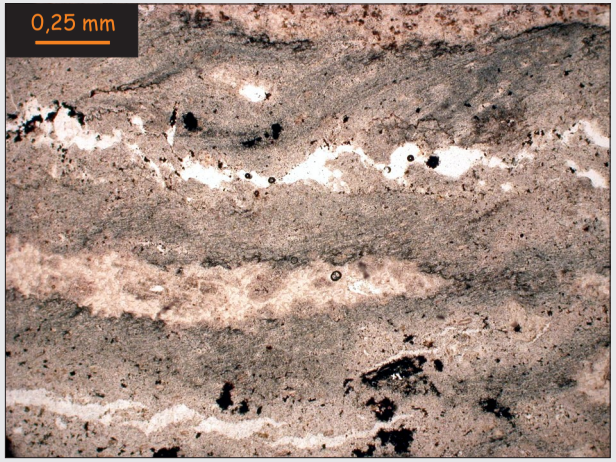
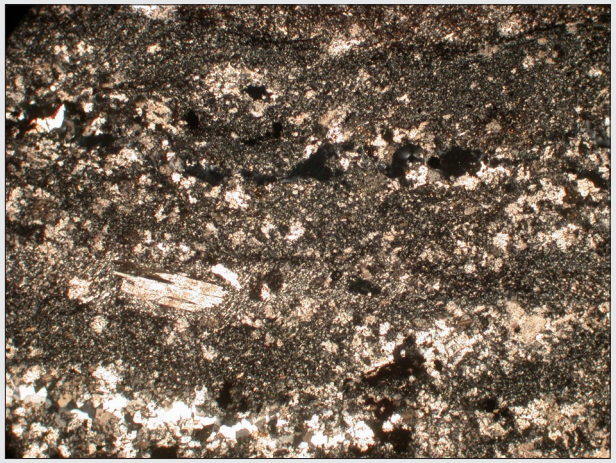




Lámina 4.33

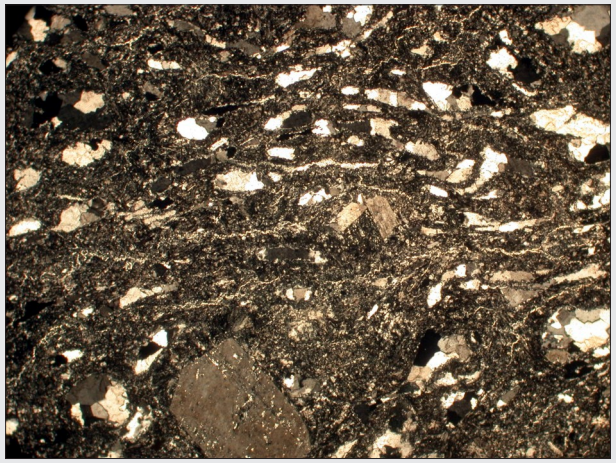
Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos - Petrografía 1





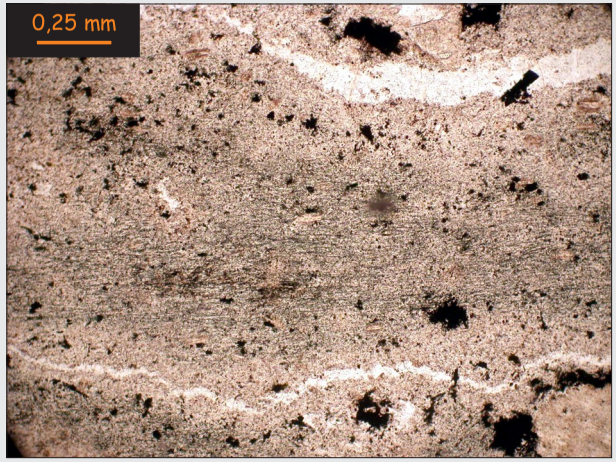
- La estructura bandeada original se produce por el flujo de las lavas. La desvitrificación en estado plástico permite el crecimiento de las vesículas de modo paralelo a los filetes de flujo

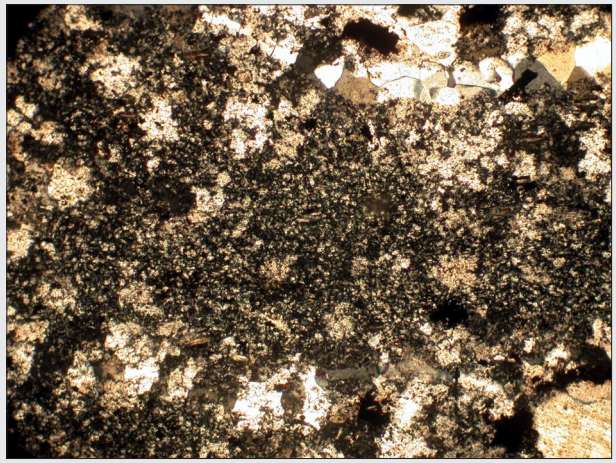




- Vesículas con sílice recristalizada en su interior

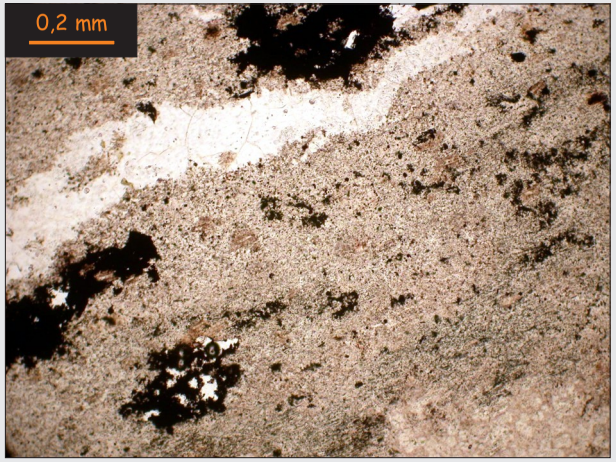
- El sentido de su alargamiento sigue la estructura fluidal de la roca

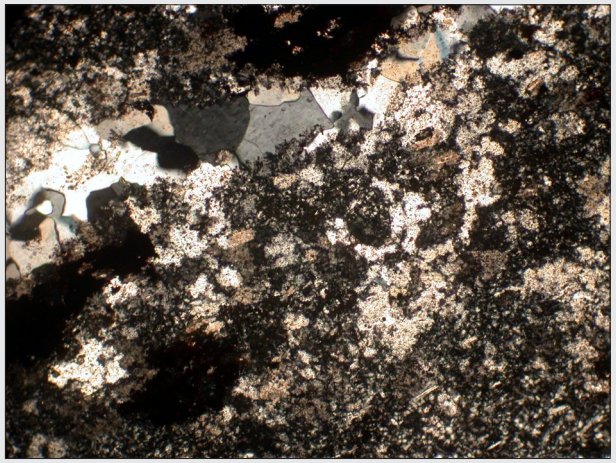




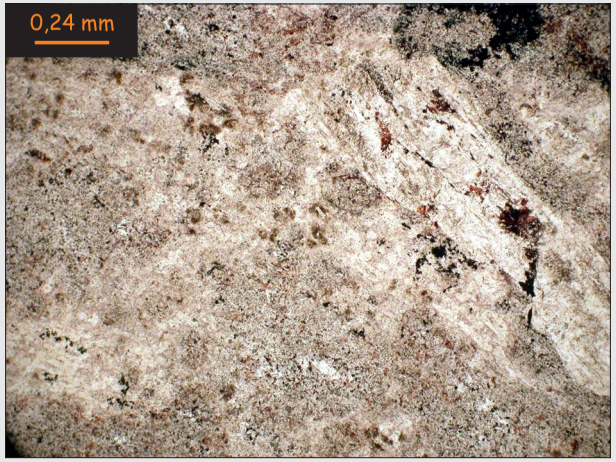
- La desvitrificación llega a obliterar la estructura original de los filetes de flujo más delgados dentro de las lavas

Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos - Petrografía 2





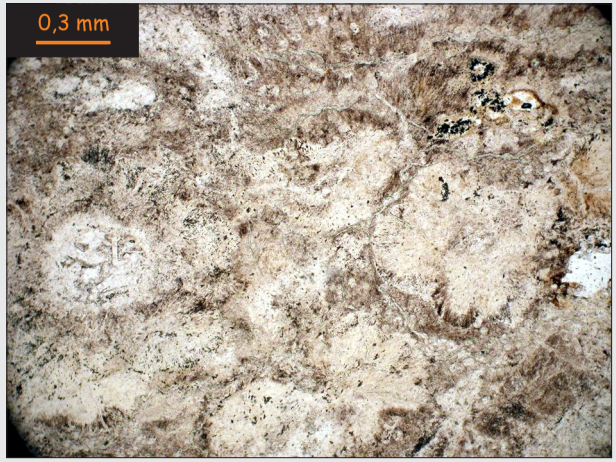
- Textura micropoiquilítica alrededor de una vesícula rellena de sílice. Llegan a desarrollarse también, sectores con textura granofírica, indicando el avanzado grado de desvitrificación sufrido por los domos y criptodomos que integran esta unidad

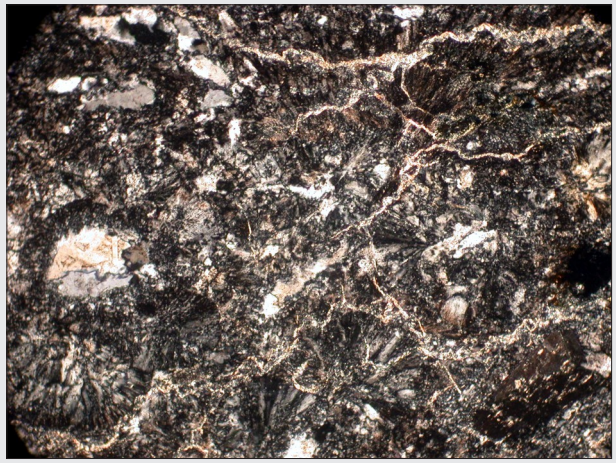




- Los fenocristales de feldespato están fuertemente argilizados y sericitizados

- La pasta presenta una textura micropoiquilítica, con algunos dominios granofíricos





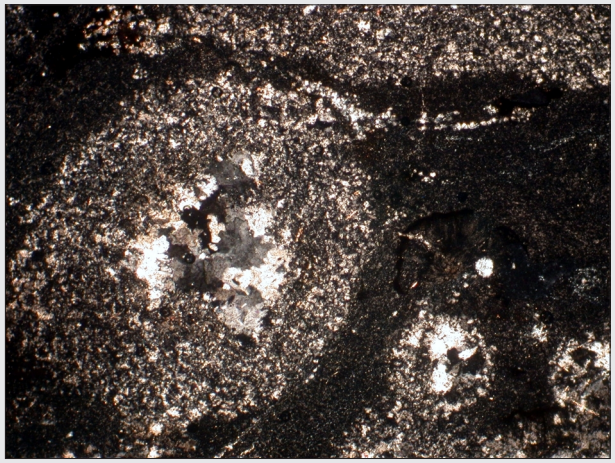
- Las esferulitas de forma esférica son frecuentes en las porciones más externas de los cuerpos que conforman la unidad. Se presentan delimitadas por fracturas rellenas por sericita

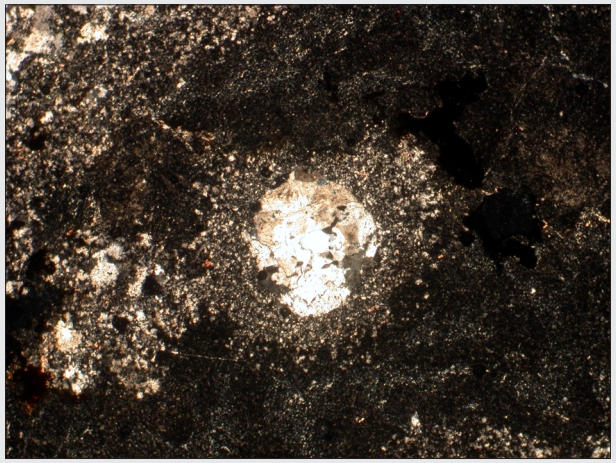
Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos - Petrografía 3

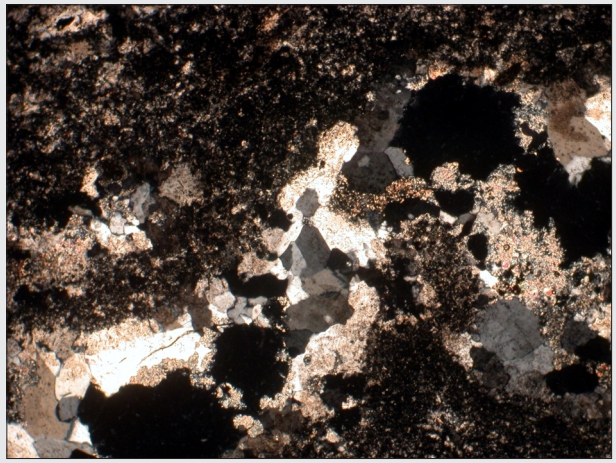












- El grado de desvitrificación sufrido por estas rocas es muy intenso. Las litofisas pierden el arreglo radial en sus bordes, desarrollando texturas granofíricas y micropoiquilíticas. Sus núcleos se hallan rellenos de cristales de sílice

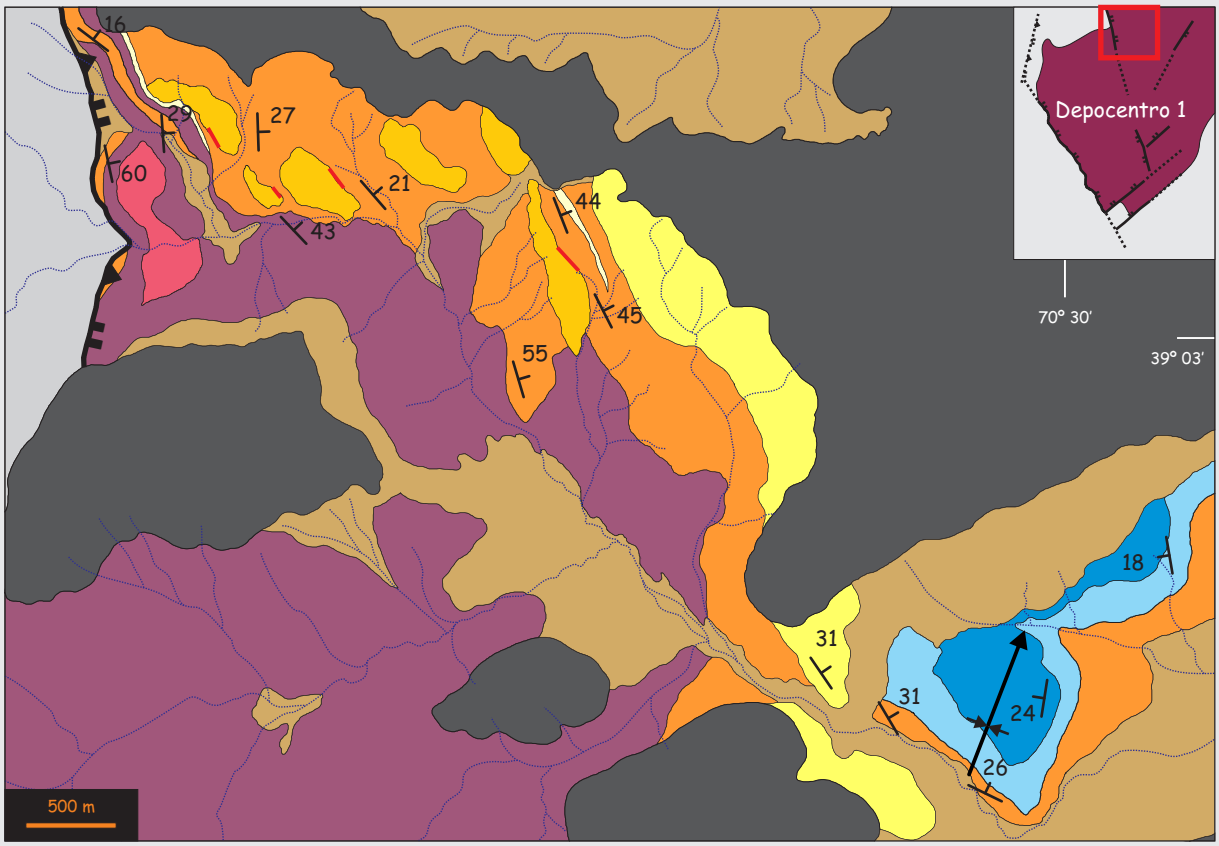
- La pasta también se encuentra desvitrificada, presentando texturas granofíricas y micropoiquilíticas. Ocasionalmente se conservan texturas esferulíticas asociadas a las vesículas

- El crecimiento y la coalescencia de las vesículas acompaña a la estructura fluidal de la lava. En su interior se produce la crisitalización de sílice, sericita y carbonatos

Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos
- Localidad NIR -

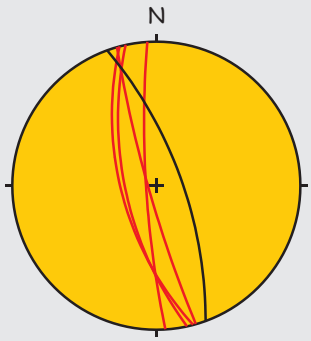
- Los criptodomos intruyen en distintos niveles de los sistemas aluviales volcaniclásticos

- Los criptodomos poseen frecuentemente en la base diques de riolita foliada que constituyen los conductos de alimentación de los cuerpos



Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
Calizas marinas someras
Epiclásticos marinos someros

Ciclo Precuyano
Secuencias piroclásticas 1b
Criptodomos ácidos
Diques de riolitas foliadas
Secuencias piroclásticas 1a
Sistemas aluviales volcaniclásticos
Domo de autobrechas
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico



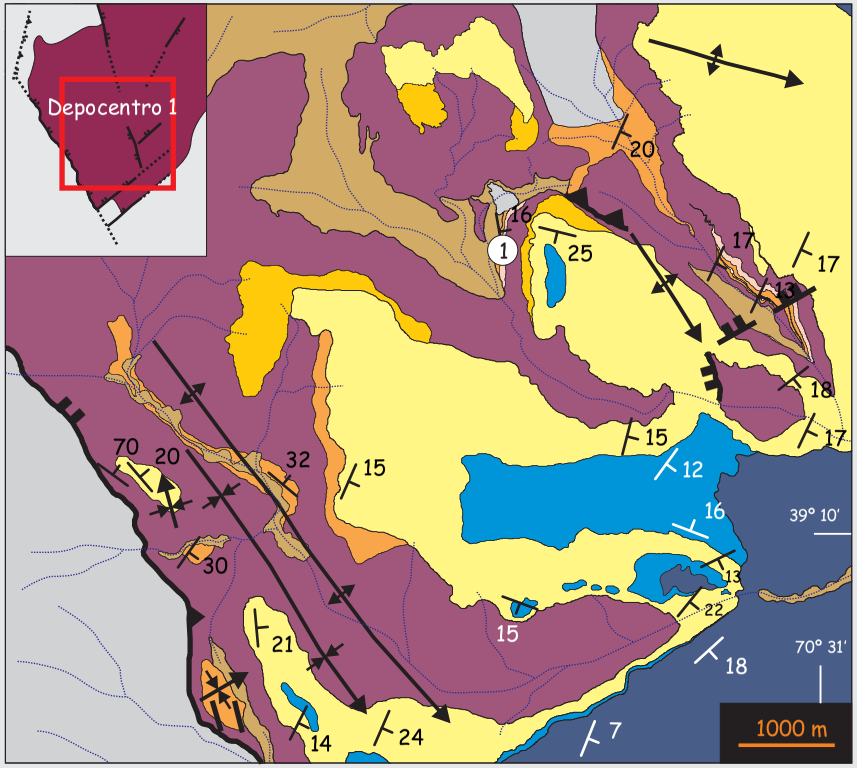
Borde del depocentro
Criptodomos = 4

- Los diques poseen una orientación muy similar al rumbo del sistema de fallas de borde del depocentro 1 en la localidad NIR

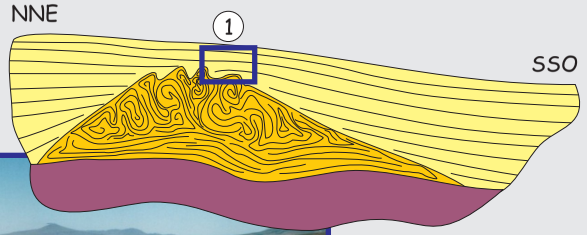
- La relación geométrica entre los diques alimentadores y el sistema de fallas de borde del depocentro sugiere que el ascenso y conducción del magma se produce a lo largo de fallas antitéticas a las del sistema de borde

Lámina 4.37

Unidad de acumulación: Domos y criptodomos ácidos- Localidades PLS y PCL



- Todos los domos de esta unidad se disponen por encima de las lavas mesosilícias a ácidas







- El techo de los domos es siempre irregular y se encuentra cubierto por los depósitos de las secuencias piroclásticas 1b

- El hecho de que todos los domos se encuentren en el mismo nivel estratigráfico, inmediatamente por debajo de las secuencias piroclásticas 1b, permite considerar la posibilidad de que exista alguna vinculación genética entre las dos unidades

- La calidad de las exposiciones no permite establecer de modo inequívoco la relación con las secuencias piroclásticas 1b

Depósitos recientes

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Domos ácidos
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

4.2.4 - Sistemas aluviales volcaniclásticos - SAV

Se trata de la unidad sedimentaria con mayor representación areal y estratigráfica en los afloramientos pertenecientes al Ciclo Precuyano. En ella se engloban todos los depósitos sedimentarios asociados con la evolución del paisaje volcánico en los depocentros de rift (Láminas 4.39 a 4.46). Los procesos que conducen al desarrollo de esta unidad son aluviales (A1, A2, A3 y A4) y, en mucha menor medida, fluviales asociados al ambiente aluvial (F2).

El término volcaniclástico fue originalmente utilizado para designar a "todo material clástico volcánico formado por cualquier proceso de fragmentación, dispersado por algún tipo de agente de transporte, depositado en cualquier ambiente o mezclado en cualquier proporción significativa con fragmentos no volcánicos" (Fisher, 1961 en Fisher y Schminke, 1984). En esta forma, su definición primitiva alude a la composición de los clastos sin tener demasiado en cuenta su génesis en si mismo. Con el tiempo diversos autores fueron adaptando su significado a sus propias interpretaciones, haciendo cada vez más compleja la utilización del término. Es así como Fisher y Schminke (1984) terminan diferenciando a las rocas volcaniclásticas de acuerdo a su origen directamente volcánico en piroclásticas, hidroclásticas y autoclásticas y llaman epiclásticos a los fragmentos producidos por la meteorización y erosión de rocas preexistentes. El énfasis se hace en el origen de los clastos y no en el proceso que forma el depósito. Al contrario, Cas y Wright (1987) privilegian el origen del agente de transporte y depositación por sobre el origen de los fragmentos. De dicho modo, son considerados epiclastos todos aquellos fragmentos movilizados por procesos superficiales. Cualquier roca piroclástica, hidroclástica o autoclástica se convierten en epiclásticas a partir de su retrabajo y redepositación. McPhie *et al.* (1993) combinan los dos esquemas previos, teniendo en cuenta tanto el origen de los clastos como el de su agente de transporte. Por otro lado, Tucker (2001) se refiere a sedimentos volcaniclásticos cuando los fragmentos son de origen volcánico derivados de actividad volcánica contemporánea, mientras que destina epiclásticos volcanigénicos a todos los productos del retrabajo de los anteriores. En un intento por unificar la denominaciones granulométricas de las rocas clásticas de origen volcánico, White y Houghton (2006) proponen diferenciar entre rocas volcaniclásticas primarias y epiclásticas; cada una con su propia términología granulométrica. Para un análisis más pormenorizado sobre la evolución del significado del término volcaniclástico se propone revisar los trabajos de Orton (2002) y Németh y Martin (2007).

En este trabajo de tesis doctoral se prefiere restringir la utilización de la palabra volcaniclástico en alusión a la composición de los fragmentos que integran un depósito, de manera similar a su significado original (Fisher, 1961). El motivo de dicha elección radica en la

incertidumbre propia de las sucesiones antiguas acerca de los agentes de transporte y modo de depositación. Por eso al referirse a la unidad sistemas aluviales volcaniclásticos se hace referencia sencillamente a todos aquellos depósitos generados en ambientes aluviales asociados al ambiente volcánico inherente al Ciclo Precuyano. Siendo entonces, el resultado de los procesos superficiales sobre las rocas volcánicas preexistentes.

La unidad se conforma de sucesiones muy homogéneas en cuanto al origen volcánico de sus fragmentos, pero es polimíctica en cuanto a los tipos litológicos representados (p.e. rocas porfíricas, afaníticas, con o sin estructuras, ácidas o intermedias, piroclastos, etc.). La procedencia de sus clastos es volcánica y piroclástica llegando muy ocasionalmente a presentar aisladamente algún fragmento del basamento. Su procedencia revela entonces, una mayor afinidad con el material proporcionado por el relieve volcánico y muy poca relación con los altos de basamento generados durante la estructuración extensional. Se ha observado aquí que la proporción entre clastos volcánicos y piroclásticos resulta un factor decisivo en el tipo de procesos de transporte registrados en esta unidad. Los depósitos peor seleccionados denotan una participación mayoritaria de piroclastos en su matriz. De modo similar, los depósitos que presentan características típicas de los productos de flujos de detritos cohesivos poseen una matriz casi completamente conformada por piroclastos finos. En cuanto a esto último debe remarcarse que existen controversias acerca de la posibilidad de que los flujos de detritos lleguen a ser realmente cohesivos en los ambientes volcánicos (Walton y Palmer, 1988 y Smith y Lowe, 1991). La cohesión está dada por la proporción de arcilla en la matriz del flujo (>27% *cf*. Dasgupta, 2003) y se asume la falta de arcilla en los ambientes volcánicos (Walton y Palmer, 1988 y Smith y Lowe, 1991). Por otro lado, la posibilidad estaría dada si la matriz estuviera alterada (Smith y Lowe, 1991 y Tucker, 2001) y en última instancia, la granulometría característicamente más fina del material piroclástico sumado a la forma angulosa de sus clastos y muy alejada de la esfericidad (Fisher y Schminke, 1984), podría proporcionar los medios para generar cierto tipo de cohesividad en la matriz de los flujos. Varias de las secuencias que componen la presente unidad son descriptas de todas maneras como producto de la depositación a partir de flujos de detritos cohesivos, pero se entiende que faltan todavía estudios de mayor detalle que aclaren dicha problemática.

Los sistemas de depositación en ambientes volcánicos suelen reflejar las variaciones en la frecuencia e intensidad de la actividad volcánica (Runkel, 1990 y Waresback y Turbeville, 1990). Es posible distinguir entonces, a partir del análisis de los depósitos volcaniclásticos entre eventos sineruptivos e intereruptivos (Smith 1991). Uno de los indicadores más evidente de los procesos sineruptivos es la composición monomíctica de los productos volcaniclásticos (Smith 1988; Cole y Ridgway, 1993; Haughton, 1993 y Riggs *et al.,* 1997). Los procesos de remoción en

masa suelen desatarse a partir de la desestabilización de laderas que se da durante las erupciones y suelen acompañar a los flujos pirclásticos, por lo que su ocurrencia se asocia con los ciclos sineruptivos (Brantley y Waitt, 1988; Walton y Palmer, 1988 y Bahk y Chough, 1996). Los ciclos intereruptivos se asocian generalmente con la restauración de la red de drenaje original, desarrollándose sistemas fluviales con canales incididos y depósitos ricos en clastos que proceden de fuera de la cuenca (Riggs *et al.*, 1997). La mayor parte de los trabajos sobre esta temática provienen de áreas amplias con gran desarrollo de zonas proximales de alta pendiente y distales de muy bajo gradiente. Hay que destacar para el análisis de las secuencias de rift precuyano, su depositación en cuencas estrechas (15 – 20 Km) con un relieve muy accidentado, carente por lo general de grandes sistemas de drenaje provenientes desde fuera de los depocentros. En este sentido, no es de extrañar que los efectos de las variaciones en la actividad volcánica sean más difíciles de preservarse en un ambiente que además está sujeto a un régimen de tectónica extensional (Bilmes *et al.*, 2008).

La composición de los depósitos de esta unidad permite inferir un origen asociado directamente con la actividad volcánica dentro del rift. Y aunque se han registrado casos donde los sistemas aluviales volcaniclásticos se encuentran notoriamente afectados por la estructuración extensional (localidad CTL), por lo general la mayor parte de las características observadas se asocian a cambios autocíclicos, inherentes al mismo ambiente volcánico en el que se desarrollan. No ha sido posible discriminar dentro de sus sucesiones, entre depósitos intereruptivos y sineruptivos.

Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

- Se trata de la unidad clástica con mejor representación areal dentro de los depocentros estudiados

- Se constituyen por depósitos de origen fundamentalmente aluvial

- La unidad se encuentra en estrecha relación con las unidades de origen volcánico: lavas mesosilícias a ácidas, domo de autobrechas y las unidades ignimbríticas

- La composición de sus clastos es dominantemente de origen volcánico y piroclástico

- Los granos son mayormente de composición volcánica y de forma angulosa

- La matriz de los depósitos es de composición volcánica, piroclástica o una mezcla de las dos

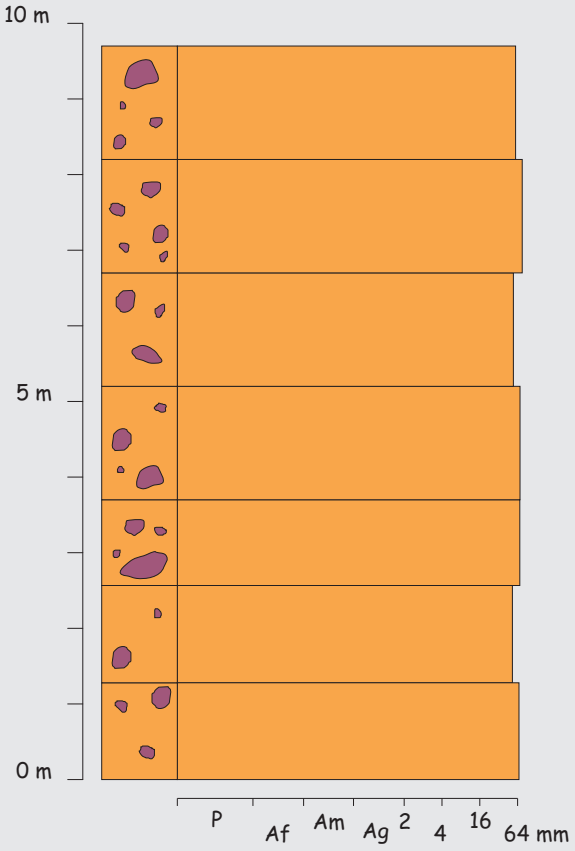
- La participación de clastos provenientes del basamento se circunscribe a determinados niveles que se dan de manera muy aislada dentro de las sucesiones

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos - Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos no cohesivos - Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos y flujos tractivos no encauzados - Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos y no cohesivos y flujos tractivos no encauzados de menor energía con desarrollo de eventos de decantación - Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos no cohesivos y con flujos tractivos no encauzados asociados
A2: Secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados - Sucesiones aluviales compuestas por flujos hiperconcentrados con procesos fluviales asociados - Sucesiones aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados depositados sobre una planicie
A3: Secuencias aluviales dominadas por flujos tractivos no encauzados	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de tipo tractivo, no encauzados, conformando una planicie aluvial
A4: Secuencias aluviales mixtas (flujos de detritos + flujos hiperconcentrados)	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos y flujos hiperconcentrados con flujos granulares asociados
F2: Secuencias fluviales. Canales gravosos a gravosos finos sin organización interna	- Sucesiones fluviales gravosas con desarrollo de canales y depósitos no encauzados asociados - Sucesiones fluviales gravosas con desarrollo de canales asociadas a procesos tractivos no encauzados y depósitos de flujos hiperconcentrados

Lámina 4.39

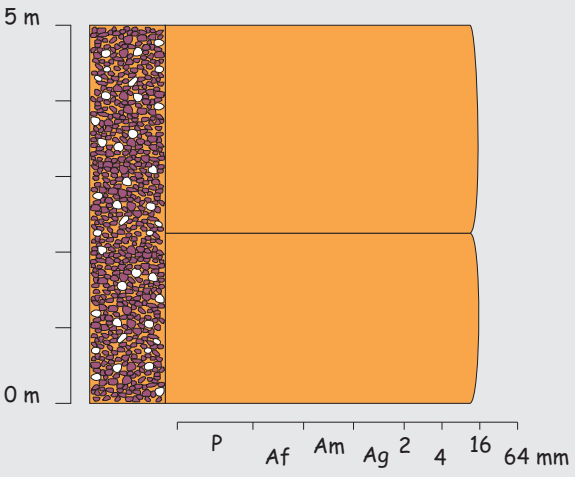
Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos



- Conglomerados matriz sostén, mal seleccionados
- Granos en su mayoría de composición volcánica, de entre 15 y 40 cm de tamaño máximo
- Matriz areniscosa de una composición volcánica y piroclástica
- Cuerpos tabulares, masivos, con bases irregulares y techos planos, de 1 a 1,5 m de espesor
- Estos depósitos se disponen con frecuencia directamente por encima de lavas mesosilícias a ácidas

A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos no cohesivos

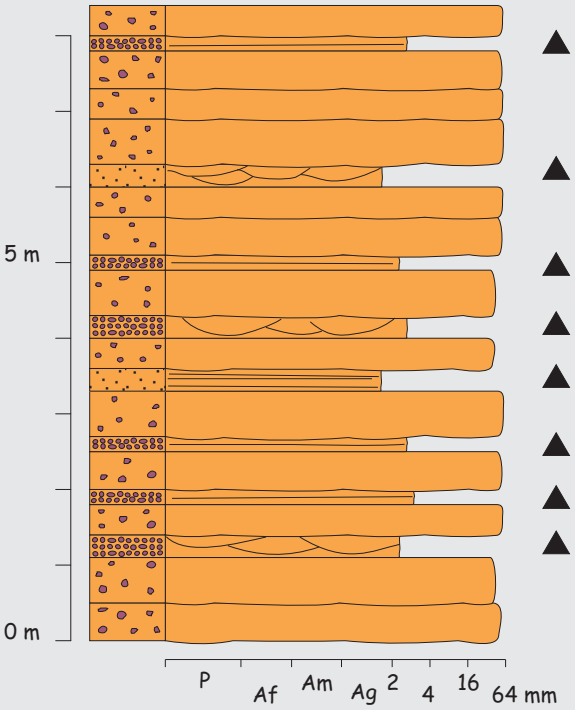


- Conglomerados grano o matriz sostén, mal seleccionados, comúnmente con mucha matriz
- Suelen incluir algunos clastos graníticos entre los granos
- El tamaño máximo de los granos no suele superar los 20 cm
- Estratos masivos, de geometría tabular con base y techos planos y espesores de entre 2 y 3 m

Lámina 4.40

Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos y flujos tractivos no encauzados



- Conglomerados matriz sostén, mal seleccionados

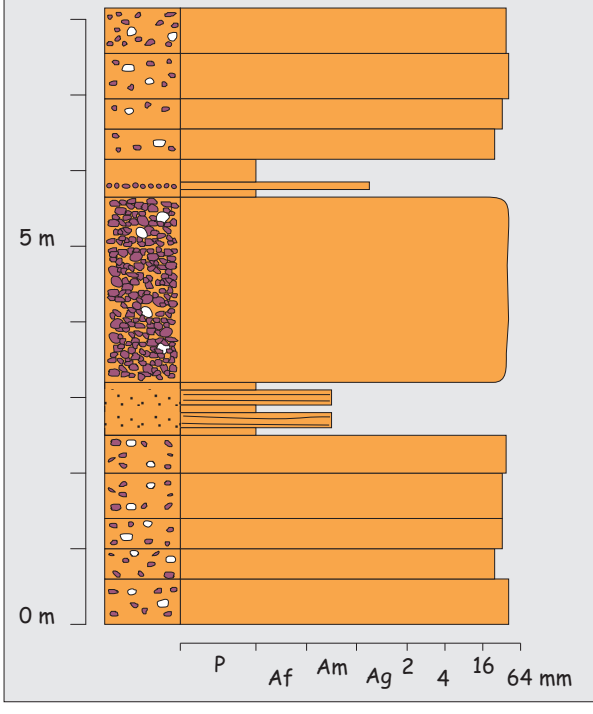
- Granos en su mayoría de composición volcánica dentro de una matriz rica en fragmentos de origen vítreo, variablemente alterados

- Estratos masivos, tabulares con bases irregulares y techos planos, de 40 a 60 cm de espesor

- Intercalan niveles de sabulitas y areniscas grano sostén, bien seleccionados. Los clastos son de composición volcánica

- Sabulitas y areniscas poseen estratificación horizontal o estratificación entrecruzada en artesa y se dan en estratos tabulares, granodecrecientes, de 20 a 30 cm de espesor

A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos y no cohesivos y flujos tractivos no encauzados de menor energía con desarrollo de eventos de decantación



- Conglomerados mal seleccionados, de textura grano y matriz sostén

- Granos de composición volcánica y en muchísima menor proporción, granítica. El tamaño máximo llega ocasionalmente a 20 cm y hasta 35 cm en los clastos graníticos

- La matriz es predominantemente volcánica en los depósitos grano sostenidos y piroclástica en los que son matriz sostén

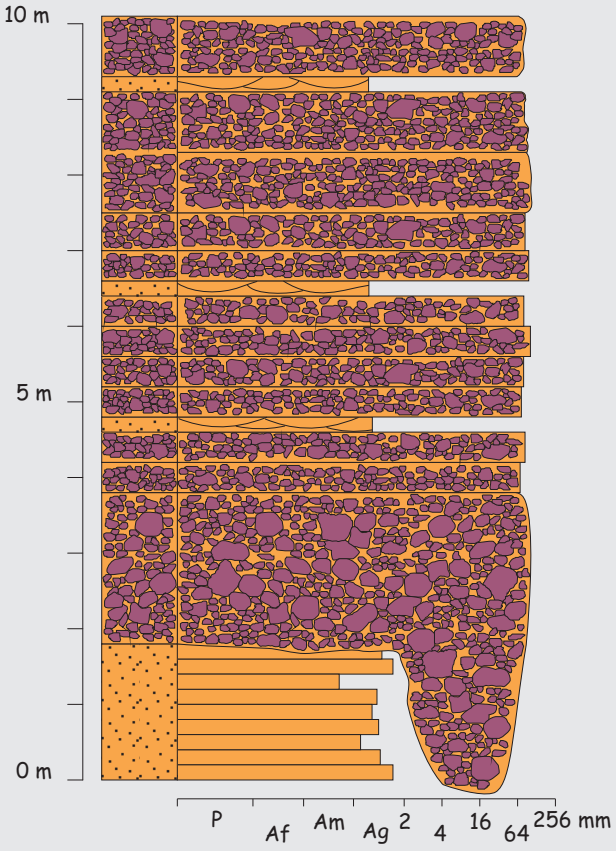
- Estratos masivos, tabulares con base y techo planos y de 40 a 60 cm de espesor. En los estratos grano soportados el espesor llega a alcanzar los 2,5 m

- Intercalan depósitos de areniscas y sabulitas con estratificación horizontal separados por niveles pelíticos masivos

Lámina 4.41

Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos no cohesivos y con flujos tractivos no encauzados asociados



- Conglomerados grano sostén, mal seleccionados, con matriz

- Granos de composición volcánica subangulosos a subredondeados, entre 20 y 30 cm de tamaño máximo y muy aisladamente bloques de hasta 110 cm. El resto es de composición volcánica y menor tamaño

- Matriz areniscosa de composición volcánica

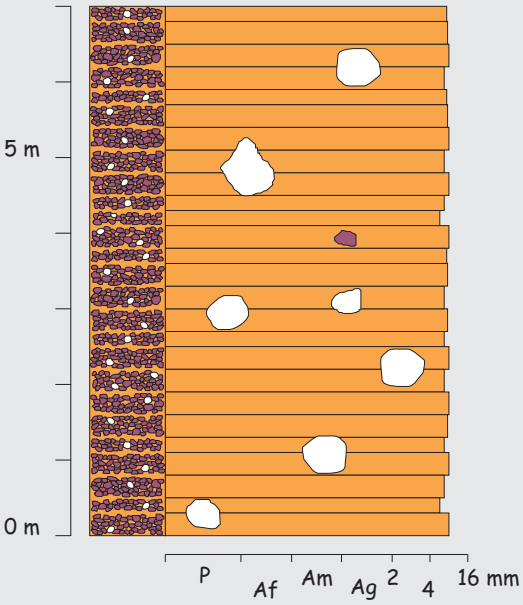
- Cuerpos tabulares con bases irregulares y techos planos, de 0,4 a 1 m de espesor. En algunos casos constituyen un relleno pasivo de paleocanales, adoptando una geometría tabular con base localmente cóncava

- Intercalan estratos de areniscas tabulares con estratificación entrecruzada en artesa y de 15 a 20 cm de espesor

- Estos depósitos se desarrollan sobre planicies areniscosas en relación a sucesiones integradas por la asociación litofacial F2

Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A2: Secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados



- Conglomerados grano sostén, bien seleccionados, sin matriz

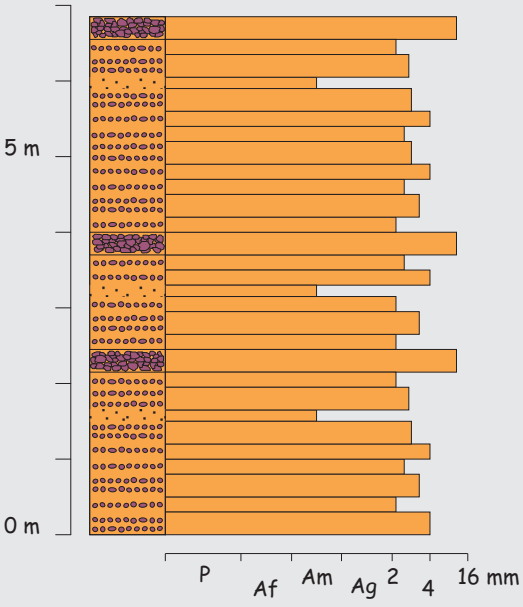
- Granos en su mayoría de composición volcánica, angulosos

- De forma aislada se hallan clastos de entre 30 y 40 cm de composición granítica y menos frecuentemente volcánicos

- Cuerpos tabulares con bases y techos planos y netos de 20 a 30 cm de espesor

- Gradación inversa de los granos más gruesos en la base de los cuerpos

- Estos depósitos se registran siempre por encima de lavas mesosilícias a ácidas dispuestas sobre altos de basamento hacia el borde o interior del depocentro 1. Conforman secuencias de 25 a 90 m de espesor



- Sucesiones compuestas por intercalaciones de conglomerados finos y areniscas en sabulitas

- Estratos masivos de base y techo planos y netos, con 15 a 30 cm de espesor

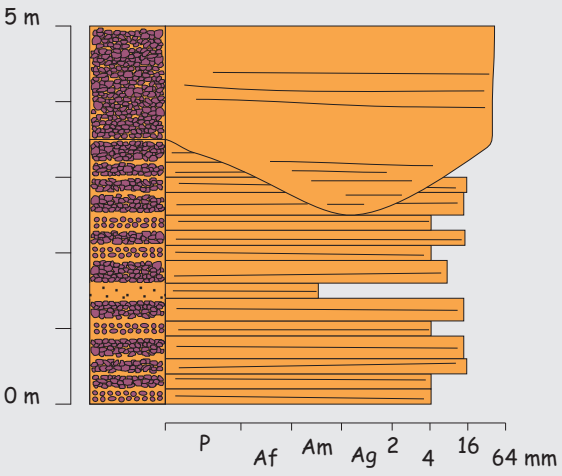
- Constituyen sucesiones monótonas de varias decenas de metros

- Son característicos del depocentro 2 y no se registran dentro del depocentro 1

Lámina 4.43

Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A2: Secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados	- Sucesiones aluviales compuestas por flujos hiperconcentrados con procesos fluviales asociados



- Sabulitas, conglomerados finos y areniscas grano sostén, bien seleccionados, sin matriz

- Granos en su mayoría de composición volcánica, subangulosos

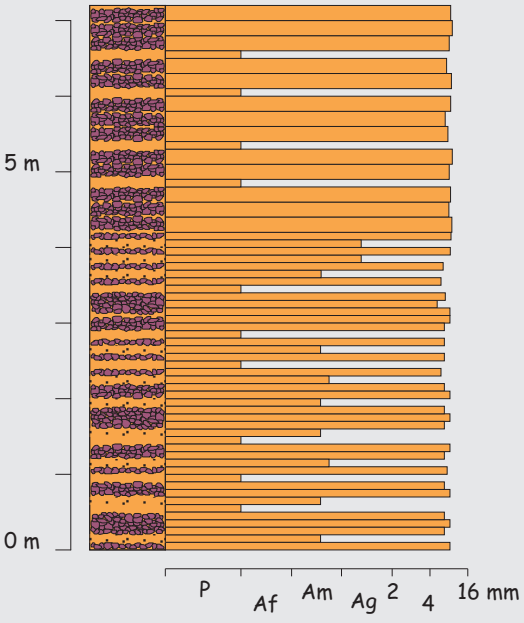
- Cuerpos tabulares con bases y techos planos y netos, de 10 a 30 cm de espesor

- Desarrollo de una estratificación horizontal incipiente

- Intercalaciones de cuerpos canalizados de conglomerados grano sostén, bien seleccionados, con base cóncava erosiva

- Estos depósitos se encuentran tan solo en el depocentro 2

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A2: Secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados depositados sobre una planicie



- Sucesiones compuestas por conglomerados finos, sabulitas y areniscas intercalados con pelitas masivas rojizas

- Estratos masivos, de geometría tabular con base y techo planos y netos, de 10 a 20 cm de espesor

- Conforman sucesiones de decenas de metros de espesor (20 - 30 m)

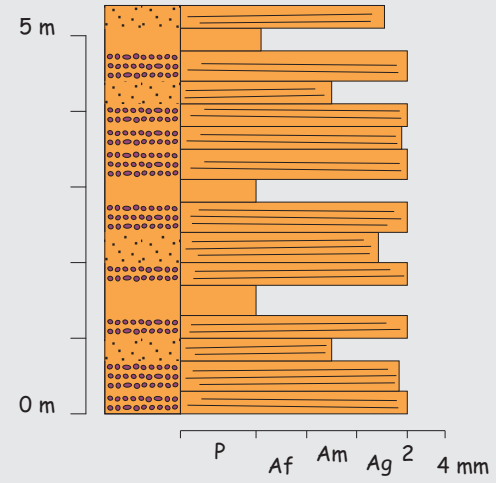
- Se encuentran muy a menudo relacionadas con la asociación F2

- Sus depósitos están bien representados tanto en el depocentro 1 como en el 2

Lámina 4.44

Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A3: Secuencias aluviales dominadas por flujos tractivos no encauzados	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de tipo tractivo, no encauzados, conformando una planicie aluvial



- Sabulitas y areniscas grano sostén, bien seleccionadas intercaladas con pelitas rojizas masivas

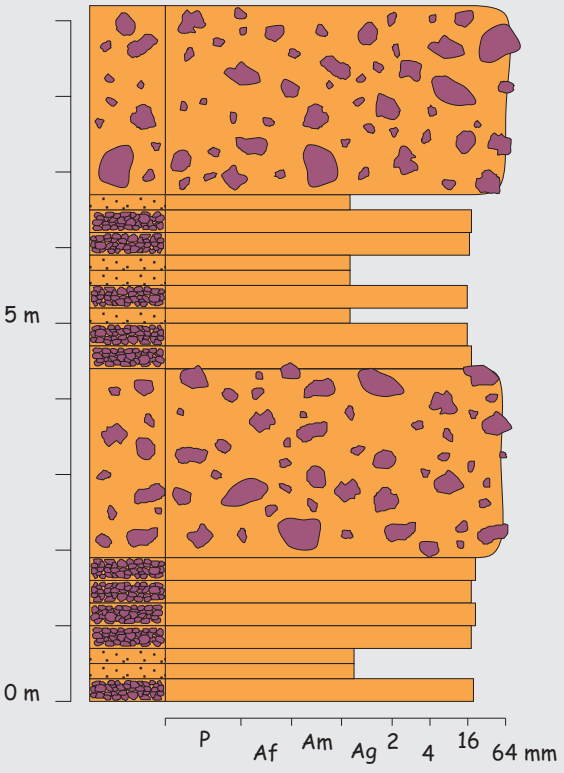
- Granos de composición volcánica y fragmentos vítreos en los más finos

- Cuerpos tabulares con bases y techos planos, de 30 a 40 cm de espesor

- Estratificación horizontal en todos los cuerpos psamíticos y psefíticos

- Estos depósitos se encuentran sólo dentro del depocentro 1

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A4: Secuencias aluviales mixtas (flujos de detritos + flujos hiperconcentrados)	- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos cohesivos y flujos hiperconcentrados con flujos granulares asociados



- Conglomerados matriz sostén, mal seleccionados intercalados con cuerpos más delgados de conglomerados finos y areniscas grano sostén, bien seleccionados

- Estratos masivos de base y techos planos en los conglomerados matriz sostén. El espesor oscila entre los 2 y 3 m

- Los granos y matriz se componen fundamentalmente de clastos de procedencia volcánica

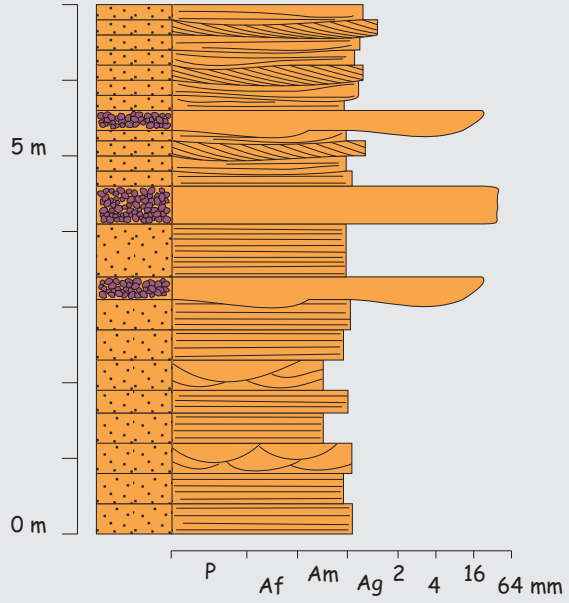
- Los conglomerados finos y las areniscas conforman estratos tabulares de base y techo planos, con 20 a 30 cm de espesor

- El desarrollo de estos depósitos se da por encima de lavas mesosilícicas a ácidas y únicamente dentro del depocentro 2

Lámina 4.45

Unidad de acumulación: Sistemas aluviales volcaniclásticos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
F2: Secuencias fluviales. Canales gravosos a gravosos finos sin organización interna	- Sucesiones fluviales gravosas con desarrollo de canales y depósitos no encauzados asociados



- Conglomerados grano sostén, bien seleccionados, dentro de una sucesión areniscosa

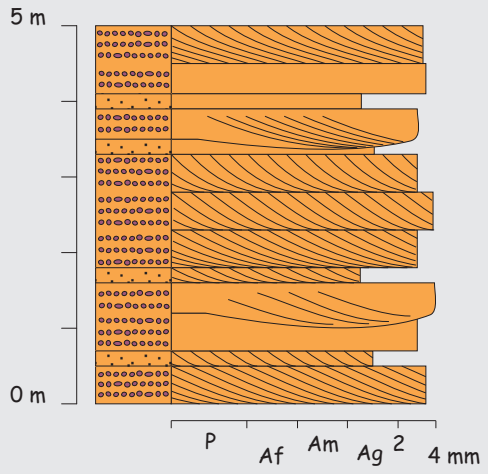
- Granos de composición volcánica

- Los conglomerados se dan en cuerpos canalizados de base cóncava y erosiva y techo plano o menos frecuentemente, en estratos tabulares de base y techo planos. El espesor se encuentra entre los 20 a 50 cm

- El resto de la sucesión se conforma por areniscas en estratos tabulares, de base y techo planos, con estratificación horizontal y entrecruzada planar y en artesa. Los espesores rondan los 20 a 40 cm

- Estos depósitos se registran hacia la parte superior del Ciclo Precuyano en el depocentro 1

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
F2: Secuencias fluviales. Canales gravosos a gravosos finos sin organización interna	- Sucesiones fluviales gravosas con desarrollo de canales asociadas a procesos tractivos no encauzados y depósitos de flujos hiperconcentrados



- Conglomerados, sabulitas y areniscas grano sostén, bien seleccionadas

- Granos subredondeados a subangulosos de composición volcánica

- Cuerpos canalizados con base cóncava y erosiva de 40 a 60 cm de espesor, intercalados con estratos tabulares de base y techo planos y 20 a 40 cm de espesor

- Estratificación entrecruzada planar frecuentemente desarrollada en casi todos los estratos

- Son sucesiones de 15 a 20 m de espesor

- Los depósitos se distribuyen de modo más o menos semejante en los depocentros 1 y 2

Lámina 4.46

4.2.5 - Unidades de acumulación piroclástica - SP 1a, SP 1b y SP 2

Con esta denominación se designa a todas las unidades de origen piroclástico encontradas en los dos depocentros estudiados. En total, se describen tres unidades piroclásticas en función de su posición estratigráfica y ubicación en los depocentros (Láminas 4.47 a 4.55). Por lo demás, los procesos piroclásticos involucrados en su generación y el tipo de agente de transporte son el mismo para las tres unidades (Láminas 4.47 a 4.49). Son el producto de la depositación a partir de corrientes piroclásticas de densidad y no se han hallado depósitos referibles a caída desde una columna eruptiva. En este sentido, se reconocen sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad no diluidas (I 1), sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas (I 2) y sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad complejas (I 3).

De las tres unidades, dos afloran en el depocentro 1: secuencias piroclásticas 1a y 1b. La primera se circunscribe a cuerpos lenticulares cuyos espesores no superan los 20 m (Lámina 4.50). Se trata del producto de erupciones de poca magnitud, donde los depósitos son volumétricamente poco significativos y se encuentran rellenando los bajos del relieve volcánico durante el Ciclo Precuyano (fundamentalmente en las localidades NIR y PLT). De manera asociada entonces, es frecuente hallar los cuerpos lenticulares en asociación con los sistemas aluviales volcaniclásticos desarrollados sobre los flancos de las construcciones volcánicas.

Las secuencias piroclásticas 1b constituyen los últimos depósitos asignables al Ciclo Precuyano dentro del depocentro 1 (Láminas 4.50 a 4.54). Conforman espesas sucesiones (en general, en el orden de los 200 m) que cubren por completo el área del depocentro, sin llegar a depositarse sobre el alto de basamento que lo separa del depocentro 2 (Lámina 4.51). Su base se encuentra afectada por fallas normales hacia el interior del depocentro, que no llegan a atravesar a la unidad completa (localidad PLT y PLS). Sin embargo, hacia los límites del mismo, los sistemas de fallas de borde afectan a todo el espesor de la unidad, constituyendo un obstáculo efectivo (localidad LAO). La subsidencia mecánica de los bloques internos es sincrónica de este modo con la actividad eruptiva durante los primeros depósitos de la unidad, mientras que en los bordes es continua a lo largo del proceso eruptivo completo. El sustrato de la unidad lo constituyen las lavas mesosilícicas a ácidas, los sistemas aluviales volcaniclásticos y los domos ácidos, integrando un relieve volcánico bastante irregular, con desarrollo de estrechos paleovalles (localidad PLT, lámina 4.50). Asimismo, la existencia de superficies con pendientes pronunciadas sobre las lavas, resultan en resaltos hidráulicos significativos (localidadades PCL y PLS, lámina 4.52) que generan cambios en las condiciones fluidodinámicas de las corrientes piroclásticas de densidad (Branney y Kokelaar, 1997 y 2002),

que se traducen en los arreglos de progradación y retrogradación observados en los depósitos de la unidad (Láminas 4.52 a 4.53).

Las secuencias piroclásticas 1b no comprenden un único evento eruptivo. Aunque no es posible establecer con certeza de cuántos se trata, se han hallado depósitos de carácter intereruptivo (Smith, 1991) que denotan interrupciones en la actividad piroclástica (localidades PPC y PLT, lámina 4.54). La reducida extensión areal, su delgado espesor y lo poco incididos que se encuentran los depósitos intereruptivos permite asumir una duración relativamente corta para las pausas entre cada evento eruptivo. Los datos de direcciones de paleocorrientes son insuficientes y permiten únicamente establecer que la dirección de transporte es hacia el sureste en las localidades PLT, PLS y PCL. Tampoco se ha establecido la posición de los centros eruptivos, aunque es posible especular alguna vinculación con los domos ácidos como fuera tratado precedentemente, en la sección referente a los domos y criptodomos ácidos.

Las secuencias piroclásticas 2 son la única unidad piroclástica descripta para el depocentro 2, y forman parte de la porción superior del relleno del graben ubicado en la localidad CTL (Lámina 4.55). Sus depósitos se encuentran por completo encerrados entre los bloques del graben, denotando marcadas variaciones en su espesor. No se han detectado interrupciones a lo largo de la vertical en el registro de la unidad por lo que se asume que corresponde a un único evento piroclástico. La estructuración del graben es activa durante la depositación, pero se produce una reducción progresiva en el desplazamiento de la mayor parte de las fallas internas. Hacia el final del evento piroclástico tan sólo la falla central continúa desplazándose.

Las tres unidades piroclásticas constituyen ignimbritas topográficamente confinadas (*s.* Branney y Kokelaar, 2002): en los casos de las secuencias piroclásticas 1b y 2 sus límites están conferidos por estructuras extensionales vinculadas al ambiente de rift, mientras que en las 1a es el relieve volcánico lo que las contiene. Las tres unidades registran asociaciones litofaciales muy semejante, reflejando el carácter dinámico de las corrientes piroclásticas de densidad que las generaron. Su única distinción radica en la ubicación de sus depósitos, la relación con las estructuras del rift y la magnitud de los espesores. Por lo demás, responden a procesos piroclásticos comunes, de igual composición. La vinculación exacta entre las tres unidades no ha podido sin embargo establecerse del todo. Es muy probable por la magnitud de los procesos conjuntamente con su cercanía geográfica, que posean un mismo origen. Asimismo, la marcada extensión areal de la las secuencias piroclásticas 1b y su gran espesor contenido dentro del depocentro 1 permiten evaluar su génesis en términos de un ambiente de tipo caldérico. Una caldera consiste en una depresión volcánica que sufre subsidencia, generalmente asociada al vaciamiento de una cámara magmática somera (Lipman, 2000 y Cole *et al*., 2005). Es muy

frecuente que la subsidencia esté en realidad desatada por la actividad del fallamiento dentro de un régimen tectónico extensional (Moore y Kokelaar, 1997 y 1998; Lipman, 2000 y Cole *et al*., 2005). El volumen total aflorante de las secuencias piroclásticas 1b alcanza los 3,92 km^3 y extrapolado al resto del área del depocentro 1 alcanza los 20,54 km^3. Sin incluir en este análisis a otras unidades originadas por procesos volcánicos, se trata de un relleno de poca magnitud, vinculado con calderas más bien pequeñas (Lipman, 2000). La actividad extensional observada durante el emplazamiento de la presente unidad implica la existencia de sistemas de fallas que otorgan la permeabilidad necesaria para que se produzcan las erupciones que dan origen a dichas secuencias piroclásticas. Distinguir entre la subsidencia que ocurre a partir de procesos de naturaleza tectónica de los que son puramente intrínsecos al sistema volcánico (p.e. vaciamiento de una cámara magmática), carece de sentido dentro de un ambiente extensional (Moore y Kokelaar, 1997 y 1998).

La ubicación aislada de las secuencias piroclásticas 2 dentro del depocentro 2 resulta muy llamativa. Más, al considerar que su posición estratigráfica es idéntica a la de las secuencias 1b: las dos representan los últimos depósitos referibles al Ciclo Precuyano en ambos depocentros. Teniendo en cuenta los complejos recorridos que pueden tener las corrientes piroclásticas de densidad (Brown *et al*., 2007), se podría considerar la posibilidad de que las mismas corrientes piroclásticas que originaron a las secuencias 1b llegaron a traspasar el alto de basamento ingresando al depocentro 2. Esto es consistente con la posición de las secuencias 2, restringidas tan sólo al interior del graben que aflora en CTL. Aunque no se encontraron depósitos de ningún tipo sobre el *horst* entre ambos depocentros, existen bloques de 2 a 4 m referibles a las secuencias 1b hacia el tope del abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados, en el borde activo del depocentro 2. Debe agregarse que los niveles estructurales más bajos en la región se encuentran levantados hacia el noroeste. Es así, que el *horst* se presenta basculado hacia el sureste, con lo que la erosión sobre su extremo nororiental no permite asegurar que nunca hayan existido depósitos, por más delgados que fueran, sobre ese sector. De todos modos, las corrientes piroclásticas de densidad no depositan el material a lo largo de todo su recorrido, generándose frecuentemente superficies de *bypass* (Brown y Branney, 2004a y 2004b), y la falta de registro sobre el *horst* podría deberse a esto mismo. Sin embargo, el grado de parentesco entre las dos unidades mencionadas no deja de ser meramente especulativo de acuerdo a los datos obtenidos.

Finalmente, al no haber sido posible identificar los centros eruptivos para ninguna de las tres unidades piroclásticas estudiadas, no es posible tampoco determinar la relación real existente entre ellas tres.

Unidades de acumulación piroclástica

- Se han definido tres unidades de acumulación de naturaleza piroclástica de acuerdo a su posición estratigráfica y ubicación dentro de los dos depocentros analizados

Depocentro 1	Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 1a

- Se trata en realidad de varias unidades ignimbríticas dispersas dentro de las sucesiones que componen la unidad de sistemas aluviales volcaniclásticos desarrollada dentro del depocentro 1. Por lo general rellenan paleovalles y sus secuencias no superan los 20 m de espesor

Depocentro 1	Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 1b

- Es una unidad conformada por potentes secuencias que llegan a superar los 200 m de espesor, desarrolladas hacia el tope del Ciclo Precuyano dentro del depocentro 1

Depocentro 2	Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 2

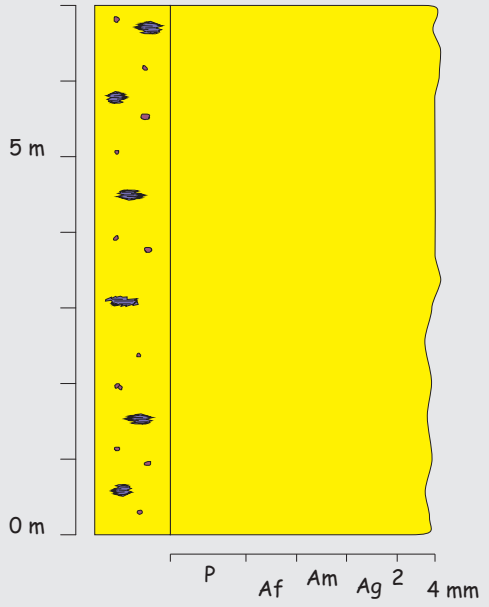
- Constituye una unidad de hasta 90 m de espesor completamente alojada dentro de un estrecho graben desarrollado en el interior del depocentro 2 (localidad CTL)

Asociaciones litofaciales que integran las unidades	Tipos de sucesiones que las componen
I 1: Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad no dliluidas	- Sucesiones piroclásticas depositadas fundamentalmente a partir de límites de flujo con alta concentración de clastos, donde el principal mecanismo de sustentación de las partículas es por transferencia de momento durante las colisiones y por el escape de los fluidos: limites de flujo granular, límites de flujo dominados por escape de fluidos y sus respectivas modificaciones
I 2: Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas	- Sucesiones piroclásticas depositadas fundamentalmente a partir de límites de flujo con baja concentración de clastos, donde el principal mecanismo de sustentación de las partículas es por efecto de la turbulencia de la fase fluida: limites de flujo dominados por tracción y límites de flujo dominados por caída directa
I 3: Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad complejas	- Sucesiones depositadas por corrientes piroclásticas de densidad cuyos límites de flujo experimentan variaciones rápidas y contrastantes en sus condiciones fluidodinámicas

Lámina 4.47

Unidades de acumulación piroclástica

I 1: Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad no dliluidas	**- Sucesiones piroclásticas depositadas fundamentalmente a partir de límites de flujo con alta concentración de clastos, donde el principal mecanismo de sustentación de las partículas es por transferencia de momento durante las colisiones y por el escape de los fluidos: limites de flujo granular, límites de flujo dominados por escape de fluidos y sus respectivas modificaciones**



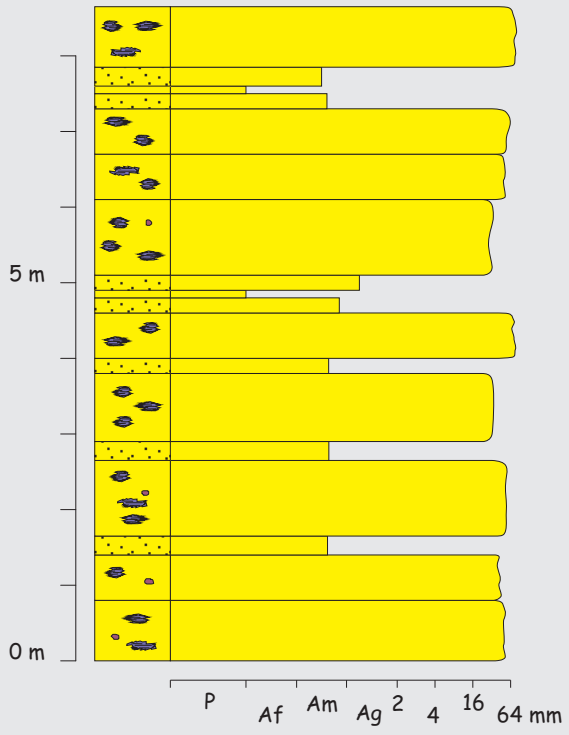
- Tobas lapillíticas de textura matriz sostén, mal seleccionadas

- Granos de composición pumícea y líticos volcánicos, angulosos

- Matriz tobacea compuesta por trizas vítreas y fragmentos pumíceos comúnmente desvitrificados y cristaloclastos de feldespatos alacalinos y plagioclasas y cuarzo

- Cuerpos masivos de geometría tabular con bases irregulares o planas y techos planos, de hasta 12 m de espesor

- Son depósitos muy comunes en las secuencias piroclásticas 1a y 1b



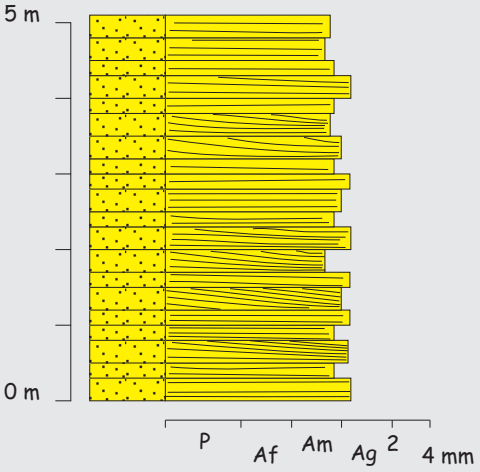
- Condiciones inestables en los límites de flujo dominados por escape de fluidos de las corrientes piroclásticas de densidad conducen al desarrollo de estratificación

- Estratos de 0,2 a 1 m de espesor, masivos

- Pueden darse pausas en la depositación de las tobas lapillíticas relacionadas a eventos de caída durante la agradación e inflado de la corriente piroclástica de densidad. Estos eventos se corresponden con tobas y tobas finas masivas delgadas (5 a 30 cm de espesor)

Unidades de acumulación piroclástica

I 2: Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas	**- Sucesiones piroclásticas depositadas fundamentalmente a partir de límites de flujo con baja concentración de clastos, donde el principal mecanismo de sustentación de las partículas es por efecto de la turbulencia de la fase fluida: limites de flujo dominados por tracción y límites de flujo dominados por caída directa**



- Tobas bien seleccionadas, de textura grano sostén

- Estratos tabulares de base y techo planos y netos o con base cóncava erosiva, de 20 a 30 cm de espesor

- Estratificación horizontal y entrecruzada planar

- Es común hallar depósitos de alto régimen de flujo con desarrollo de estructuras monticulares

- Depósitos originados por corrientes piroclásticas tractivas

I 3: Sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad complejas	**- Sucesiones depositadas por corrientes piroclásticas de densidad cuyos límites de flujo experimentan variaciones rápidas y contrastantes en sus condiciones fluidodinámicas**



- Presentan variaciones verticales bruscas en cuanto a su textura y estructuras

- Los eventos de depositación a partir de límites de flujo dominados por tracción se caracterizan por depósitos grano sostenidos, de buena selección y con estructuras tractivas de alto o bajo régimen de flujo

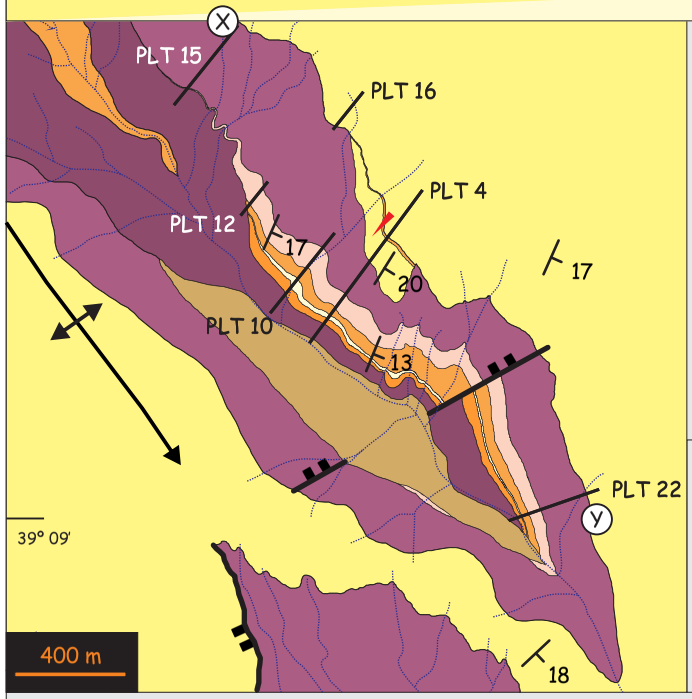
- Desarrollan depósitos matriz sostén, mal seleccionados que responden a condiciones de escape de fluidos en el límite del flujo

- Los eventos de caída directa se registran a partir de depósitos tobáceos masivos

- Depósitos granodecrecientes evidencian procesos de dilución y pérdida de energía comunes durante la transición entre límites de flujo de diferentes características

- Estas sucesiones demuestran una evolución compleja elas condiciones hidrodinámicas de la corrientes piroclástica de densidad, que a veces, puede correlacionarse con cambios bruscos en la topografía del sustrato: presencia de escarpas de fallas, desniveles en el relieve volcánico o la entrada a un paleovalle

Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 1a y 1b - Localidad PLT

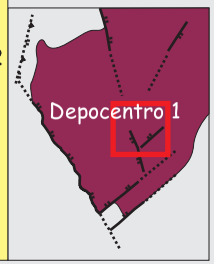


- Las secuencias piroclásticas 1a conforman cuerpos aislados, de geometría lenticular y poco espesor (inferior a los 20 m) que se intercalan dentro de las sucesiones de los sistemas aluviales volcaniclásticos

- Su desarrollo no se ve controlado por la estructuración extensional del depocentro. Ocupan las zonas deprimidas generadas por el mismo relieve volcánico

- Las secuencias piroclásticas 1b se depositan sobre un relieve volcánico irregular, por encima de las lavas mesosilícicas a ácidas

- La actividad de las fallas extensionales internas al depocentro 1 llega a afectar sólo a la base de las secuencias piroclásticas 1b

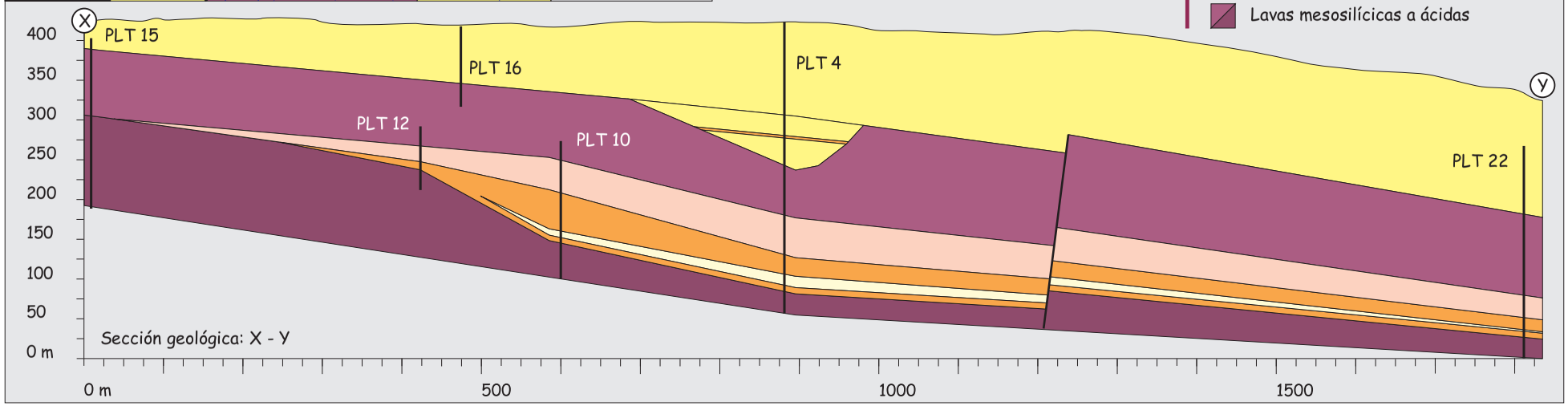


Depósitos modernos

Dirección de paleocorrientes

Ciclo Precuyano

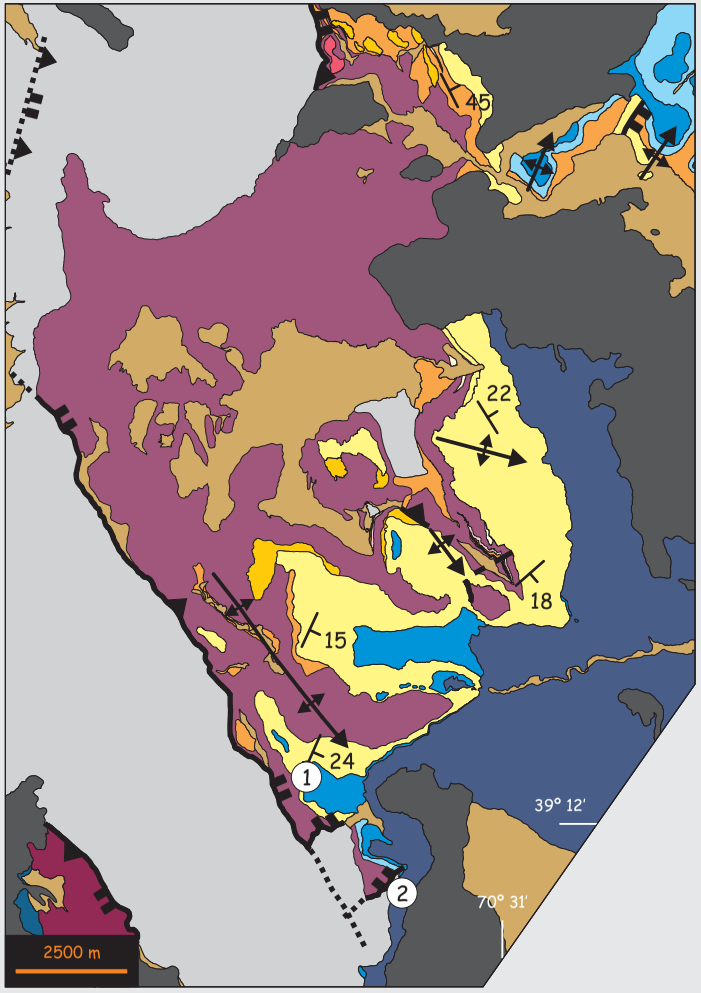
- Secuencias piroclásticas 1b
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas



Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 1b - Depocentro 1

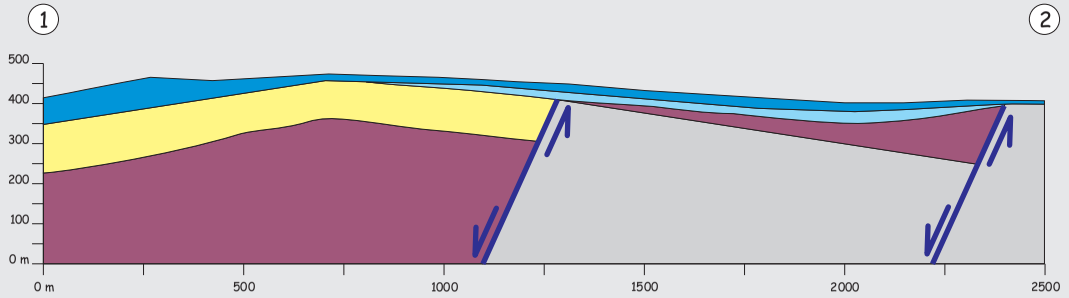
- En el mapa del depocentro 1 se aprecia la distribución continua de los afloramientos de las secuencias piroclásticas 1b a lo largo de toda el area correspondiente a dicho depocentro

- Las secuencias piroclásticas 1b ocupan la porción superior de las sucesiones precuyanas del depocentro 1



- La unidad representa distintos eventos eruptivos ocurridos hacia el final del Ciclo Precuyano

- Sus depósitos son el producto de corrientes piroclásticas de densidad no dliluidas (I 1), de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas (I 2) y de corrientes piroclásticas de densidad complejas (I 3), que conforman espesas sucesiones de entre 70 y 230 m



- La depositación de las secuencias piroclásticas 1b no transgrede los límites del depocentro; se encuentra fuertemente delimitada por la actividad de las fallas extensionales

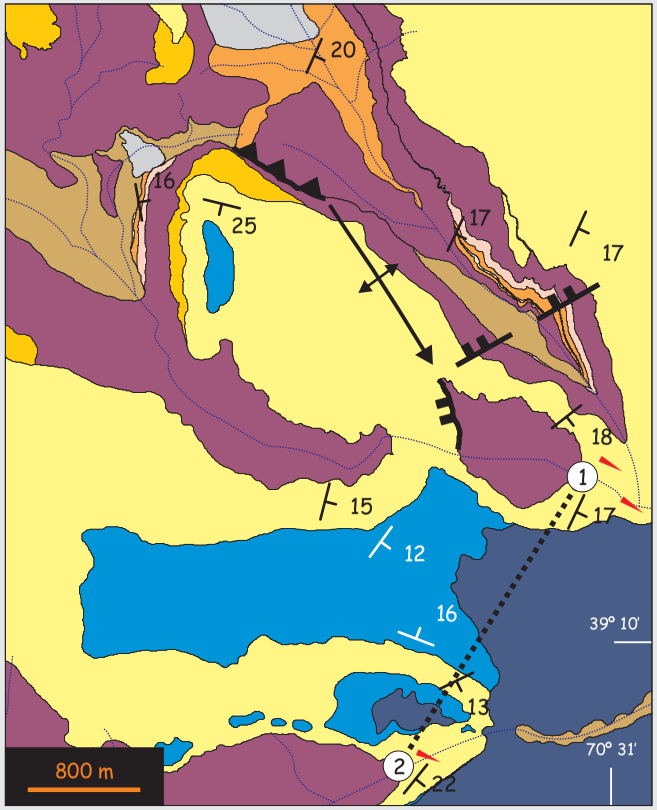
Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico

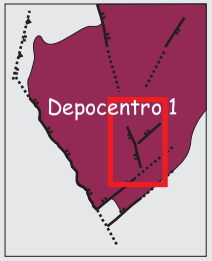
Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros

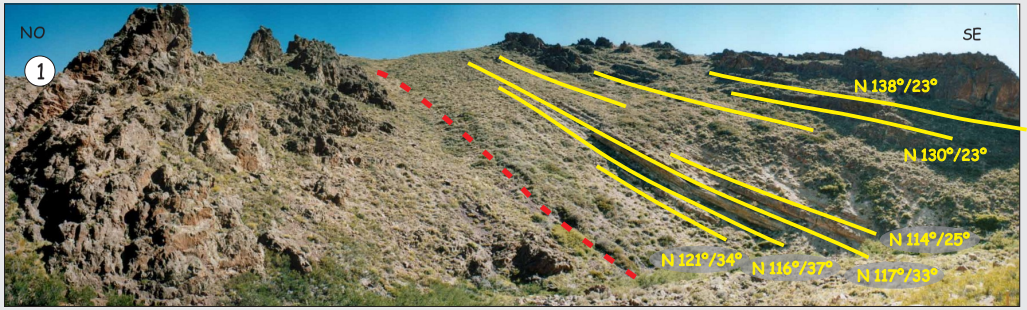
Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Domos y criptodomos ácidos
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Domo de autobrechas
- Lavas mesosilícicas a ácidas

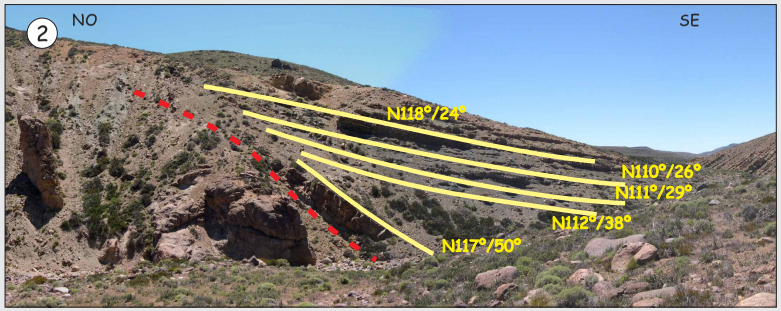
Basamento granítico

Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 1b - Localidades PLS y PCL





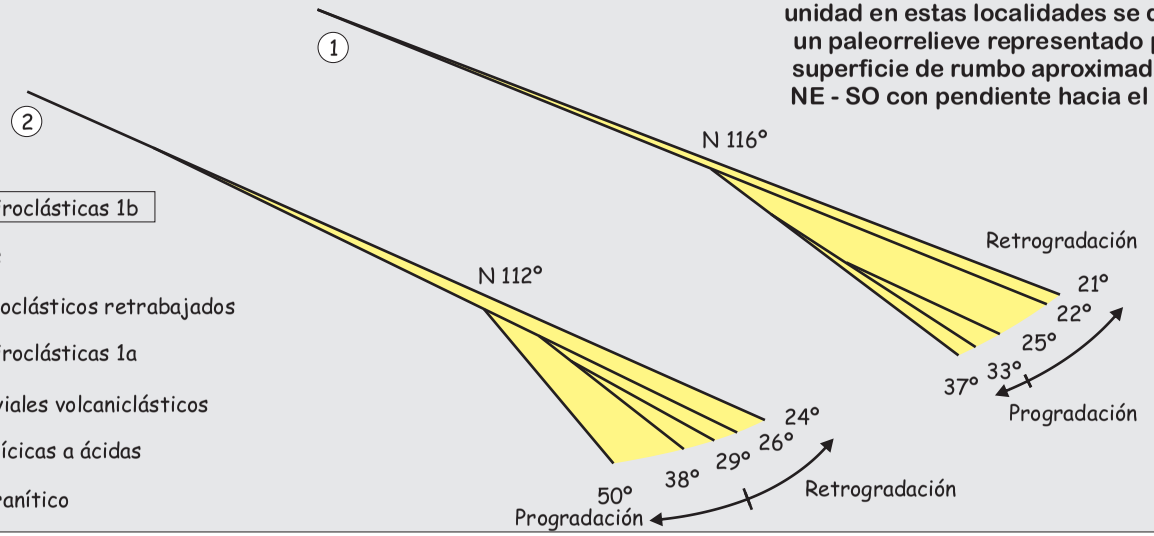




- La unidad se deposita sobre un relieve volcánico muy irregular. El desarrollo de abanicos de capas evidencia el relleno de un paleorrelieve

- La estratificación posee un arreglo complejo, progradante - retrogradante

- La geometría desarrollada en 1 y 2 sugiere que la depositación de la unidad en estas localidades se da sobre un paleorrelieve representado por una superficie de rumbo aproximadamente NE - SO con pendiente hacia el sureste



Depósitos recientes

Dirección de paleocorrientes

Ciclo Cuyano

Sistemas de costa afuera

Calizas marinas someras

Ciclo Precuyano

Secuencias piroclásticas 1b

Domos ácidos

Depósitos piroclásticos retrabajados

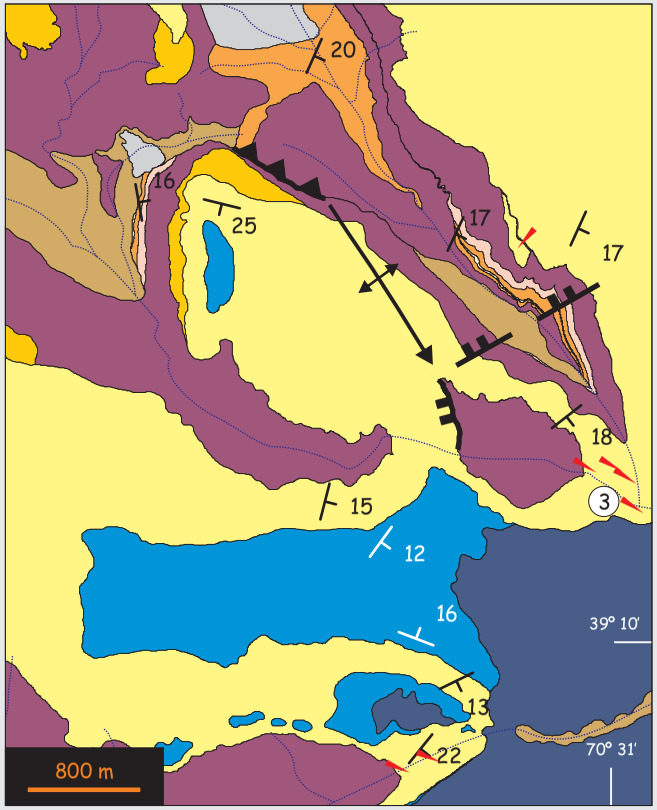
Secuencias piroclásticas 1a

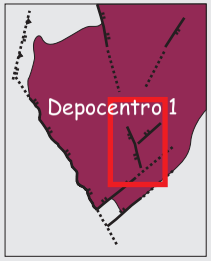
Sistemas aluviales volcaniclásticos

Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico

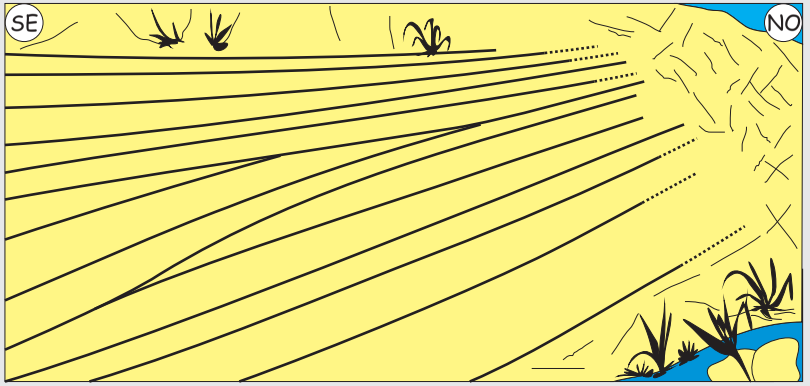
Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 1b - Localidad PLS





3





Progradación

Retrogradación

- El desarrollo de ciclos progradantes y retrogradantes en los depósitos denota condiciones variantes en las corrientes piroclásticas o en las erupciones que las originan

- Se trata de variaciones intrínsecas a los procesos piroclásticos imperantes y no poseen ninguna relación evidente con la estructuración extensional

Depósitos recientes

Dirección de paleocorrientes

Ciclo Cuyano

Sistemas de costa afuera

Calizas marinas someras

Ciclo Precuyano

Secuencias piroclásticas 1b

Domos ácidos

Depósitos piroclásticos retrabajados

Secuencias piroclásticas 1a

Sistemas aluviales volcaniclásticos

Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico

Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 1b - Localidad PLT

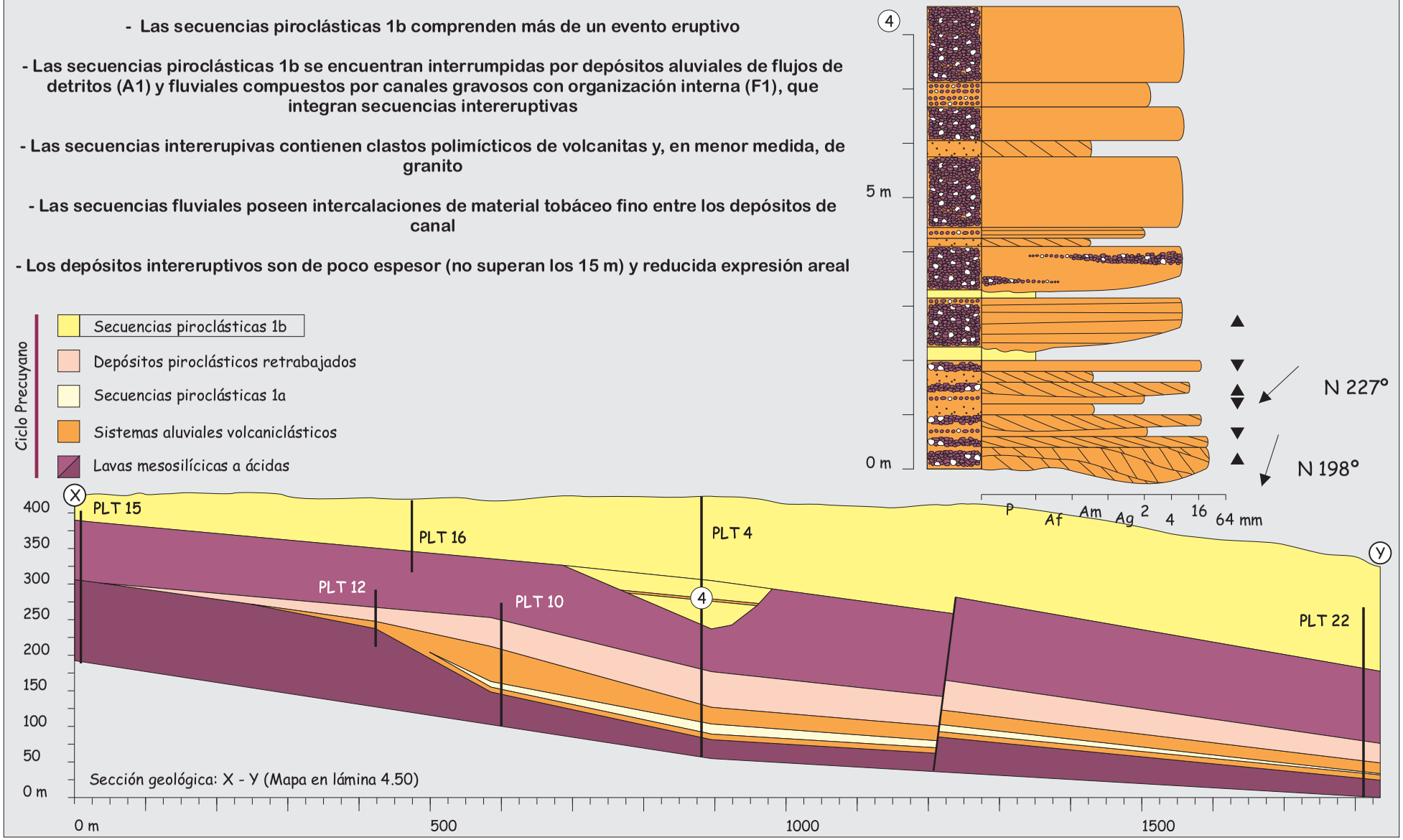
- Las secuencias piroclásticas 1b comprenden más de un evento eruptivo

- Las secuencias piroclásticas 1b se encuentran interrumpidas por depósitos aluviales de flujos de detritos (A1) y fluviales compuestos por canales gravosos con organización interna (F1), que integran secuencias intereruptivas

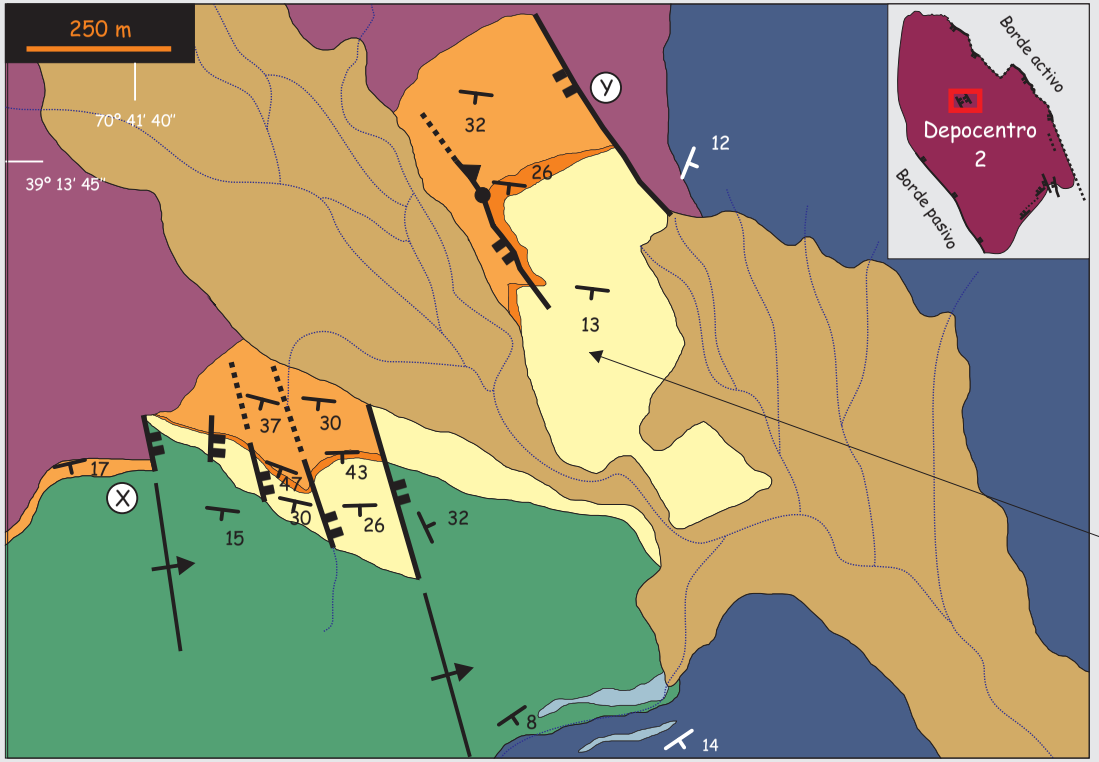
- Las secuencias intererupivas contienen clastos polimícticos de volcanitas y, en menor medida, de granito

- Las secuencias fluviales poseen intercalaciones de material tobáceo fino entre los depósitos de canal

- Los depósitos intereruptivos son de poco espesor (no superan los 15 m) y reducida expresión areal



Unidad de acumulación: Secuencias piroclásticas 2 - Localidad CTL

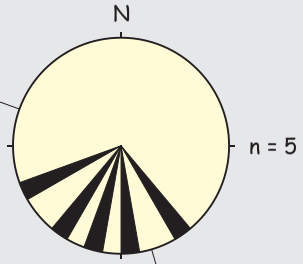


- Las corrientes piroclásticas poseen una dirección de transporte general hacia el sur y sus depósitos se encuentran exclusivamente en el interior del graben

- La depositación ocurre de manera sincrónica con la actividad de las fallas extensionales, lo que queda demostrado por los cambios internos de espesor

- La actividad de las estructuras internas del graben se concentra en una sola de las fallas hacia el final de la depositación de las ignimbritas

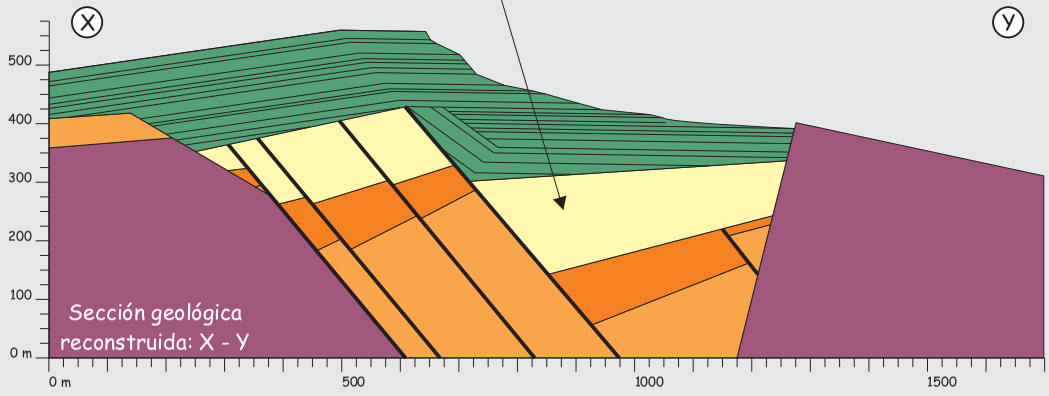
- La dirección de las paleocorrientes indica un control importante de la estructura también en el sentido de transporte de las corrientes piroclásticas de densidad



Depósitos recientes

Ciclo Cuyano
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 2
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas



4.2.6 - Depósitos piroclásticos retrabajados - DPR

La composición de la unidad es a los fines prácticos, completamente piroclástica (Láminas 4.56 a 4.58). Los clastos de origen volcánico se encuentran de manera muy subordinada y en proporción muy semejante a la de los depósitos piroclásticos primarios. Composicionalmente no existen diferencias con las secuencias ignimbríticas. Los depósitos de la presente unidad se constituyen enteramente por secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados (A2) o por flujos tractivos no encauzados (A3) y secuencias fluviales integradas por canales gravosos con organización interna (F1). No se ha registrado en ningún sitio la existencia de depósitos piroclásticos primarios dentro de esta unidad. Teniendo en cuenta su peculiar composición en contraste con los procesos aluviales y fluviales que la originan, resulta clara su condición de material retrabajado.

El gran volumen de material que es aportado durante las erupciones volcánicas tiene un efecto muy notorio en los sistemas sedimentarios (Cole y Ridgway, 1993). Los sistemas fluviales suelen quedar ahogados en detritos y el reestablecimiento del drenaje ocasiona incisiones muy pronunciadas sobre las unidades eruptivas (Smith, 1987 y Bahk y Chough, 1996). El retrabajo del material piroclástico puede darse durante un evento eruptivo o luego de que éste ocurra, diferenciándose en eventos sineruptivos e intereruptivos respectivamente (Smith, 1991). Los depósitos sineruptivos poseen composiciones monolitológicas (Smith, 1988; Cole y Ridgway, 1993 y Riggs *et al.,* 1997) y, en particular, durante eventos de gran actividad piroclástica existe un predominio del material fino y piroclástico sobre el volcánico efusivo, generalmente más grueso (Smith, 1991). De todos modos, este tipo de interpretaciones corresponden a ambientes distales en grandes cuencas con actividad volcánica. Es importante tener en cuenta que para el caso del Ciclo Precuyano, el desarrollo del ambiente volcánico dentro de los depocentros extensionales condiciona su situación de proximalidad (Bilmes *et al.,* 2008). Respetando esta salvedad, es posible sin embargo establecer algunas comparaciones entre la unidad analizada y los modelos existentes.

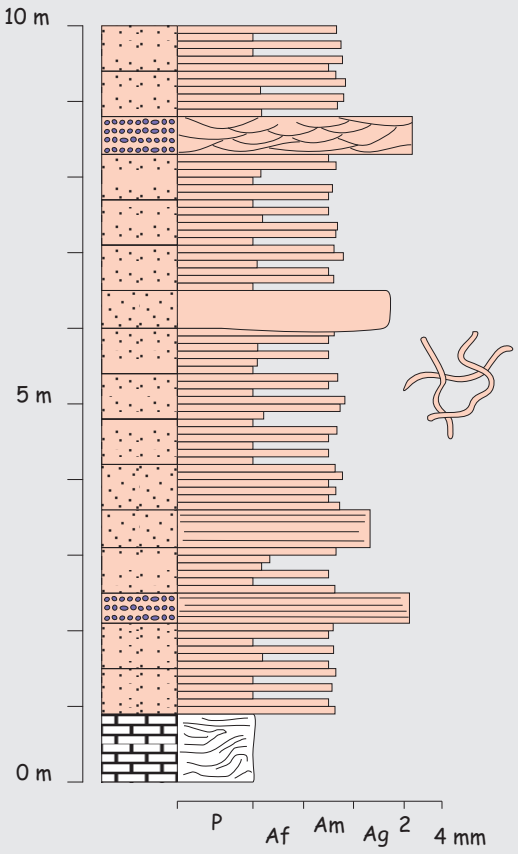
Los procesos eruptivos tienden a elevar los niveles de base de manera abrupta por agradación, ocasionando el labrado de estrechos y profundos canales por reajuste de los sistemas durante los ciclos intereruptivos (Smith, 1991). Los canales fluviales observados son fuertemente erosivos con espesores de entre 1,5 y 3 m, pero carecen de paredes verticales, cárcavas u otro signo que indique incisiones muy importantes (Lámina 4.57). Su relación espesor / extensión lateral varía de 1:2 a 1:10. Se trata de características más emparentadas con los ciclos sineruptivos que con los intereruptivos, pero el desarrollo de rastros de actividad orgánica a lo largo de las sucesiones impide entender a estos depósitos como un producto

sincrónico con un solo evento eruptivo. Dichos rastros se disponen de manera aleatoria sin ocupar niveles particulares dentro de los perfiles estudiados, por lo que sus organismos formadores están igualmente presentes durante toda la depositación de la unidad. Esto último resulta incompatible con las condiciones generadas durante una erupción volcánica en una ubicación proximal.

De este modo, se interpreta a la unidad como el producto de varios procesos de retrabajo de depósitos originalmente piroclásticos en una ubicación proximal dentro del ambiente volcánico del Ciclo Precuyano. La unidad se dispone adyacente a un relieve generado por la superposición de coladas dómicas (VC) de las lavas mesosilícicas a ácidas, sin denotar ninguna relación directa con las estructuras extensionales del rift (Lámina 4.59).

Unidad de acumulación: Depósitos piroclásticos retrabajados

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A2: Secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados	- Sucesión aluvial dominada por flujos hiperconcentrados depositados sobre una planicie



- Sucesión arenosa con intercalaciones de pelitas y sabulitas. Flujos hiperconcentrados de baja energía con eventos de decantación asociados y flujos tractivos no encauzados de baja energía

- Estratos masivos de 0,4 a 0,6 m de espesor, de geometría tabular compuestos por intercalaciones delgadas (5 - 15 cm) de areniscas y pelitas masivas

- Intercalan bancos tabulares a levemente lenticulares, de base cóncava y erosiva, compuestos por sabulitas masivas o con estratificación planar y estratificación entrecruzada en artesa

- Todos los niveles son grano sostén, muy bien seleccionados, compuestos en su totalidad por material de origen piroclástico: trizas y otros fragmentos de origen vítreo y líticos ignimbríticos

- Contienen rastros de actividad orgánica dispuestos de manera aleatoria a lo largo de toda la sucesión. Estos consisten en surcos de contorno semicircular dispuestos sobre la superficie de los estratos

- Conforman secuencias de 50 m de espesor

- En la base y en algunos casos también de manera aislada dentro de la sucesión es frecuente hallar bancos de hasta 1 m compuestos por mudstones laminados de origen biogénico (litofacies MC)

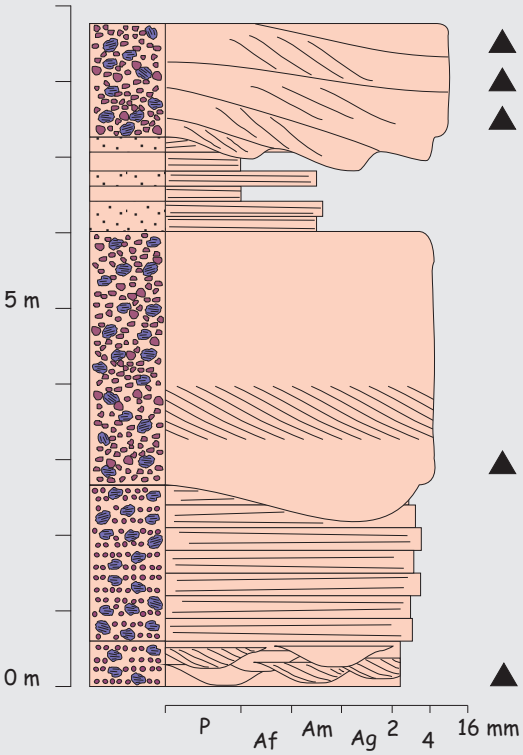
- Estas secuencias se disponen sobre niveles que conforman la unidad de depósitos aluviales volcaniclásticos y entre dos coladas dómicas (VC) de lavas mesosilícicas a ácidas (localidad PLT)



Lámina 4.56

Unidad de acumulación: Depósitos piroclásticos retrabajados

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
F1: Secuencias fluviales. Canales gravosos con organización interna	- Sucesión fluvial compuesta por canales gravosos con organización interna desarrollados en una planicie más fina



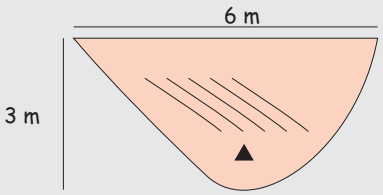
- Clastos de procedencia piroclástica en su gran mayoría: trizas, pómez y otros fragmentos de origen vítreo y líticos ignimbríticos. En los depósitos más gruesos intervienen también líticos de procedencia volcánica

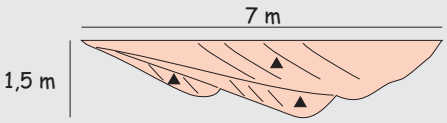
- Canales gravosos complejos, profundos (1,5 a 3 m), fuertemente erosivos, con migración lateral

- Los canales se componen de pómez redondeados y líticos volcánicos angulosos de entre 4 y 16 mm en una matriz arenosa de origen vítreo. Los depósitos son de textura grano sostén con matriz, de selección moderada

- Planicies compuestas por depósitos tractivos no encauzados de sabulitas o areniscas con estratificación horizontal y pelitas masivas

- Estas secuencias se disponen sobre niveles que conforman la unidad de depósitos aluviales volcaniclásticos y entre dos coladas dómicas (VC) de lavas mesosilícicas a ácidas (localidad PLS)





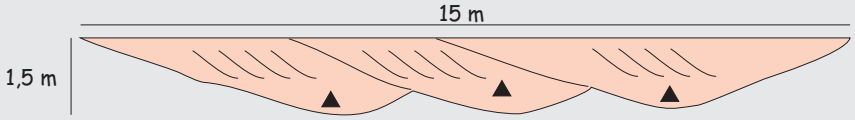


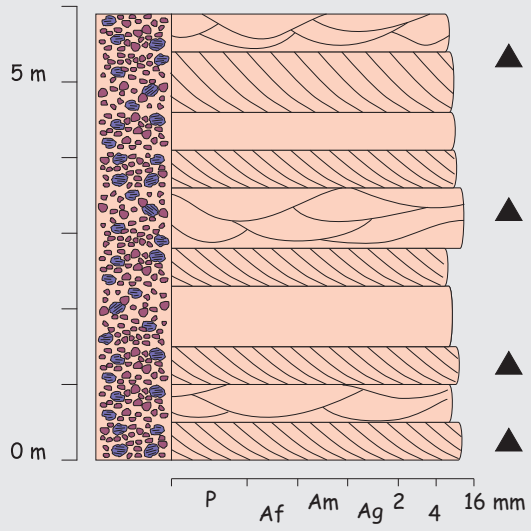


Lámina 4.57

Unidad de acumulación: Depósitos piroclásticos retrabajados

A3: Secuencias aluviales dominadas por flujos tractivos no encauzados

- Sucesiones aluviales dominadas por flujos de tipo tractivo no encauzados y flujos de detritos de alta energía



- Conglomerados grano sostén con matriz, de moderada selección

- Estratos tabulares de 0,5 a 0,8 m con estratificación entrecruzada planar y entrecruzada en arteza, con gradación normal

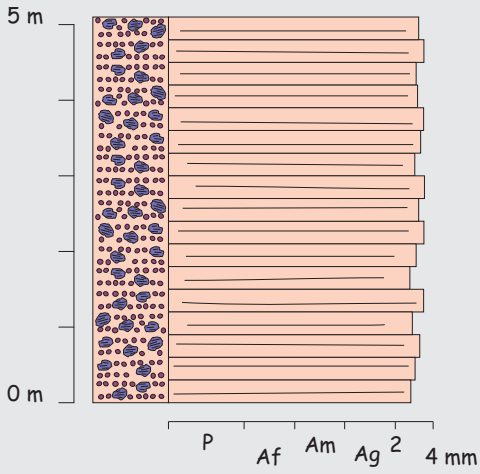
- Intercalan bancos tabulares de conglomerados masivos

- Todos los niveles se componen de material de origen piroclástico y, en menor medida, volcánico

- Granos compuestos por fragmentos pumíceos redondeados y líticos volcánicos angulosos, 4 a 16 mm

- Matriz arenosa compuesta por trizas vítreas y otros clastos de naturaleza vítrea

- Sucesiones aluviales dominadas por flujos tractivos de moderada energía, no canalizados



- Sabulitas grano sostén con matriz, de moderada selección

- Estratos tabulares de 0,3 m con estratificación horizontal

- Todos los niveles se componen de material de origen piroclástico y, en menor medida, volcánico

- Granos compuestos por fragmentos pumíceos redondeados y líticos volcánicos angulosos, 2 a 4 mm

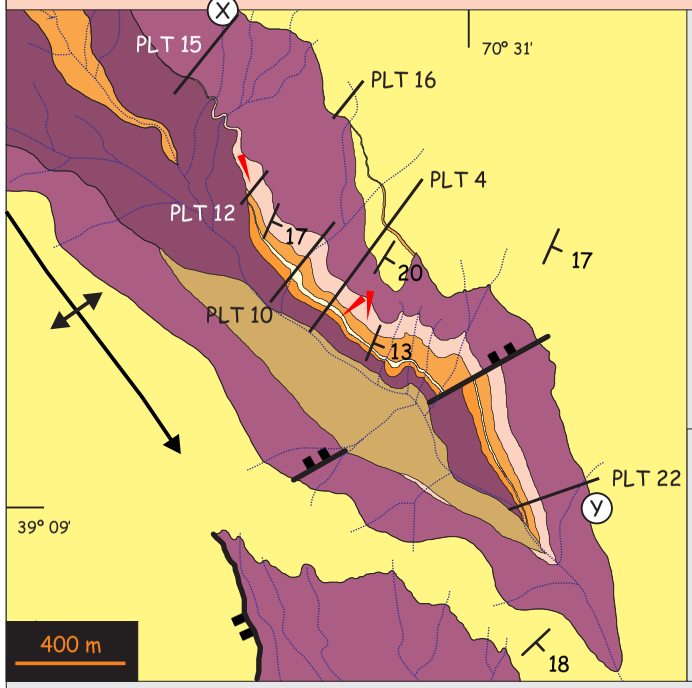
- Matriz arenosa compuesta por trizas vítreas y otros clastos de naturaleza vítrea

- En la base de la sucesión se registra un banco de 1 m de espesor compuesto por mudstones laminados de origen biogénico (litofacies MC)

- Estas secuencias se disponen sobre niveles que conforman la unidad de depósitos aluviales volcaniclásticos y entre dos coladas dómicas (VC) de lavas mesosilícicas a ácidas (Localidad PLS)

Lámina 4.58

Unidad de acumulación: Depósitos piroclásticos retrabajados - Localidad PLT

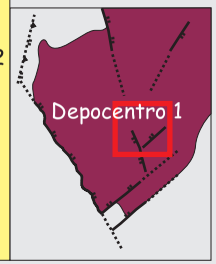


- Mapa y sección geológica donde se muestra la relación entre las distintas unidades aflorantes

- Los depósitos piroclásticos retrabajados se intercalan junto a los sistemas aluviales volcaniclásticos y las secuencias ignimbríticas 1a entre dos coladas dómicas (VC) de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas

- Su espesor se acuña violentamente hacia el noroeste hasta desaparecer donde las dos coladas dómicas entran en contacto entre sí

- Se evidencia la existencia de un paleorrelieve desarrollado sobre la superficie convexa de las coladas dómicas

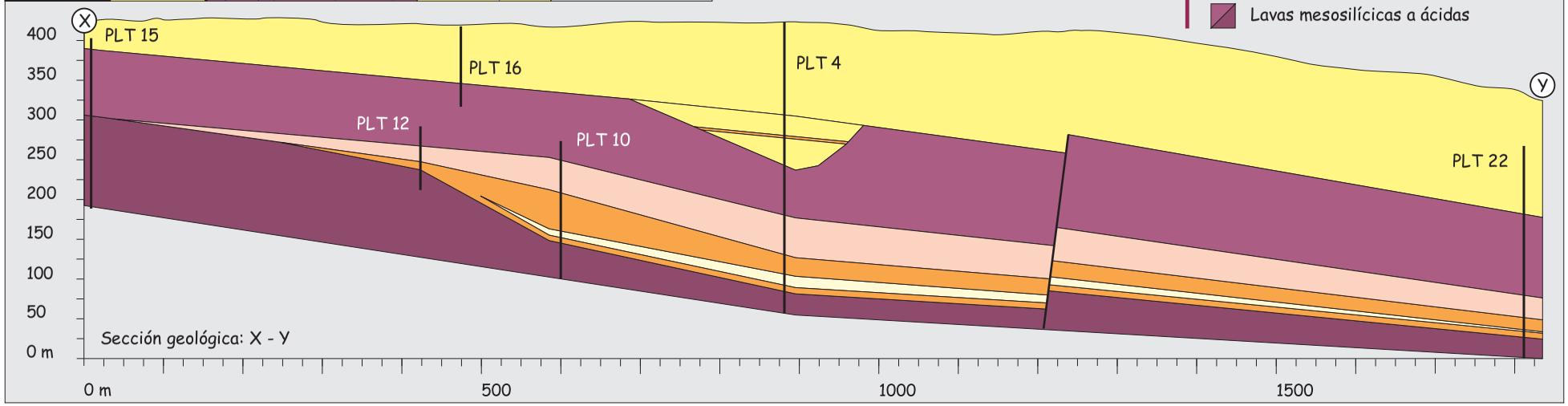


Depósitos modernos

Dirección de paleocorrientes

Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 1b
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas



4.2.7 - Abanico aluvial dominado por flujos de detritos - AFD

El análisis de los depósitos que conforman la presente unidad demuestra claramente el predominio de los flujos de detritos con matriz no cohesiva como el principal agente de transporte y depositación (Láminas 4.60 y 4.61). De manera muy subordinada se presentan depósitos originados por corrientes de tipo fluvial, de mucha menor energía (Lámina 4.63). También se ha verificado la existencia, en menor proporción, de depósitos de flujos de detritos con matriz cohesiva (Lámina 4.62). El inmenso predominio de las asociaciones litofaciales de carácter aluvial por sobre las de tipo fluvial es indicativo de depósitos asociados a un ambiente aluvial activo (Blair y McPherson, 1994), y en particular uno dominado por flujos de detritos (Blair, 1999b y Blair y McPherson, 1992 y 1998).

La localidad ECM representa una situación particular dentro del depocentro 2 por ubicarse directamente sobre el margen activo del mismo y por la calidad de los afloramientos, que permiten apreciar las unidades del rift en contacto directo con la escarpa de la falla de borde (Lámina 4.64). La presente unidad aluvial se dispone además, por encima de un potente sucesión de lavas mesosilícias a ácidas que muestran a lo largo de su superficie más externa signos de alteración y una delgada cubierta de regolito. En este contexto, cabe destacar la composición mayoritariamente granítica de los depósitos. Aproximadamente un 60% del material de granulometría sabulítica y supera el 80% de los granos en las litofacies más gruesas. La proporción restante se conforma de líticos de origen volcánico: lavas afaníticas y porfíricas. El menor tamaño de los clastos volcánicos puede deberse al menos en parte a los mecanismo intrínsecos que hacen a su meteorización. Por otro lado, los bloques graníticos más grandes, pueden ser también indicadores de la existencia de áreas de mayor relieve labradas sobre el basamento, hacia el borde del depocentro. La mayor abundancia de material granítico sugiere incluso, que la red de drenaje que alimenta a este sistema aluvial esté desarrollada directamente sobre el basamento. No es posible descartar sin embargo, la posibilidad de que existiera algo de relieve por parte de aparatos volcánicos constructivos asociados a la escarpas de falla. La litología de las áreas de aporte es un factor fundamental en el control de los procesos aluviales (Blair, 1999c; Nichols y Thompson, 2005 y Wagreich y Strauss, 2005). El tipo de rocas que afloran en las cabeceras y su meteorización determinan entre otras cosas la disponibilidad de arcilla en el sistema. En este caso particular, la falta de material fino condiciona el dominio de los flujos de detritos con matriz no cohesiva por sobre los de matriz cohesiva (Wagreich y Strauss, 2005).

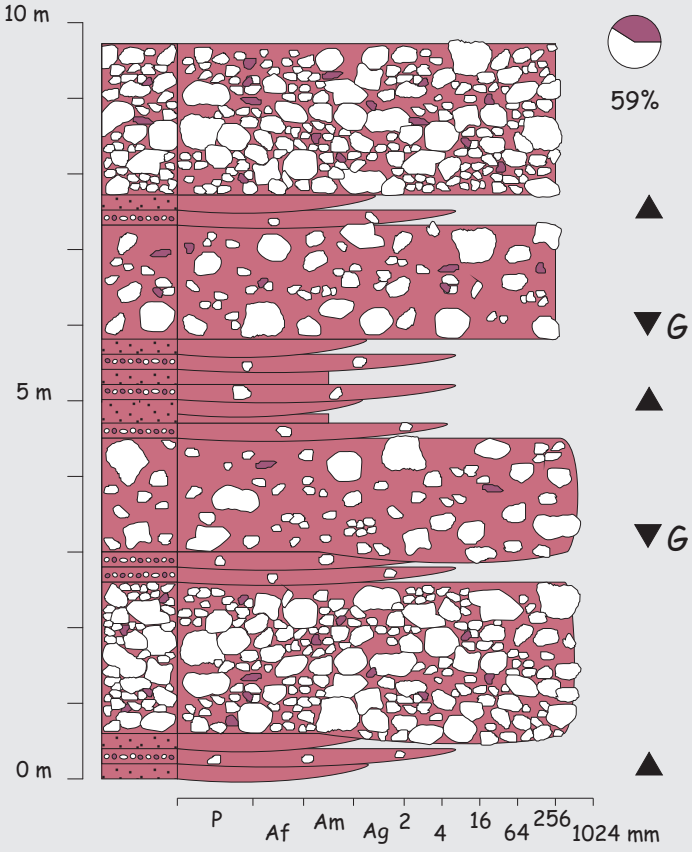
No solo la composición de los depósitos es apropiada para entender a esta unidad como un sistema aluvial de disposición transversal al borde del depocentro (Eliet y Gawthorpe, 1995).

La geometría de la unidad completa se adecua a la de un abanico cuyo ápice se ubica hacia el noreste, sobre el bloque piso de la falla de borde. Las direcciones de paleocorrientes son perfectamente compatibles con esta situación. No se hallaron más afloramientos que los de la localidad ECM, pero es probable que haya habido otros abanicos aluviales similares para este sector del depocentro 2 durante el Ciclo Precuyano. Sin embargo, se descarta la posibilidad de que hubieran llegado a constituir una bajada porque de lo contrario, la amalgamación de los distintos cuerpos no habría permitido que el abanico en ECM se hubiera preservado como tal.

La existencia del mencionado abanico de manera adyacente al borde activo tiene implicancias notorias a la hora de comprender la dinámica del depocentro 2. Es una de las pocas unidades dentro del Ciclo Precuyano cuyo origen no posee una vinculación directa con el ambiente volcánico, sino que está relacionada con los altos gradientes producidos por la actividad de un sistema de fallas normales en el margen del depocentro. Su preservación no sólo representa condiciones de alta subsidencia sino además también, la existencia de un pronunciado relieve.

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos de detritos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	Sucesiones aluviales dominadas por flujos de detritos no cohesivos con desarrollo de procesos fluviales asociados En menor proporción se desarrollan sucesiones aluviales dominadas únicamente por flujos de detritos cohesivos o no cohesivos, y otras dominadas por flujos de detritos no cohesivos y con flujos tractivos no encauzados asociados



- Conglomerados grano o matriz sostén, mal seleccionados, con matriz

- Granos en su mayoría de composición granítica (mayor al 80%), redondeados, y entre 60 y 120 cm de tamaño máximo. El resto es de composición volcánica y menor tamaño

- Matriz sabulítica con una composición granítica del 59%

- Cuerpos tabulares con bases irregulares y techos planos, de 1,5 a 5 m de espesor

- Gradación inversa de los granos más gruesos en la base de los cuerpos

- Intercalaciones de niveles más finos, frecuentemente canalizados

- Esta unidad se dispone directamente por encima de lavas mesosilícias a ácidas

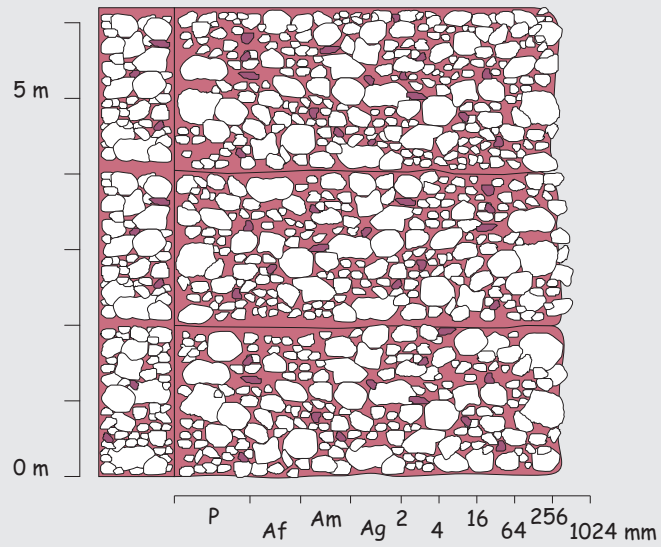


- Típicamente los afloramientos de la unidad muestran la geometría tabular de los cuerpos conglomerádicos. Intercalan lentes más finos con depósitos tractivos

Lámina 4.60

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos de detritos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos no cohesivos



- Conglomerados grano sostén, mal seleccionados

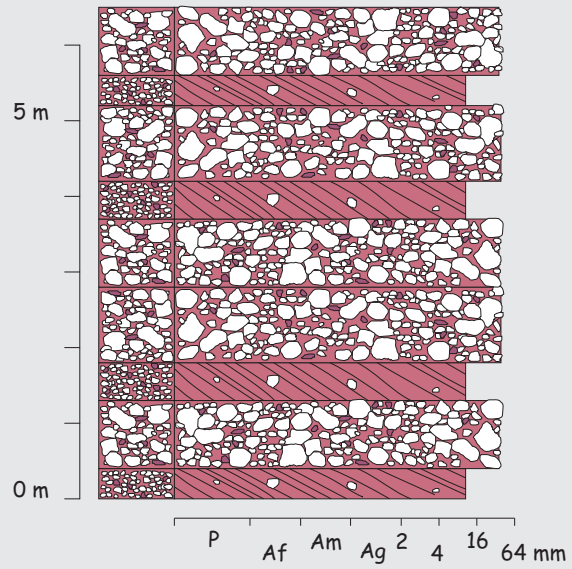
- Granos en su mayoría de composición granítica (mayor al 80%), redondeados, y entre 60 y 120 cm de tamaño máximo. El resto es de composición volcánica y menor tamaño

- Matriz sabulítica con una composición granítica del 59%

- Cuerpos tabulares, masivos, con bases irregulares y techos planos, de 2 a 3 m de espesor

- Conforman sucesiones aisladas que no superan los 12 m de espesor

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos no cohesivos y con flujos tractivos no encauzados asociados



- Conglomerados masivos, grano sostén, mal seleccionados intercaldos con conglomerados finos, grano sostén, bien seleccionados con estratificación entrecruzada

- Granos en su mayoría de composición granítica (mayor al 80%), redondeados, y entre 50 y 80 cm de tamaño máximo. El resto es de composición volcánica y menor tamaño

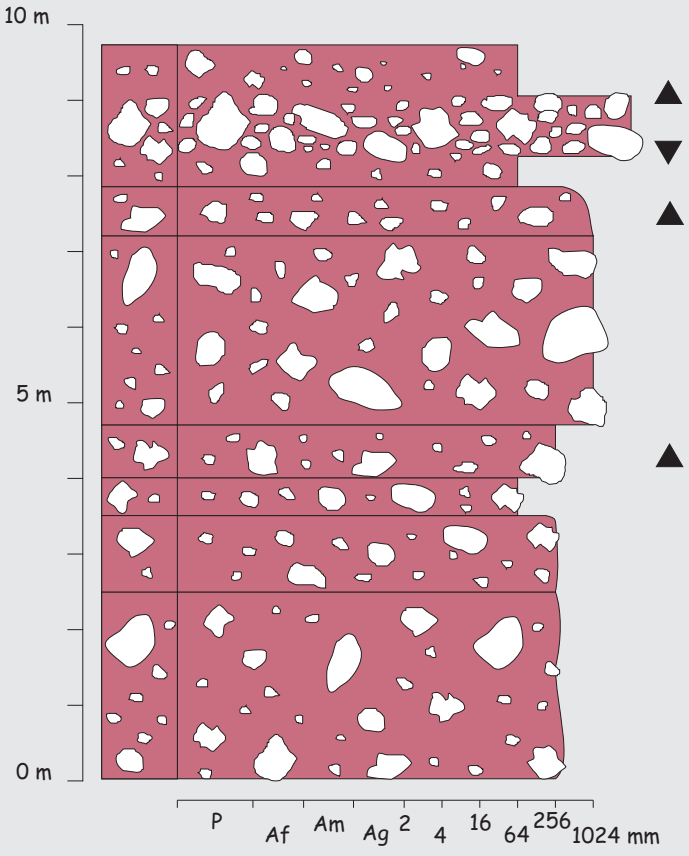
- Matriz sabulítica con una composición granítica del 59%

- Cuerpos tabulares con bases irregulares y techos planos. Los cuerpos de conglomerados más gruesos poseen 1 m de espesor mientras que los más finos tienen entre 0,4 y 0,5 m

- Conforman sucesiones cuyo espesor oscila entre los 5 y 12 m

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos de detritos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A1: Secuencias aluviales dominadas por flujos de detritos	Sucesión aluvial dominada por flujos de detritos cohesivos



- Paraconglomerados muy mal seleccionados

- Granos en su mayoría de composición granítica (mayor al 90%), subredondeados, entre 60 y 120 cm de tamaño máximo

- Matriz sabulítica con una composición granítica del 59%

- Cuerpos tabulares, amalgamados entre sí, con bases y techos planos e irregulares, de 0,5 a 2,5 m de espesor

- Gradación normal e inversa-normal en los granos más gruesos

- Se hallan en la porción inferior de la unidad, inmediatamente por encima de lavas mesosilícicas. Su espesor no supera los 10 a 15 m



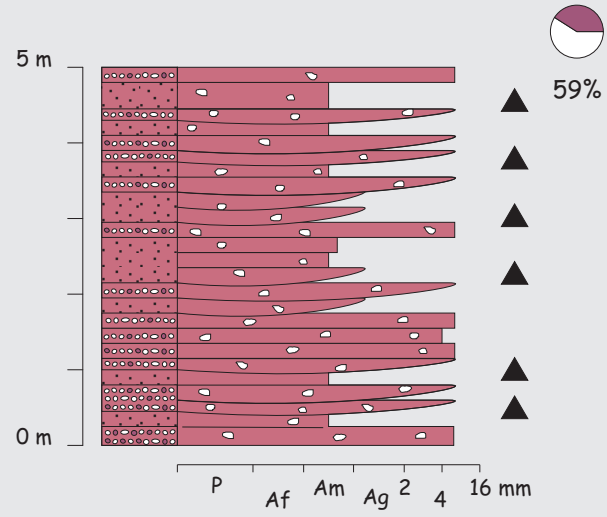


Vara de 1,2 m de largo

Lámina 4.62

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos de detritos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
F2: Secuencias fluviales. Canales gravosos a gravosos finos sin organización interna	Sucesión fluvial gravosa fina y arenosa, con desarrollo de canales y depósitos no encauzados asociados



- Intercalaciones de sabulitas y conglomerados finos con areniscas grano sostén, bien seleccionadas

- Composición granítica del 59%

- Cuerpos lenticulares con bases cóncavas y techos planos en las sabulitas, de 0,2 a 0,3 m de espesor

- Cuerpos tabulares con bases y techos planos en las areniscas, de 0,2 m de espesor

- Gradación normal en las sabulitas

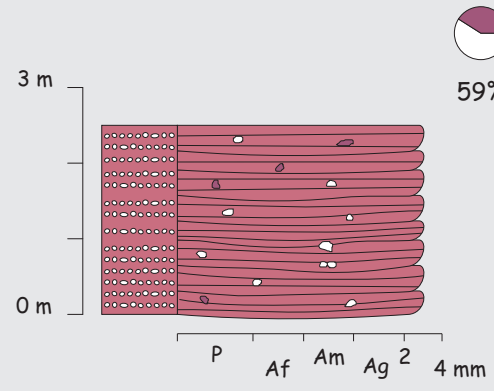
- Presencia de granos de mayor tamaño y composición granítica

- Estas sucesiones poseen una participación menor y se hallan de manera dispersa dentro de la unidad. Su espesor no supera los 5 m





Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
F2: Secuencias fluviales. Canales gravosos a gravosos finos sin organización interna	Sucesión compuesta por canales fluviales gravosos finos



- Sabulitas grano sostén, bien seleccionadas

- Composición granítica del 59%

- Cuerpos lenticulares con bases cóncavas y techos planos, con estratificación horizontal, de 0,25 a 0,35 m de espesor

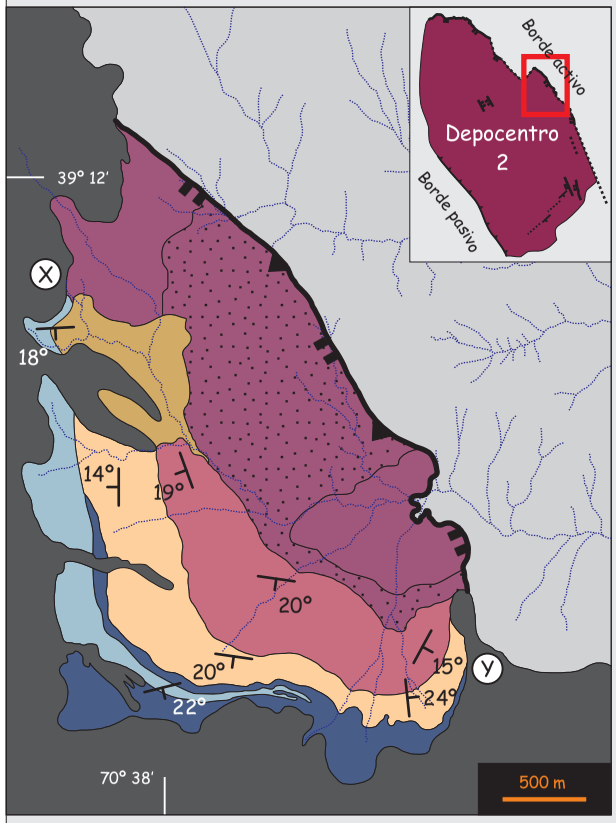
- Presencia de granos de mayor tamaño, de composición granítica y volcánica

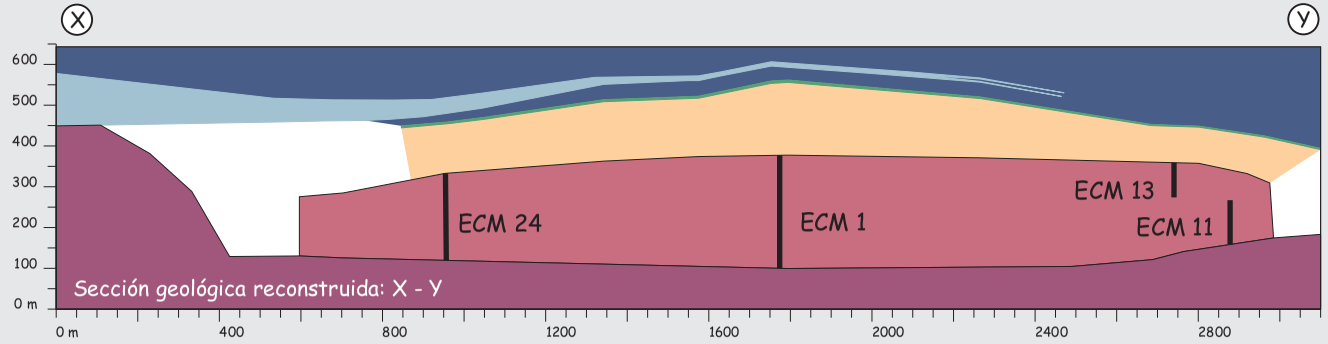
- Estas sucesiones poseen una participación menor y se hallan de manera dispersa dentro de la unidad. Su espesor no supera los 2,5 m

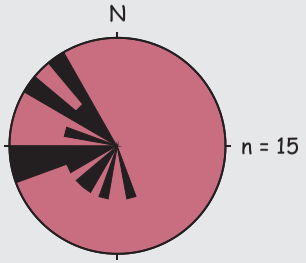
Lámina 4.63

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos de detritos

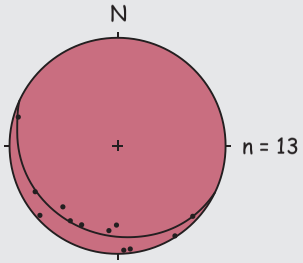
- De la observación del mapa y la sección se aprecia la geometría en lóbulo que posee el conjunto de los depósitos que conforman la unidad







- Diagrama de rosas con las direcciones de paleocorrientes. Nótese la dispersión de los datos conformando un diseño radial sobre el bloque colgante, en sentido contrario al basamento



- Diagrama de polos para los datos de rumbo de buzamiento de las capas que conforman la unidad. Se muestra de manera superpuesta la sección de cono que mejor ajusta a esta proyección: se trata de un cono cuyo ápice se sitúa hacia el noreste y que abre hacia el suroeste

Ciclo Cuyano
- Depósitos recientes
- Volcanismo cenozoico
- SRMS
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados)
- Abanico aluvial (flujos de detritos)
- Lavas mesosilícicas a ácidas
  - con cubierta de regolitos
- Basamento granítico

- El análisis del mapa, la sección geológica, los datos de paleocorrientes y los datos de rumbo del buzamiento de las capas revela que la unidad conforma un depósito cuya forma aproxima a la de un cono con ápice al noreste y con una distribución radial noroeste - sureste, desde el noreste. Esta situación se condice con la de un abanico desarrollado sobre el bloque colgante, de manera transversal al rumbo de la falla y con su zona de cabeceras situada al noreste. Se explica así, el gran tamaño de los clastos y la procedencia fuertemente granítica de los depósitos

4.2.8 - Abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados - AFH

Las sucesiones que conforman esta unidad están constituidas enteramente por depósitos de flujos hiperconcentrados con un alto poder de selección (Lámina 4.65). Su carácter netamente aluvial en conjunto con la gran continuidad lateral que poseen los depósitos los hace equiparables a los descriptos en abanicos aluviales dominados por los denominados *sheetfloods* (Blair, 1999a, c; Blair y McPherson, 1994 y Nichols y Thompson, 2005).

Al contrario de lo que ocurre en el caso del abanico aluvial dominado por flujos de detritos, aquí la composición de los clastos es predominantemente volcánica: líticos porfíricos y afaníticos (Lámina 4.65). La participación de granos de origen granítico decrece progresivamente hacia arriba hasta que prácticamente llegan a desaparecer (Lámina 4.66). Dicha disminución paulatina en la contribución de clastos procedentes del basamento de la cuenca prueba variaciones en la configuración de la red de drenaje que alimentaba a este sistema aluvial. Necesariamente, la zona de cabeceras fue perdiendo de manera gradual el aporte de material granítico en una región donde volumétricamente siempre hubo un predominio de rocas volcánicas. Estas peculiaridades composicionales resultan muy importantes para evaluar ya que son excelentes indicadores de la relación entre el drenaje y las estructuras. El predominio de material volcánico en el sistema indica que el material provenía de dentro del depocentro. A su vez, la disminución progresiva de clastos graníticos indica que la red de drenaje experimenta una desvinculación progresiva con respecto a las rocas que conforman el basamento aflorante como parte del bloque piso del sistema de fallas de borde. Es importante destacar para este análisis que lo mismo no ocurre con los bloques más grandes que aparecen aisladamente dentro de los depósitos. Por sus grandes dimensiones, dichos bloques suelen ocupar más de un estrato, interrumpiendo la estructura interna. Consisten entonces, en grandes bloques que no son transportados dentro de los flujos sino que caen rodando por la pendiente, desde las partes altas de las laderas. El hecho de que no varíe sustancialmente la proporción de bloques graníticos indica que el basamento constituye un área relativamente elevada durante toda la vida del sistema sedimentario.

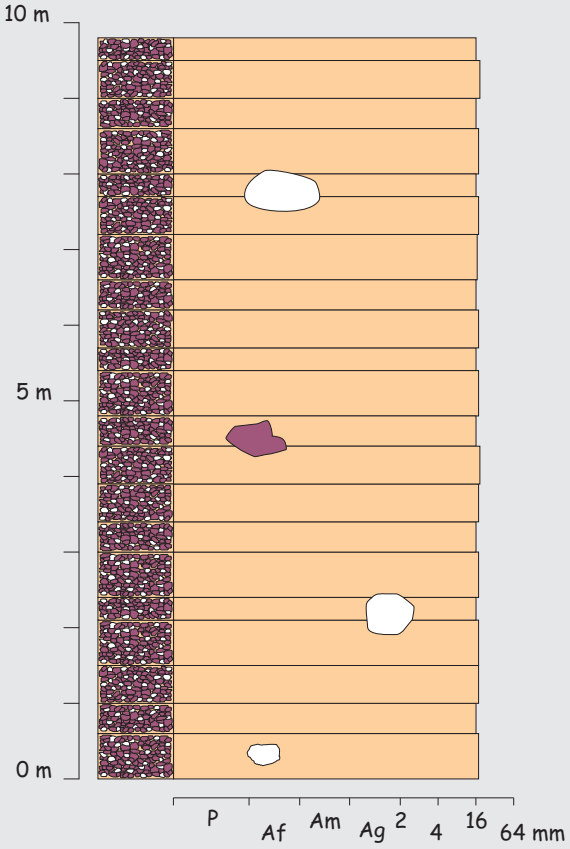
La naturaleza de los depósitos que conforman la unidad no permite la medición sistemática de direcciones de paleocorrientes. Sin embargo, la calidad y continuidad de los afloramientos permite evaluar la geometría de la unidad completa. La orientación e inclinación de las capas configura un cuerpo conoide cuyo eje se dispone en sentido noroeste – sureste y su ápice se ubica hacia el noroeste, constituyendo un abanico longitudinal al borde del depocentro 2 (Lámina 4.67).

Es notorio el arreglo en dos ciclos estrato y granocrecientes que se observa a lo largo de todo el afloramiento, constituyendo ciclos de tipo progradante (Lámina 4.66). Los cambios graduales que se dan en cuanto a la composición de los depósitos ocurren de manera independiente a la ciclicidad descripta. De todos modos, el aumento de la granulometría se aprecia tanto para los clastos de tamaño medio como para los grandes bloques hallados en los depósitos. Se entiende entonces, que los ciclos progradantes se relacionan de algún modo con la actividad de las fallas normales que configuran el borde activo del depocentro 2. La sumatoria de los distintos eventos de desplazamiento de las fallas puede no ser pareja a lo largo de todo el margen, sino que puede concentrarse una mayor subsidencia hacia alguno de sus extremos. Teniendo en cuenta la orientación de este abanico aluvial y la disminución de los espesores hacia el sudeste, es altamente factible que el bloque colgante del depocentro bascule en esa misma dirección durante la depositación de la unidad. Este comportamiento se registra de manera discreta en los dos ciclos observados. El basculamiento hacia el sudeste genera un aumento en la pendiente del sistema sedimentario que se ajusta progradando sobre el sustrato inclinado, recibiendo clastos cada vez más grandes desde sus cabeceras. Asimismo, la altura del basamento se incrementa en igual sentido, aportando bloques cada vez más grandes. Es altamente factible que este mismo proceso sea en parte el responsable de la desvinculación del área de cabeceras con las rocas del basamento. Aunque es especulativo, resulta imperante tener en cuenta que el basculamiento hacia el sudeste del bloque colgante es capaz de generar conjuntamente una disminución relativa en la diferencia de altura entre el bloque colgante y el basamento hacia el noroeste. Así la red de drenaje desarrollada en las cabeceras se reorienta cada vez más directamente sobre el bloque colgante; es decir, directamente dentro del depocentro 2.

Resulta llamativo que hacia el tope de la unidad aparezcan bloques de 2 a 4 m de volcanitas e ignimbritas no soldadas, sin registrarse bloques graníticos de tales dimensiones (Lámina 4.66). Incluso, no se han detectado afloramientos de rocas piroclásticas en la localidad ECM y no es muy probable que un fragmento tan grande y deleznable como los de las ignimbritas sea capaz de viajar largas distancias. La espesa unidad piroclástica desarrollada hacia el tope del Ciclo Cuyano dentro del depocentro 1 (secuencias piroclásticas 1b) permite considerar la posibilidad de que las corrientes piroclásticas hubieran llegado a generar eventualmente depósitos directamente sobre el alto de basamento que separa a ambos depocentros. Sin embargo, no hay afloramientos de rocas precuyanas sobre este sector del basamento que comprueben esta hipótesis.

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
A2: Secuencias aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados	Sucesiones aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados Desarrollo de ciclos granocrecientes



- Conglomerados grano sostén, muy bien seleccionados, sin matriz

- Granos en su mayoría de composición volcánica, subangulosos, de entre 4 y 64 mm de tamaño medio

- La participación de clastos graníticos decrece del 36% hasta casi desaparecer hacia el tope de la unidad

- Cuerpos tabulares, con estratificación difusa o masivos, con bases y techos planos y netos

- Presencia de grandes bloques redondeados de granito y volcanitas de 40 a 120 cm

- Se deposita por encima de unidades volcánicas (lavas mesosilícicas a ácidas) y aluviales (abanico aluvial dominado por flujos de detritos)



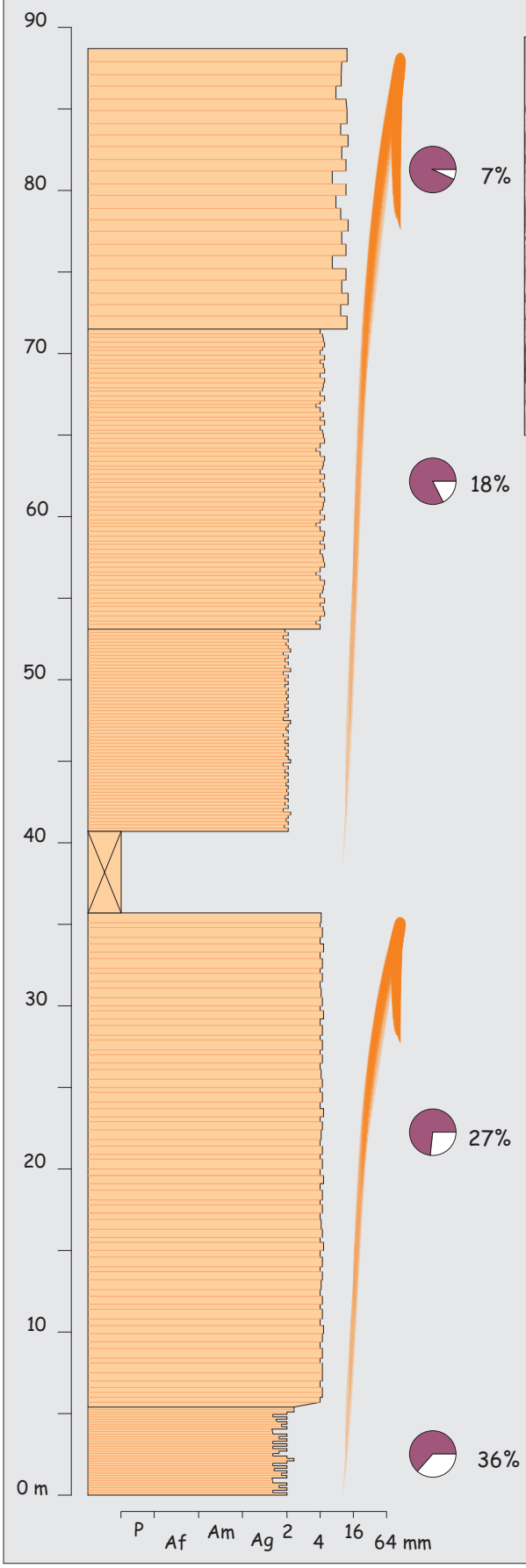
- Depósito típico de los flujos hiperconcentrados que integran la unidad: grano sostén bien seleccionado, con clastos angulosos de composición volcánica



- Cuerpos tabulares de gran continuidad lateral. Los bloques aislados de granito y volcanitas se originan por caída y rodamiento desde las laderas

Lámina 4.65

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados





- Desde la parte media hacia el tope de la unidad el tamaño de los bloques aislados aumenta considerablemente, llegando a registrarse fragmentos de volcanitas e ignimbritas de 2 a 4 m



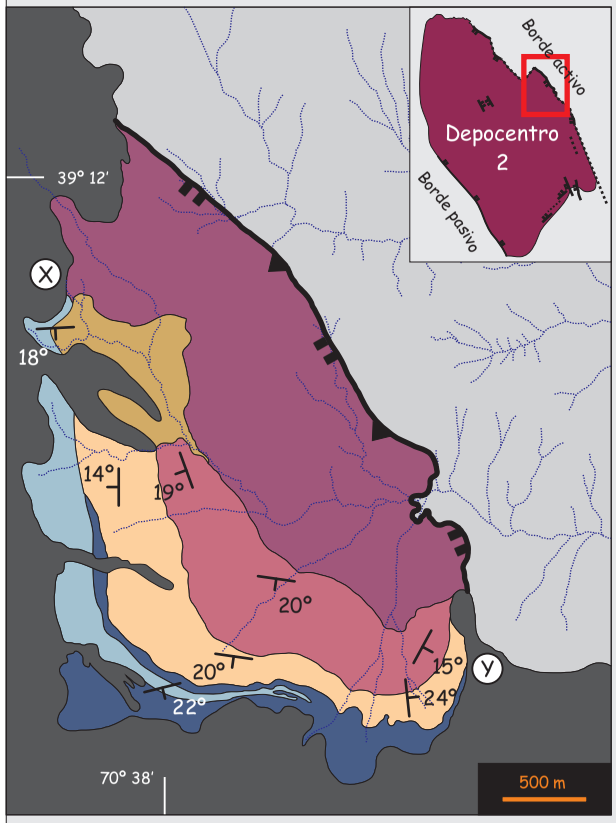
- La unidad se desarrolla en dos ciclos grano y estrato crecientes bien definidos. De acuerdo a cada set, el espesor de los estratos varía de 5 a 15 cm, 30 a 60 cm, 5 a 20 cm, 5 a 30 cm y 70 a 80 cm

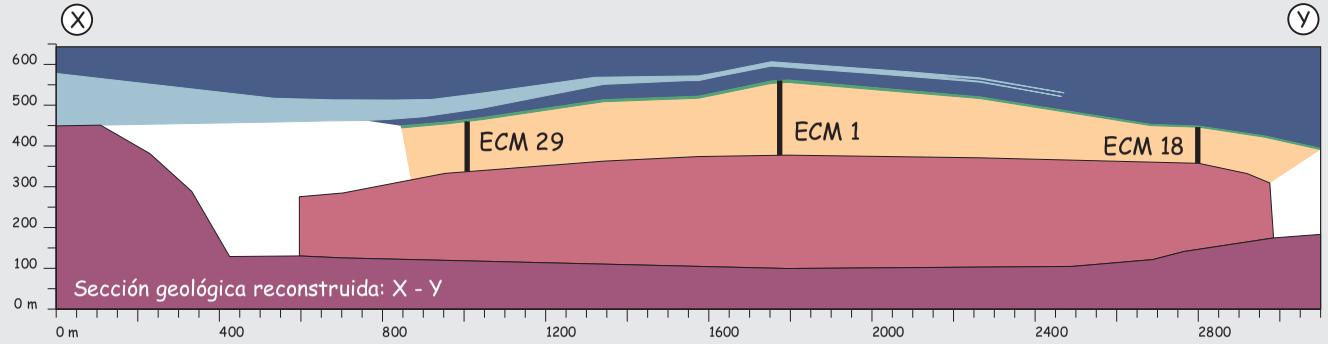
- El aporte de detritos del basamento (granítico) disminuye desde un 36% en la base hasta un 7% hacia el tope de la unidad. Esta situación no afecta a los bloques aislados dentro del depósito; tan sólo a los granos de tamaño medio

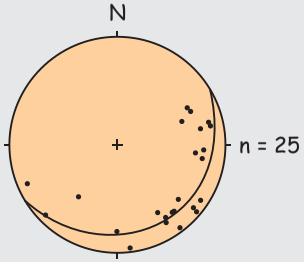
Lámina 4.66

Unidad de acumulación: Abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados

- Mapa y sección geológica de la unidad estudiada donde se reconoce una forma de lóbulo para el conjunto de los depósitos



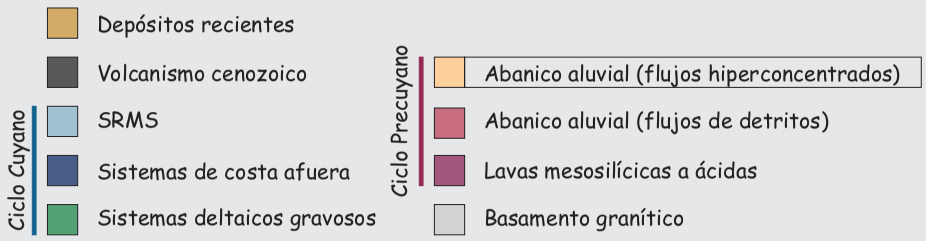




- Diagrama de polos para los datos de rumbo de buzamiento de las capas que conforman la unidad. Se muestra de manera superpuesta la sección de cono que mejor ajusta a esta proyección: se trata de un cono cuyo ápice se sitúa hacia el noroeste y que abre hacia el sureste desde el noreste hasta el suroeste

- El análisis del mapa, la sección geológica y los datos de rumbo del buzamiento de las capas revela que la unidad conforma un depósito cuya forma aproxima a la de un cono con ápice al noroeste y con una distribución radial noreste - suroeste, desde el noroeste

- Esta forma implica un abanico desarrollado sobre el bloque colgante, de manera paralela al borde del depocentro y en sentido sureste. Se explica así, la poca abundancia de granos provenientes del basamento y la gran cantidad de clastos de composición volcánica (con procedencia desde el interior del depocentro)



4.2.9 - Sistemas marinos someros - EMS y CMS

Esta unidad constituye el primer registro de depositación marina dentro del depocentro 1. Se caracteriza por presentar un miembro inferior silicoclástico y otro calcáreo por encima; ambos bajo condiciones batimétricas someras (Lámina 4.68).

Los sistemas silicoclásticos poseen un desarrollo irregular, con espesores que varían desde menos de un metro a los 6 o 7 m, llegando excepcionalmente a los 20 a 30 m en la localidad NIR. Su depositación ocurre en condiciones marinas de alta energía (Reading y Collinson, 2002 y Clifton, 2006). Representa la transgresión marina en el área correspondiente al depocentro 1. El ascenso relativo del nivel del mar produce el retrabajo del sustrato en un ambiente costero agitado. Los depósitos areniscosos y sabulíticos incorporan material más grueso que se encuentra como regolito en el sustrato precuyano y el basamento. La procedencia es fundamentalmente piroclástica y volcánica dentro del depocentro y se torna granítica sobre el basamento. Los bloques aislados de granito que se encuentran dentro del depocentro se hallan tan solo en las inmediaciones de los márgenes, constituidos por basamento granítico, lo que indica el poco transporte de estos clastos más grandes.

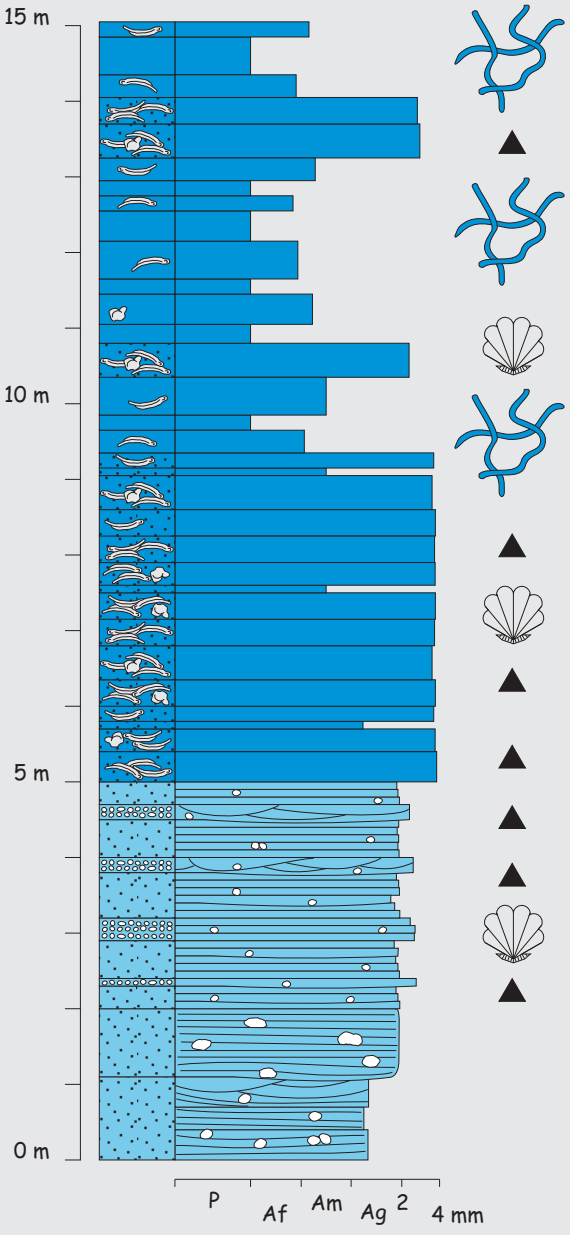
Las calizas se disponen sobre los sistemas silicoclásticos de manera gradual o presentando localmente inconformidades. El desarrollo de las litofacies más gruesas se circunscribe hacia la base y las secuencias se van haciendo más fangosas hacia el tope, denotando un descenso en la energía del ambiente (Wright y Burchette, 2002). Su abundancia en restos de fauna marina y el alto grado de bioturbación, fundamentalmente en las litofacies fangosas, son indicadores de una prolífica actividad orgánica en el ambiente. El contenido de material silicoclástico relativamente abundante implica necesariamente, un ambiente calcáreo con aporte terrígeno. Se trata de depósitos equiparables a los típicos de ambientes de rampas proximales y mediales, que denotan un cambio en la energía desde alta a baja al final (Wright y Burchette, 2002). La utilización del término rampa se utiliza aquí por el simple hecho de comparar las asociaciones litofaciales analizadas con las de los modelos de depositación clásicos descriptos para ambientes carbonáticos (p.e. Wright y Burchette, 2002). No es posible sin embargo, interpretar la topografía de la cuenca para este momento de su evolución como el de una rampa. En el ámbito del depocentro 1 no se registran zonas de pendiente importantes dentro de la unidad en estudio, pero al tener en cuenta su situación con respecto a la del depocentro 2 y las unidades subsiguientes se hace evidente la existencia de grandes variaciones batimétricas para este momento a nivel de la cuenca.

La depositación de dichos sistemas someros se produce sobre todo el depocentro 1 y sobre el alto que lo separa del depocentro 2. La observación de la base de la unidad denota un

relieve relativamente llano. Las únicas variaciones detectadas son en cuanto al espesor de los sistemas silicoclásticos: desde 5 m en la localidad LAO a 40 m en NIR, distantes 16 Km una de otra. Este tipo de diferencias se interpretan como inherentes a la transgresión ocurrida sobre un paleorelieve volcánico más que a la estructuración extensional. De hecho, en la localidad LAO se aprecia claramente el cese en la actividad de las fallas extensionales internas del depocentro 1 (Lámina 4.69). El sistema de fallas de borde del depocentro 1 también se encuentra inactivo ya que los afloramientos de la unidad continúan por encima del alto de basamento que separa ambos depocentros, sin estar afectada por las fallas.

Unidad de acumulación: Sistemas marinos someros

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
C: Secuencias calcáreas marinas	- Sucesiones calcáreas depositadas en un ambiente marino, somero, con importante actividad orgánica
M: Marino abierto	- Depósitos marinos de moderada energía asociados a gradientes bajos a moderados



- Es una unidad eminentemente calcárea con un miembro silicoclástico hacia la parte inferior. El conjunto no sobrepasa los 50 m de espesor

- La sucesión calcárea se encuentra afectada por una silicificación pervasiva

- Se compone de mudstones, wackestones y grainstones con restos de invertebrados marinos (bivalvos, braquiópodos, crinoideos y espículas de esponjas) y vegetales

- Contienen clastos terrígenos, de procedencia volcánica

- Los estratos son tabulares con base irregular y de 5 a 60 cm de espesor. Suelen estar profundamente bioturbados en las litofacies fangosas

- Las secuencias denotan un descenso en la energía del ambiente hacia el tope de la sucesión

- El pasaje desde la base silicoclástica a la sucesión calcárea es gradual, pudiendo presentar inconformidades locales

- La base de la unidad se compone de depósitos areniscosos y sabulíticos, grano sostén, muy bien seleccionados

- Los estratos son de geometría tabular y 5 a 50 cm de espesor. Poseen laminación y estratificación entrecruzada en artesa. Presentan gradación normal

- Son frecuentes los restos de invertebrados entre los depósitos silicoclásticos

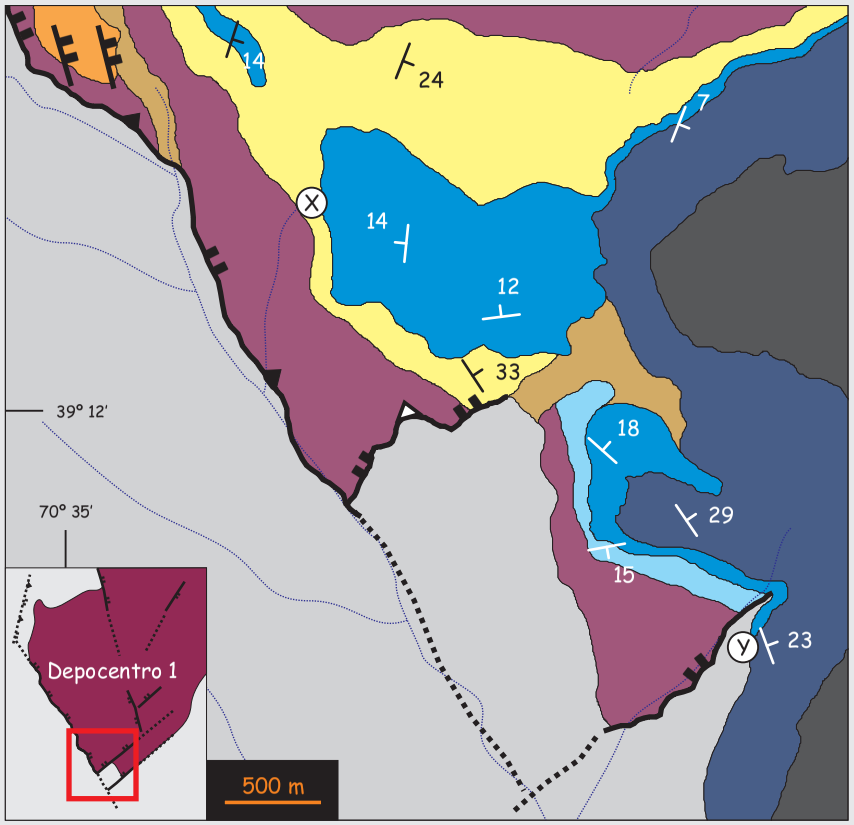
- Se hallan clastos redondeados más grandes, aislados en los depósitos. Su composición es granítica o volcánica de acuerdo al sustrato donde se apoya la unidad

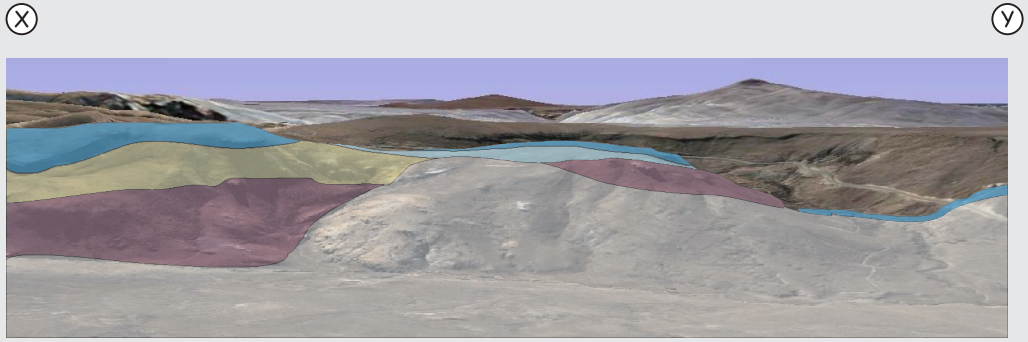
- Esta unidad se dispone directamente por encima de los depósitos del Ciclo Precuyano en el depocentro 1 y cubre al basamento hacia el límite con el depocentro 2. Las secuencias calcáreas no se desarrollan dentro del depocentro 2

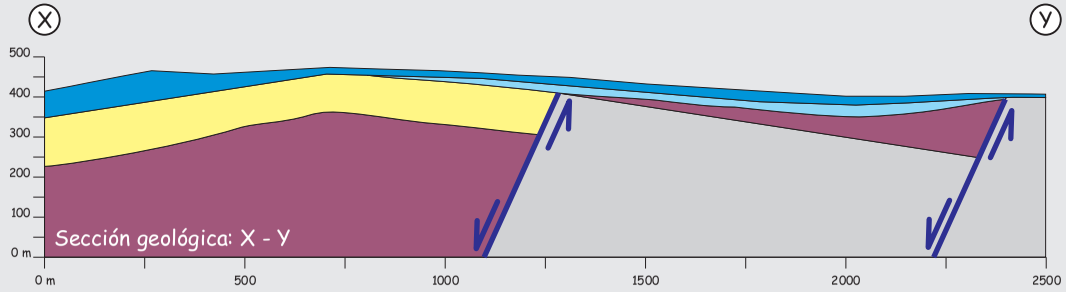
- La unidad es cubierta por los depósitos de los sistemas de costa afuera

Lámina 4.68

Unidad de acumulación: Sistemas marinos someros - Localidad LAO







Depósitos modernos

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Sistemas silicoclásticos someros

Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 1b
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

- Mapa y sección geológica donde se muestra la realción entre los sistemas marinos someros y las unidades del Ciclo Precuyano y basamento

- Las secuencias de tipo marino abiertas (M) se disponen por debajo de las calcáreas (C)

- El espesor de los sistemas silicoclásticos someros es muy variable y frecuentemente es inferior a la resolución del mapeo

- Los sistemas marinos someros cubren tanto al basamento como a las unidades precuyanas

- Las estructuras extensionales no llegan a afectar en esta localidad a las unidades del Ciclo Cuyano

4.2.10 - Sistemas deltaicos gravosos - SDG

Consisten fundamentalmente en secuencias deltaicas gravosas (D) integradas por depósitos de flujos hiperconcentrados con un arreglo progradante y, en menor medida depósitos de corrientes tractivas no encauzadas relacionadas lateralmente con las formas de progradación subácuea (Lámina 4.70). De manera asociada, se registran secuencias de remoción en masa submarinas (R), constituidas por depósitos de flujos de detritos cohesivos con un desarrollo netamente local (Lámina 4.71). Esta unidad se circunscribe al depocentro 2, aflorando fundamentalmente hacia el margen activo (Localidad ECM, Lámina 4.72) y dentro de un graben ubicado en el interior del mencionado depocentro (Localidad CTL, lámina 4.73).

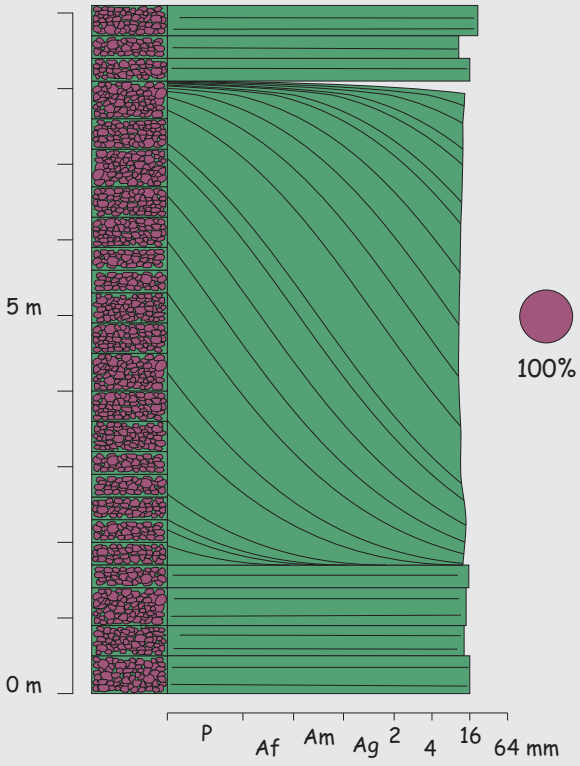
Resulta difícil precisar si se trata de un sistema deltaico alimentado por sistemas fluviales (*braid deltas*: McPherson *et al*., 1987) o aluviales (*fan deltas*: McPherson *et al*., 1987), ya que no se cuenta con afloramientos que muestren sus equivalentes laterales subaéreos (Blair y McPherson, 2008). Sin embargo, la estrecha relación hallada con el abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados (Ciclo Precuyano) registrada hacia el margen activo del depocentro, sugiere que serían precisamente sistemas aluviales los alimentadores de esta unidad de deltas gravosos. Comparte fuertes similitudes en cuanto a su litología y granulometría, pero sobre todo coinciden en que los flujos hiperconcentrados representan el principal proceso de transporte y depositación dentro del sistema. No se han reconocido en la unidad deltaica gravosa depósitos que representen el retrabajo por acción de olas o de mareas, por lo que se presume se trata de un delta dominado por la acción de los procesos de origen aluvial por sobre la acción del mar (Orton y Reading, 1993; Reading y Collinson, 2002 y Blair y McPherson, 2008).

La amplitud de las clinoformas es un indicador relativo de la batimetría (p.e. Postma, 1990), lo que permite inferir que para esta unidad se encontraría cercana a los 3 a 6 m aproximadamente, en especial para la localidad ECM. En CTL es más complicado establecer este tipo de aseveraciones. Allí se observa hacia el centro del graben cómo las capas se disponen en relación de fuerte *downlap*, constituyendo un cuerpo de geometría acuñada cuyo espesor supera ampliamente varias decenas de metros. Sin embargo, hacia las partes superiores de la unidad en esta misma área la amplitud de las clinoformas es similar a las medidas en ECM. Teniendo en cuenta además, la gran diferencia de espesor que posee la unidad en cada localidad, es innegable la influencia que las fallas extensionales del graben en CTL poseen sobre la depositación de la unidad. De igual modo, se observa cómo la dirección de transporte del sistema se ve fuertemente desviada hacia la base en CTL justamente en proximidad a la falla normal con mayor desplazamiento.

Las clinoformas de geometría oblicua suponen una situación de neta progradación, en contraposición con las clinoformas sigmoidales, asociadas a agradación (Mortimer *et al.*, 2005). El poco espesor desarrollado en ECM, conjuntamente con su baja batimetría, hacen que dicho escenario sea probable. La orientación de los afloramientos en CTL es desfavorable para conducir un análisis de este tipo, por lo que no resulta del todo posible probar con certeza si este es el caso para el conjunto de la unidad deltaica gravosa. Por otro lado, ambas localidades se ubican en posiciones diferentes dentro del depocentro 2 y sujetas a la actividad de estructuras distintas. Es dable de esperar que la relación entre el aporte y la subsidencia varíe de acuerdo a las diferencias en cuanto su estructuración. Más adelante, en una sección destinada especialmente a la discusión de los controles estructurales sobre las unidades del rift (Capítulo 5) se continuará las apreciaciones efectuadas para los deltas gravosos. De lo expuesto sin embargo, se entiende a la presente unidad como un sistema deltaico gravoso de disposición longitudinal con respecto tanto a las estructuras de borde como a las internas al depocentro (Gawthorpe y Colella, 1990; Eliet y Gawthorpe, 1995 y Sohn y Son, 2004), siendo su dirección de transporte y progradación hacia el sureste. La gran proporción de clastos de composición volcánica indica que las zonas de aporte eran internas al depocentro sin participación esencial del basamento.

Unidad de acumulación: Sistemas deltaicos gravosos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
D: Secuencias deltaicas gravosas	- Sucesiones marinas dominadas por depósitos de flujos hiperconcentrados de alta energía que desarrollan un arreglo progradante de sus depósitos - Sucesiones marinas dominadas por flujos hiperconcentrados y corrientes tractivas no encauzadas relacionadas lateralmente con formas de progradación subácuea



- Conglomerados grano sostén, bien seleccionados, sin matriz

- Granos de composición volcánica, angulosos, de 16 mm. Contienen restos de bivalvos marinos desarticulados y fragmentados

- Se intercalan niveles de sabulitas con clastos redondeados que suelen contener intraclastos aislados de pelitas

- Estratos masivos de 0,3 a 0,8 m de espesor organizados en clinoformas de geometría oblicua que conforman cuerpos de gran escala (3 a 6 m de amplitud y hasta 15 m de extensión)

- El desarrollo de clinoformas es continuo a lo largo de todo el depósito en las sucesiones más delgadas (hasta 6 m de espesor)

- En las sucesiones de mayor espesor (superan los 90 m) las clinoformas se concentran en niveles determinados, de unos 6 m de espesor

- De manera subordinada se registran depósitos de corrientes tractivas no encauzadas

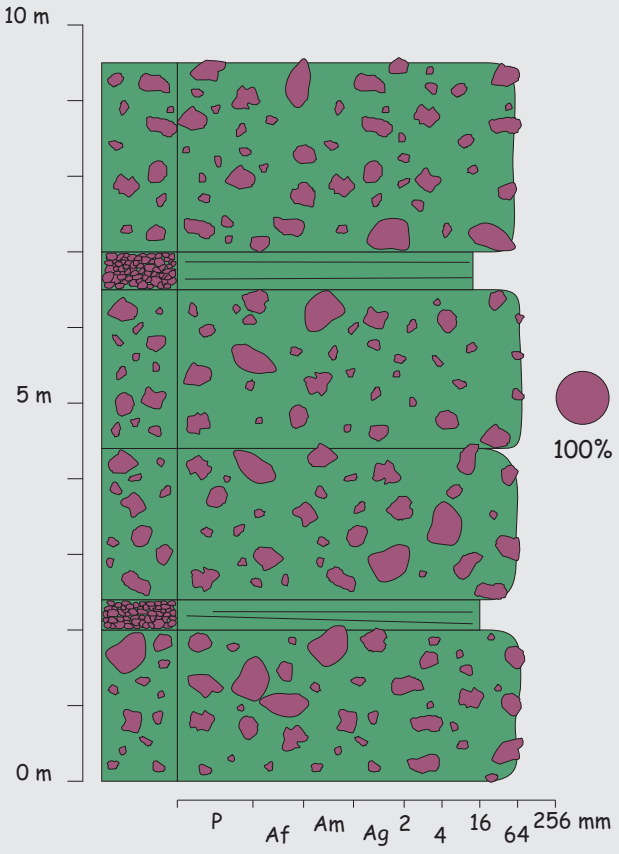


- Clinoformas oblicuas de unos 4 m de altura desarrolladas directamente por encima del abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados, en la localidad ECM

Lámina 4.70

Unidad de acumulación: Sistemas deltaicos gravosos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
R: Secuencias de remoción en masa submarinas	- Sucesiones marinas dominadas por flujos de detritos cohesivos y flujos hiperconcentrados de alta energía - Sucesiones marinas dominadas por flujos de detritos cohesivos



- Conglomerados matriz sostén, mal seleccionados

- Granos de composición volcánica, angulosos, de 50 a 70 mm, y de hasta 80 cm de tamaño máximo. La matriz es sabulítica de procedencia volcánica

- Estratos masivos de 2 a 3 m de espesor, de geometría tabular. Es frecuente hallar grandes clastos sobresaliendo de los techos

- Intercalan cuerpos tabulares de conglomerados bien seleccionados, sin matriz, de 0,3 a 0,5 m de espesor, con estratificación incipiente

- Las sucesiones pueden no presentar las intercalaciones de depósitos de flujos hiperconcentrados y estar compuestas enteramente por depósitos de flujos de detritos cohesivos

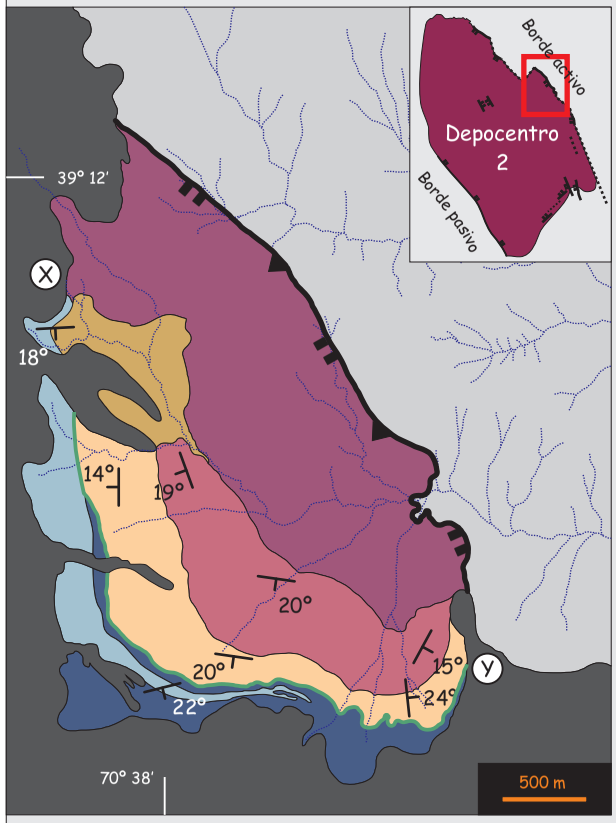
- La participación de las secuencias de remoción en masa submarinas (R) está muy subordinada a las secuencias deltaicas gravosas (D) y se disponen sin ninguna ubicación preferencial a lo largo de las sucesiones de a localidad CTL

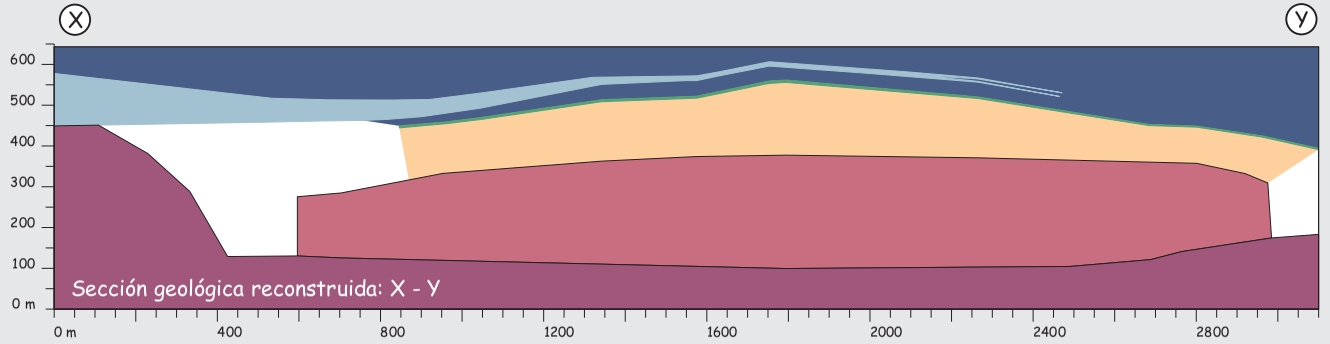


Lámina 4.71

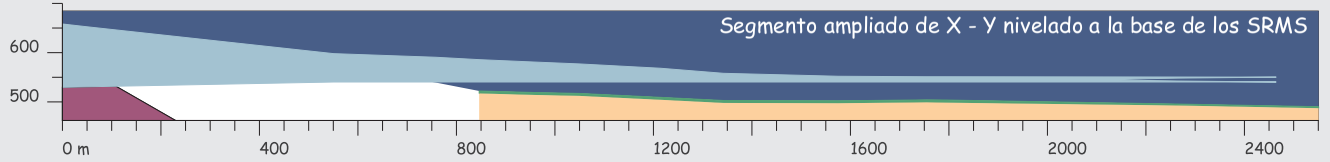
Unidad de acumulación: Sistemas deltaicos gravosos - Localidad ECM

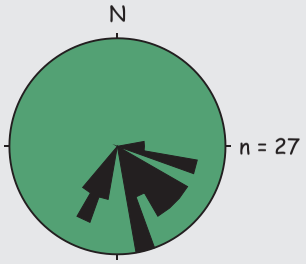
- Mapa y sección geológica donde se aprecia el delgado espesor de esta unidad hacia el margen activo del depocentro 2. En el mapa se encuentra exagerada la expresión de los afloramientos de esta unidad a fin de que se distinga su relación estratigráfica





- El espesor de la unidad en esta localidad se acuña hacia el sureste, desde 6 m hasta 2,7 m. En esta localidad el desarrollo de las clinoformas se da a lo largo del espesor completo de la unidad. Todo el afloramiento presenta clinoformas de geometría oblicua





- Direcciones de paleocorrientes medidas a partir de las clinoformas

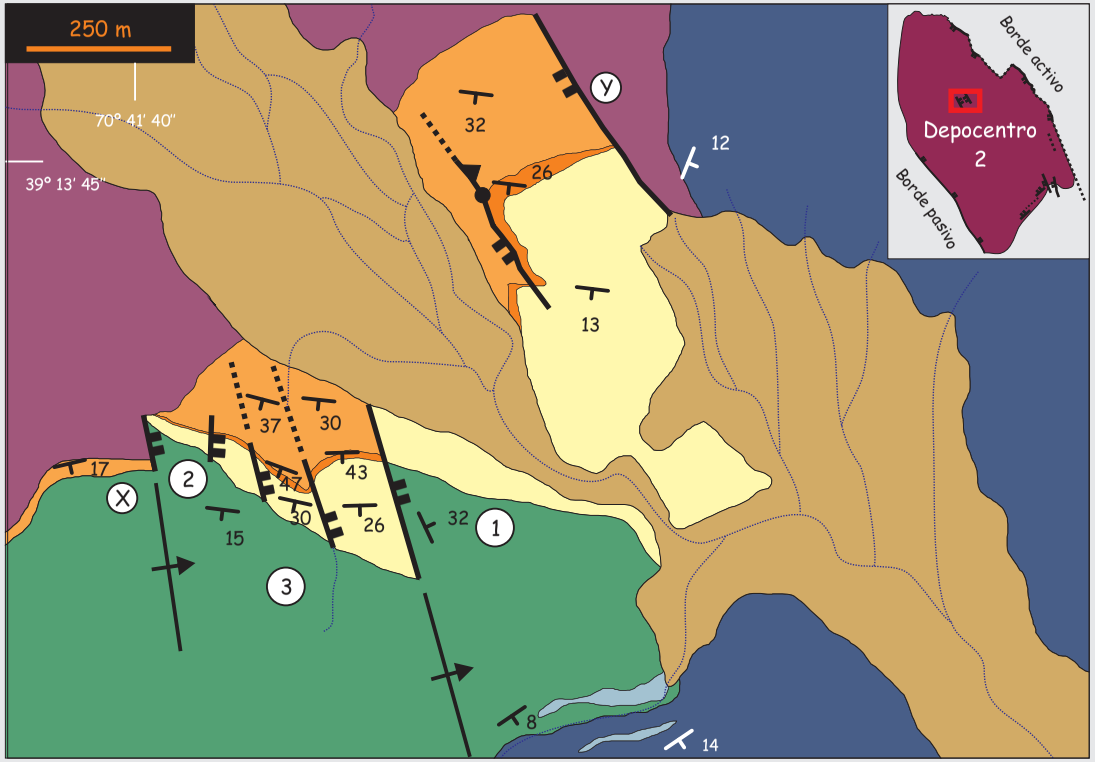
- La dirección de progradación del sistema es hacia el sureste, de modo longitudinal al sistema de fallas desarrollado en el margen activo del depocentro 2

- El sentido de transporte coincide con el de los últimos depósitos asignables al Ciclo Precuyano (abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados)

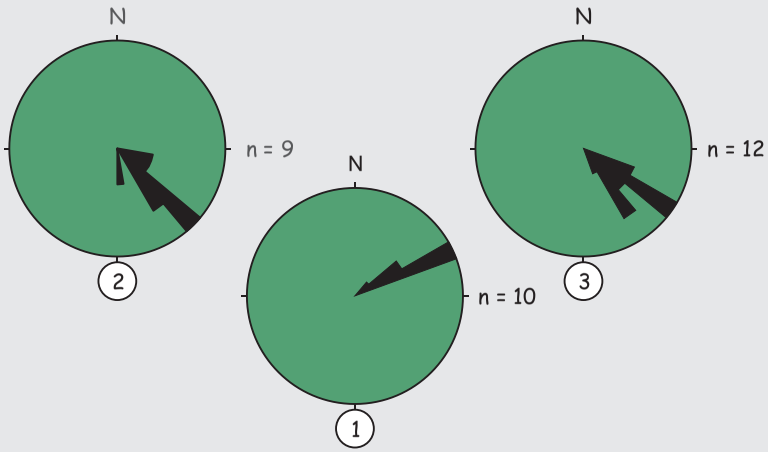
Ciclo Cuyano
- Depósitos recientes
- Volcanismo cenozoico
- SRMS
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados)
- Abanico aluvial (flujos de detritos)
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

Unidad de acumulación: Sistemas deltaicos gravosos - Localidad CTL



- Mapa y sección geológica donde se aprecia el fuerte control de las estructuras extensionales sobre la depositación de la unidad. La depositación se produce en el hombro suroccidental del graben y en el interior del mismo, pero no llega nunca a sobrepasar al hombro nororiental

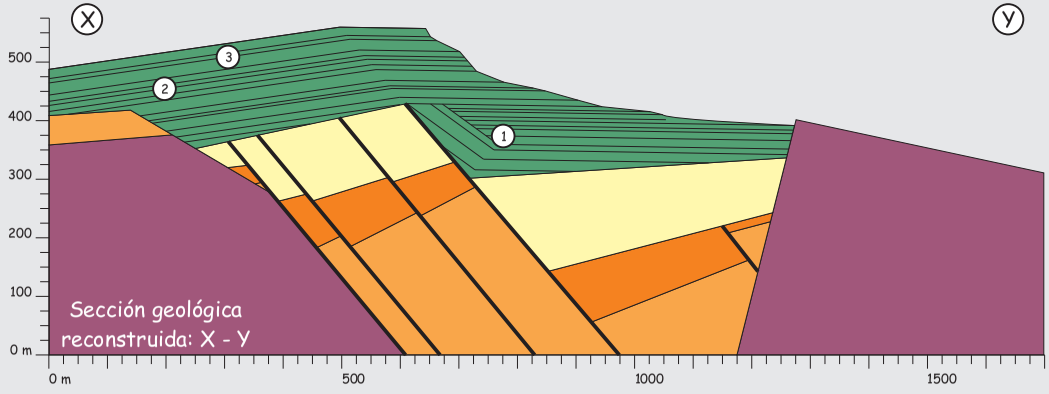


- La dirección de progradación de las clinoformas está también controlada por el desarrollo de las estructuras extensionales. La geometría del graben propicia una dirección de transporte longitudinal a las fallas, mientras que localmente, las escarpas de las fallas hacen de resaltos hidráulicos efectivos

Depósitos recientes

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 2
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas



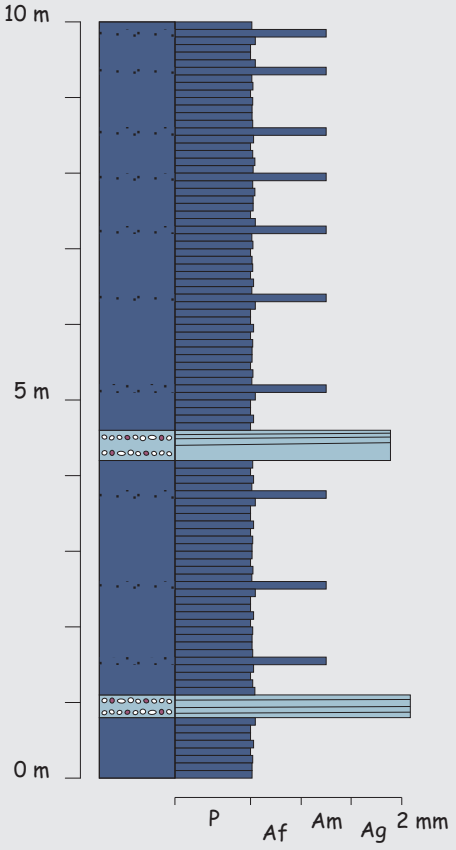
4.2.11 - Sistemas de costa afuera - SCA

Los sistemas de costa afuera se dan en un contexto de inundación total para la cuenca (Lámina 4.74). Los depocentros 1 y 2 son cubiertos completamente por depósitos de decantación marina, representados por las lutitas negras, interrumpidos por eventos de corrientes de turbidez, flujos granulares e hiperconcentrados areniscosos (secuencias de tipo turbidítico: T). Cubren a las rocas del basamento (alto entre los depocentros 1 y 2: localidades LAO, N-MIB y MIB), a las del Ciclo Precuyano (depocentro 1: localidad PPC; depocentro 2: localidades MIB y NPS), a los sistemas deltaicos gravosos (depocentro 2: localidades ECM y CTL) y calizas marinas someras (depocentro 1: localidades NIR, PCL y LAO) del Ciclo Cuyano. Lateralmente, engranan con la unidad de sistemas de remoción en masa submarinos (depocentro 2: localidades ECM, N-MIB, MIB, NPS y en adyacencias a CTL).

Los depósitos de la unidad son representativos de un ambiente marino, por debajo de la acción de olas de tormenta. Las capas eventuales areniscosas son similares para ambos depocentros. Sin embargo, sólo aparecen niveles de sabulitas dentro del depocentro 2. Estos están relacionados lateralmente con los sistemas de remoción en masa submarinos (localidad ECM). Es probable entonces, que el origen de las areniscas en el sistema provenga de sectores más o menos externos al ámbito de los dos depocentros estudiados. Genéricamente, se asume que esta clase de sucesiones recibe los depósitos más gruesos por procesos turbidíticos (p.e. Reading y Richards, 1994 y Stow *et al.*, 2002) con alguna conexión con los procesos que ocurren hacia el continente. Como ya se ha señalado sobre el caso de las llamadas secuencias turbidíticas (sección 3.3.1) se trata de una generalización demasiado grosera (Shanmugam y Mogola, 1995; Shanmugam, 2002 y Dasgupta, 2003), y resolver dicho problema escapa a los objetivos de este trabajo por lo que no recibirá mayor tratamiento. Asimismo, el detalle con el que se analizan estas sucesiones se limita a establecer todas las vinculaciones existentes con las estructuras del rift y su relación con el Ciclo Precuyano infrayacente. De esta forma, la unidad determina una situación en la que toda el área se halla sumergida por debajo del efecto de las olas de tormenta, revelando necesariamente un ambiente marino de cierta profundidad. La intercalación de los sistemas de remoción en masa submarinos en el depocentro 2 demuestra la existencia de grábenes activos y de una topografía muy quebrada con desniveles importantes entre ambos depocentros. Así, la súbita aparición de esta unidad en todas las localidades estudiadas seguramente trae aparejada una relación de diacronismo en la transgresión marina que la origina, lo que será analizado con mayor detenimiento en el capítulo 6.

Unidad de acumulación: Sistemas de costa afuera

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
T: Secuencias de tipo turbidítico	- Sucesiones marinas dominadas por depósitos hemipelágicos con intercalaciones de depósitos de corrientes de turbidez, flujos granulares e hiperconcentrados



- Sucesiones monótonas compuestas por lutitas negras con intercalaciones de depósitos más gruesos, areniscosos y ocasionalmente también sabulíticos (registrados solamente dentro del ámbito del depocentro 2)

- Lutitas negras laminadas en estratos de 5 a 10 cm de espesor. Frecuentemente presentan restos de invertebrados (cefalópodos) y briznas vegetales

- Niveles areniscosos de geometría tabular de 2 a 10 cm de espesor, masivos o con estratificación horizontal, grano sostén, bien seleccionados

- Las sabulitas son de textura grano sostén, bien seleccionadas en estratos de geometría tabular de 5 a 40 cm de espesor. Comúnmente desarrollan estratificación planar y ocasionalmente óndulas asimétricas hacia el tope

- Las sabulitas poseen una procedencia granítica y se relacionan con las porciones más distales de los abanicos submarinos

- Es una unidad que se dispone directamente sobre el basamento o los depósitos del Ciclo Precuyano y sobre otras unidades del Ciclo Cuyano (sistemas deltaicos gravosos y calizas marinas someras)

- Los sistemas de costa afuera poseen un importante desarrollo en el área, cubriendo indistintamente a los dos depocentros y al horst

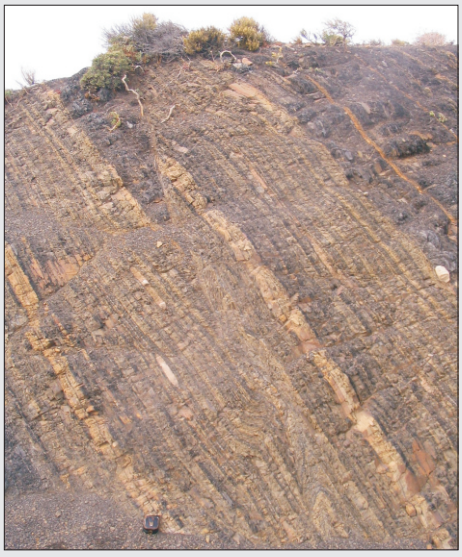




Lámina 4.74

4.2.12 - Sistemas de remoción en masa submarinos - SRMS

Se encuentran integradas por secuencias de remoción en masa submarinas (R), depositadas por flujos de detritos, flujos granulares, flujos hiperconcentrados y corrientes tractivas no encausadas (Láminas 4.75, 4.76 y 4.77). Lateralmente, los depósitos evolucionan transicionalmente a secuencias de tipo turbidítico (T en lámina 4.78). Es una unidad que se origina por la existencia de zonas de alta pendiente submarinas (Reading y Richards, 1994 y Stow *et al.,* 2002). Se desarrolla solamente dentro del depocentro 2, en adyacencia a los márgenes del mismo (Localidad ECM en la lámina 4.79, N-MIB y MIB en la lámina 4.80 y NPS en la lámina 4.81) llegando ocasionalmente a ocupar las porciones internas (localidad CTL).

La composición de los clastos es característicamente granítica, con una bastante menor participación de granos de origen volcánico y metamórfico; apareciendo estos últimos tan solo en la localidad NPS. La depositación de esta unidad ocurre sobre las rocas del Ciclo Precuyano (localidades ECM, MIB y NPS), intercalándose en los sistemas deltaicos gravosos y de costa afuera (localidades ECM y CTL) y directamente por encima del basamento que limita los márgenes del depocentro 2 (localidad MIB y N-MIB). Es evidente por su relación con estas unidades que su depositación ocurre sobre una topografía muy irregular. Su composición particular implica un aporte fundamental de material procedente del basamento granítico. Resulta una clara prueba de que el depocentro continúa su estructuración durante el Ciclo Cuyano, determinando el desarrollo de importantes escarpas en el basamento que compone los márgenes.

La naturaleza masiva de la mayor parte de sus depósitos ha imposibilitado la medición de direcciones de paleocorrientes. Sin embargo, las variaciones transicionales en sus asociaciones litofaciales y geometría de algunos depósitos permiten inferir las direcciones de transporte para estos sistemas en ciertos sectores del depocentro 2. En particular, se ha verificado la forma fuertemente acuñada de la unidad en la localidad ECM. Allí, las asociaciones conglomerádicas más gruesas (R) van disminuyendo sus granulometría hacia el sureste, acompañando la dirección de acuñamiento. Finalmente, se transforman gradualmente en depósitos correspondientes a las secuencias de tipo turbidítico (T). Éstas y otro tipo de transformaciones son muy comunes en los flujos que transportan materiales relativamente gruesos en ambientes marinos profundos (Sohn, 2000; Sohn *et al.,* 2002 y Dasgupta, 2003), proporcionando un buen indicio acerca del sentido de propagación en los flujos y las posiciones distales y proximales dentro del sistema. Con todo, los afloramientos en ECM conducen a considerarlos como un posible abanico submarino. El cuerpo acuñado se dispone sobre las lutitas negras en contacto normal, sin presentar ninguna característica que permita asignarlo al

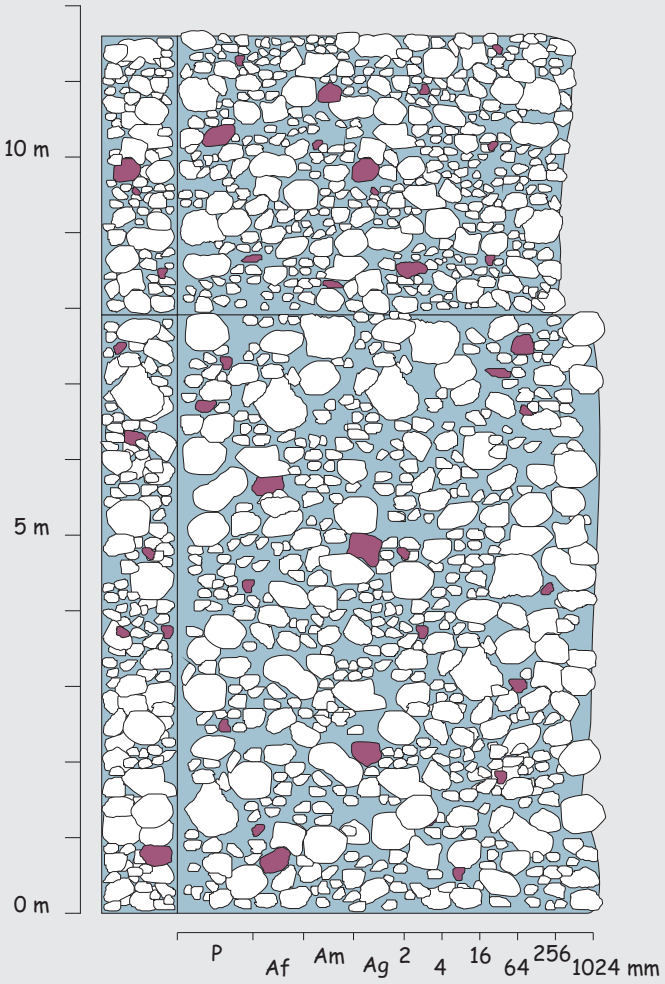
relleno de un canal submarino (Pickering *et al*., 2001; Schwarz y Arnott, 2007; Crane y Lowe, 2008 y Hubbard *et al*., 2008).

La depositación de los sistemas de remoción en masa submarinos se halla fuertemente influenciada por las estructuras extensionales del depocentro 2. El control sobre la distribución areal de la unidad se hace evidente hacia el sur de la localidad N-MIB y en los afloramientos del suroeste en MIB. Allí se aprecia la disposición de esta unidad sobre los bloques fallados internos al depocentro. Asimismo, en ECM también se observa un control semejante. El espesor de los depósitos de costa afuera lutíticos que infrayacen a la cuña de los sistemas de remoción en masa submarinos se incrementa progresivamente hacia el sureste. De hecho, hacia el noroeste desaparece y los sistemas de remoción en masa se disponen directamente sobre las unidades precuyanas. Esta relación implica un basculamiento del piso del bloque colgante hacia el sureste, controlado por el sistema de fallas directas que delimitan el borde activo del depocentro 2. Constituye de esta forma un sistema sedimentario de disposición longitudinal a dichas estructuras, coincidiendo con las direcciones inferidas de los flujos.

La unidad conforma entonces un sistema gobernado por procesos de remoción en masa asociados a la degradación de las escarpas de las fallas desarrolladas hacia los bordes del depocentro 2. Sus depósitos se hallan estructurados y siguen las direcciones de subsidencia determinadas por la evolución del fallamiento directo. La constitución de algunos de los cuerpos indica la existencia de abanicos submarinos de disposición longitudinal a las estructuras. Estos sistemas coexisten con los depósitos de costa afuera dominados por procesos de decantación en el contexto de un ambiente marino de relativa profundidad.

Unidad de acumulación: Sistemas de remoción en masa submarinos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
R: Secuencias de remoción en masa submarinas	- Sucesión marina dominada por flujos de detritos no cohesivos de alta energía



- Conglomerados grano sostén, con matriz, de moderada selección

- Granos mayoritariamente de composición granítica (superior al 90 %), redondeados, de 40 a 150 cm de tamaño máximo

- Los granos constituidos por líticos volcánicos no superan los 20 cm de tamaño máximo

- Estratos masivos de 3 a 15 m de espesor, de geometría tabular

- Los depósitos se encuentran hacia la base de la unidad y aunque poseen un extenso desarrollo suelen hallarse por lo general aledaños a los bordes del depocentro 2

- Se los encuentra cubriendo a la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas del Ciclo Precuyano y formando extensos cuerpos de 20 a 30 m de espesor intercalados en los depósitos de la unidad de sistemas de costa afuera del Ciclo Cuyano



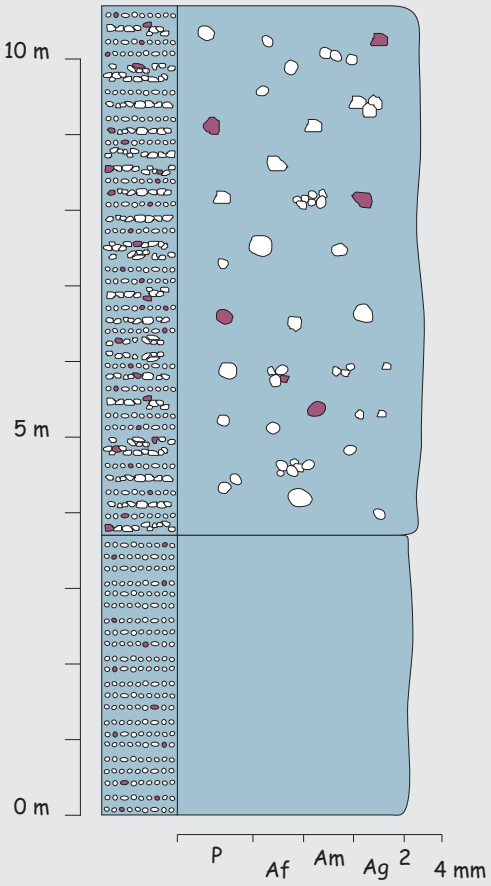




Lámina 4.75

Unidad de acumulación: Sistemas de remoción en masa submarinos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
R: Secuencias de remoción en masa submarinas	- Sucesión marina dominada por flujos granulares de moderada energía



- Sabulitas y conglomerados finos, grano sostén, de selección moderada

- Granos mayoritariamente de composición granítica (superior al 80 %), subredondeados a subangulosos

- Granos redondeados, aislados, de mayor tamaño (hasta 60 cm los graníticos y hasta 20 cm los volcánicos)

- Estratos masivos de 3 a 10 m de espesor, de geometría tabular y una continuidad lateral que supera el centenar de metros

- Estos depósitos poseen un desarrollo muy extenso desde las partes más proximales hasta las más distales de la unidad

- Se ha verificado el pasaje transicional de estos depósitos con los de la asociación T (secuencias de tipo turbidítico) desarrolladas también dentro de la misma unidad

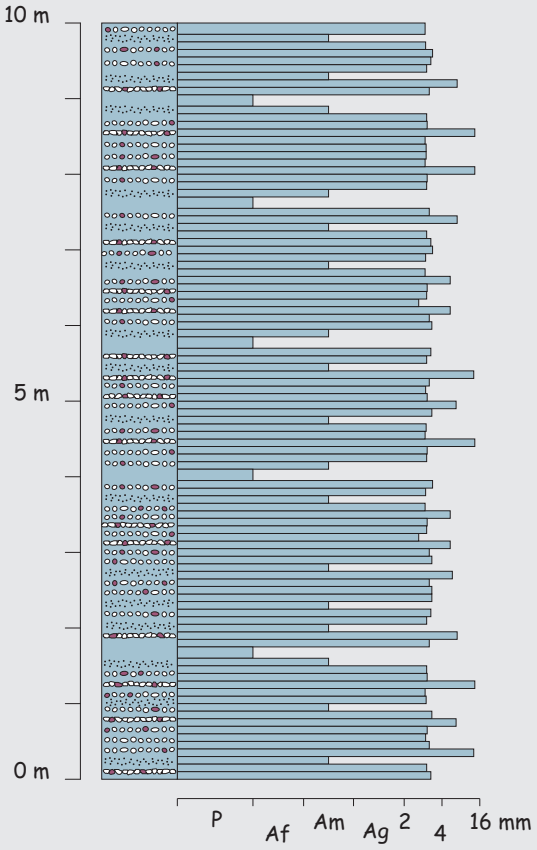




Lámina 4.76

Unidad de acumulación: Sistemas de remoción en masa submarinos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
R: Secuencias de remoción en masa submarinas	- Sucesión marina dominada por flujos hiperconcentrados de variada energía



- Sabulitas y conglomerados finos, grano sostén, bien seleccionados

- Granos mayoritariamente de composición granítica (superior al 80 %), subredondeados a subangulosos

- En los primeros metros hacia la base de las sucesiones (10 - 15 m), apoyando directamente por encima del Ciclo Precuyano la procedencia es mayoritariamente volcánica

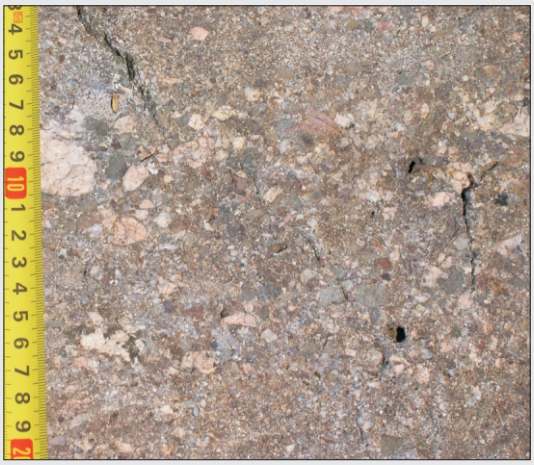
- Los granos de composición volcánica son angulosos a subangulosos

- Estratos masivos de 5 a 10 cm de espesor, de geometría tabular y una continuidad lateral de 5 a 7 m

- Estos depósitos se encuentran tan sólo en la localidad NPS y se hallan apoyando sobre la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas del Ciclo Precuyano y por debajo de los sitemas de costa afuera



- La composición es predominantemente volcánica en la base de la sucesión

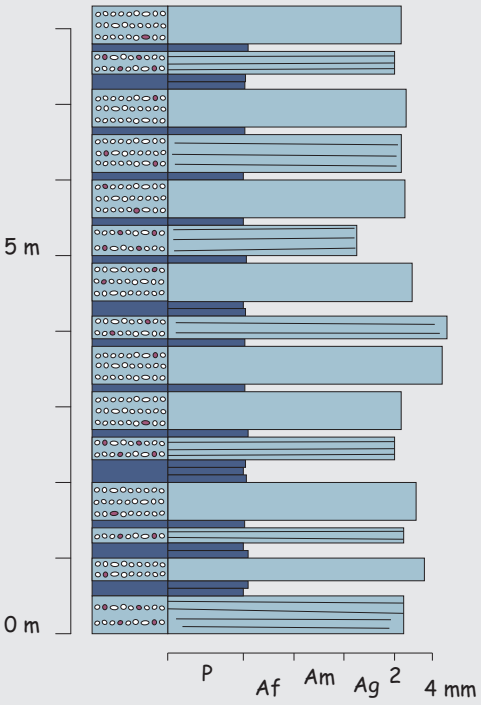


- Típicos clastos de feldespato alcalino procedente de las rocas graníticas del basamento

Lámina 4.77

Unidad de acumulación: Sistemas de remoción en masa submarinos

Asociaciones litofaciales que integran la unidad	Tipos de sucesiones que la componen
T: Secuencias de tipo turbidítico	- Sucesiones marinas compuestas por depósitos de corrientes de turbidez y flujos hiperconcentrados de moderada energía separados por pausas delgadas de decantación



- Sabulitas, grano sostén, bien seleccionadas

- Granos redondeados, mayoritariamente de composición granítica (superior al 80 %)

- Estratos tabulares de 20 a 50 cm de espesor y una continuidad lateral de centenares de metros

- Depósitos masivos o con estratificación horizontal

- Los niveles sabulíticos contienen restos de bivalvos marinos desarticulados

- Entre los estratos de sabulitas se encuentran delgadas pausas de decantación representadas por lutitas negras de 5 a 10 cm de espesor

- Estos depósitos se ubican hacia las porciones más distales de la unidad y hacia el techo de los depósitos que intercalan dentro de la unidad de sistemas de costa afuera dentro del Ciclo Cuyano; con los que existe un pasaje transicional



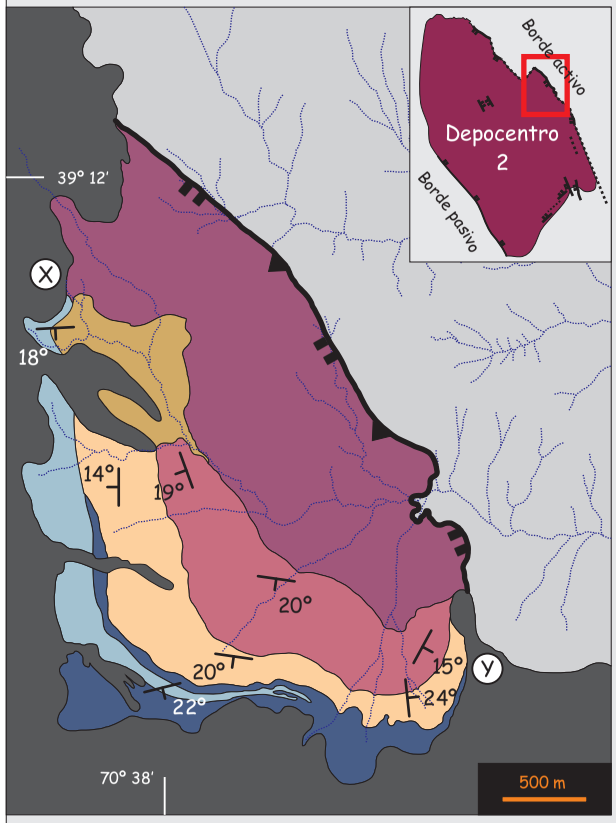


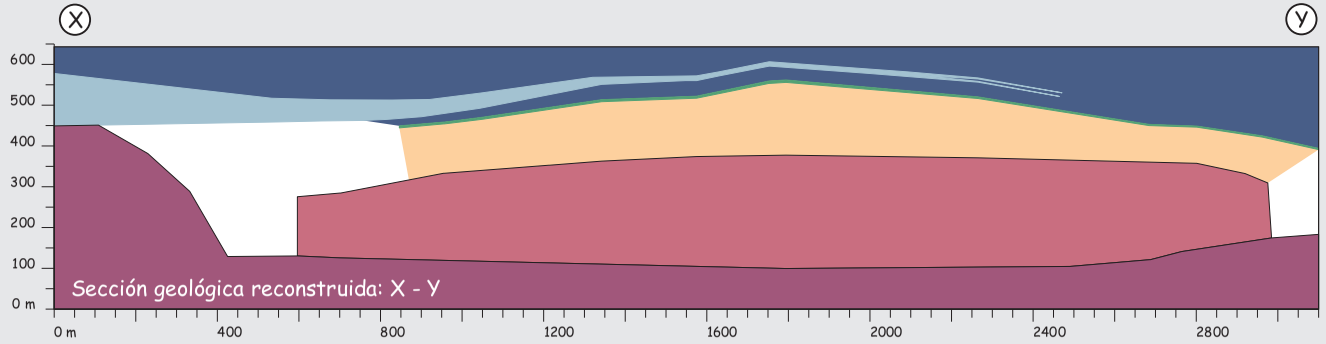


Lámina 4.78

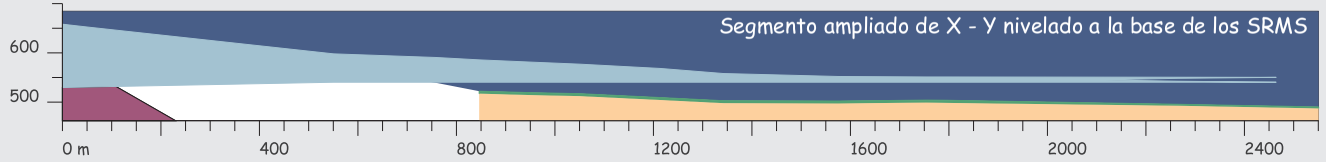
Unidad de acumulación: Sistemas de remoción en masa submarinos - Localidad ECM

- Mapa y sección geológica donde se aprecia la geometría de cuña que poseen los sistemas de remoción en masa submarinos





- Sección geológica ampliada del depósito y nivelada a la base. El acuñamiento es pronunciado hacia el sureste, donde los depósitos se afinan e intercalan con la unidad de sistemas de costa afuera del Ciclo Cuyano. En la misma dirección, aumenta el espesor de lutitas negras (sistemas de tipo turbidítico) por debajo de los depósitos de remoción en masa. Hacia el noroeste, en cambio, éste apoya directamente sobre las lavas mesosilícicas a ácidas del Ciclo Precuyano



- El sentido de transporte coincide con el de los últimos depósitos asignables al Ciclo Precuyano (abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados) y los primeros del Ciclo Cuyano (sistemas deltaicos gravosos), indicando una continuidad en el patrón de subsidencia experimentado por el depocentro. La subsidencia se produce a lo largo de la falla de borde incrementándose hacia el sureste

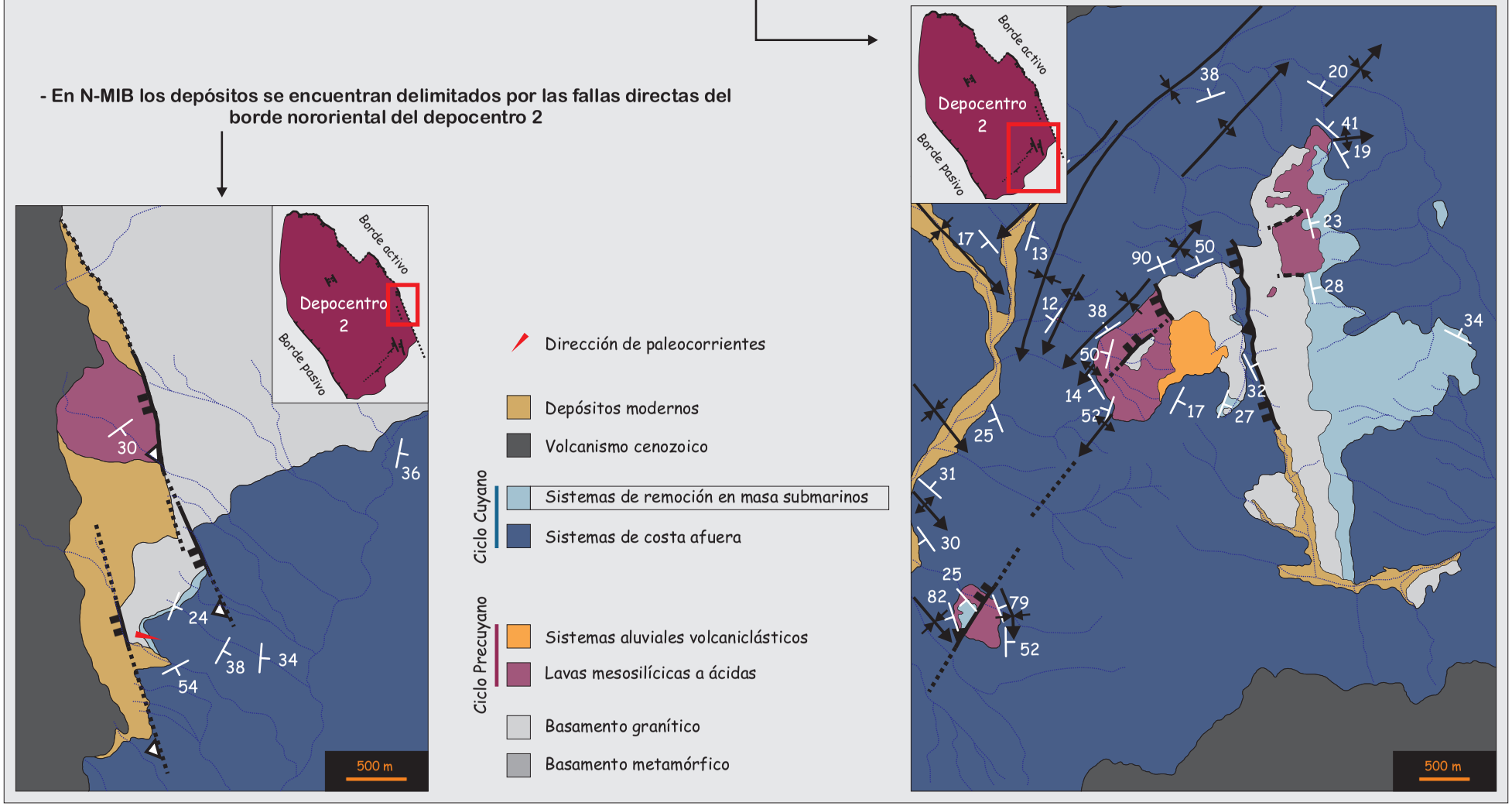
- La gran concentración de clastos de procedencia granítica en el depósito son una prueba de que todavía durante la depositación del Ciclo Cuyano hay altos de basamento y que la subsidencia mecánica es continua desde el Ciclo Precuyano

Depósitos recientes
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
SRMS
Sistemas de costa afuera
Sistemas deltaicos gravosos
Ciclo Precuyano
Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados)
Abanico aluvial (flujos de detritos)
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico

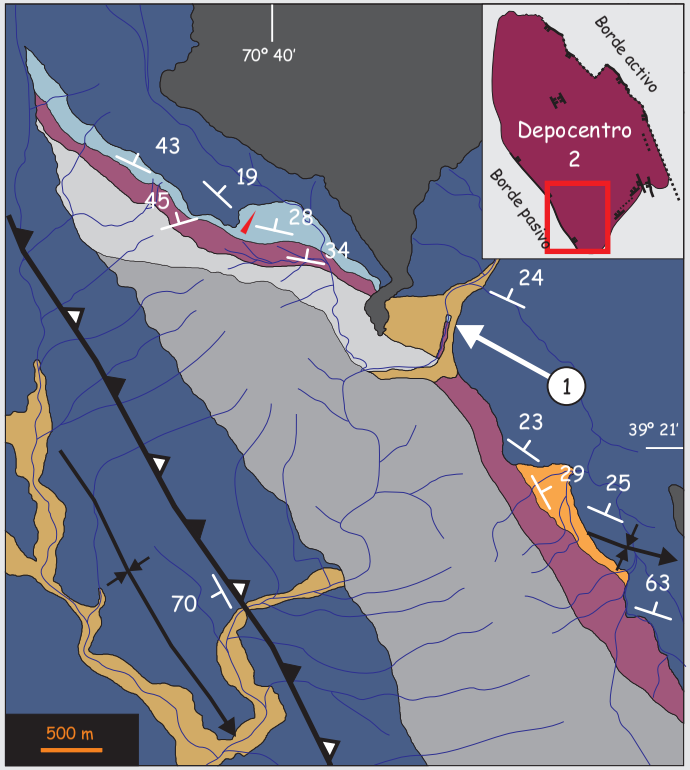
Unidad de acumulación: Sistemas de remoción en masa submarinos - Localidades MIB y N-MIB

- Los sistemas de remoción en masa submarinos aflorantes en la localidad MIB se encuentran controlados por las estructuras extensionales que configuran la geometría de los bloques sobre los márgenes del depocentro 2

- En N-MIB los depósitos se encuentran delimitados por las fallas directas del borde nororiental del depocentro 2



Unidad de acumulación: Sistemas de remoción en masa submarinos - Localidad NPS



- En la localidad NPS los sistemas de remoción en masa submarinos apoyan directamente por encima de las rocas pertenecientes al Ciclo Preuyano

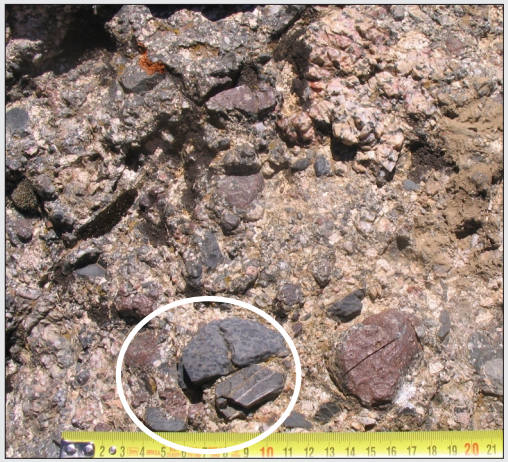
- Por encima de esta unidad apoyan los depósitos de los sistemas de costa afuera

- Los sistemas de remoción en masa no se registran hacia el sur del Río Catán Lil y de aallí en más los sistemas de costa afuera se disponen directamente por encima de las unidades precuyanas

- La granulometría de los depósitos en NPS es considerablemente menor que la registrada en el resto de las localidades

- Tan sólo se registran granos de gran tamaño en un pequeño afloramiento en el Río Catán Lil. Allí además, se preservan clastos de composición metamórfica

1



- Clastos de procedencia metamórfica

Dirección de paleocorrientes

Depósitos modernos

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

Sistemas de remoción en masa submarinos

Sistemas de costa afuera

Ciclo Precuyano

Sistemas aluviales volcaniclásticos

Lavas mesosilícicas a ácidas

Granitoides

Metamorfitas

4.3 – Correlación de las unidades de acumulación en los depocentros analizados

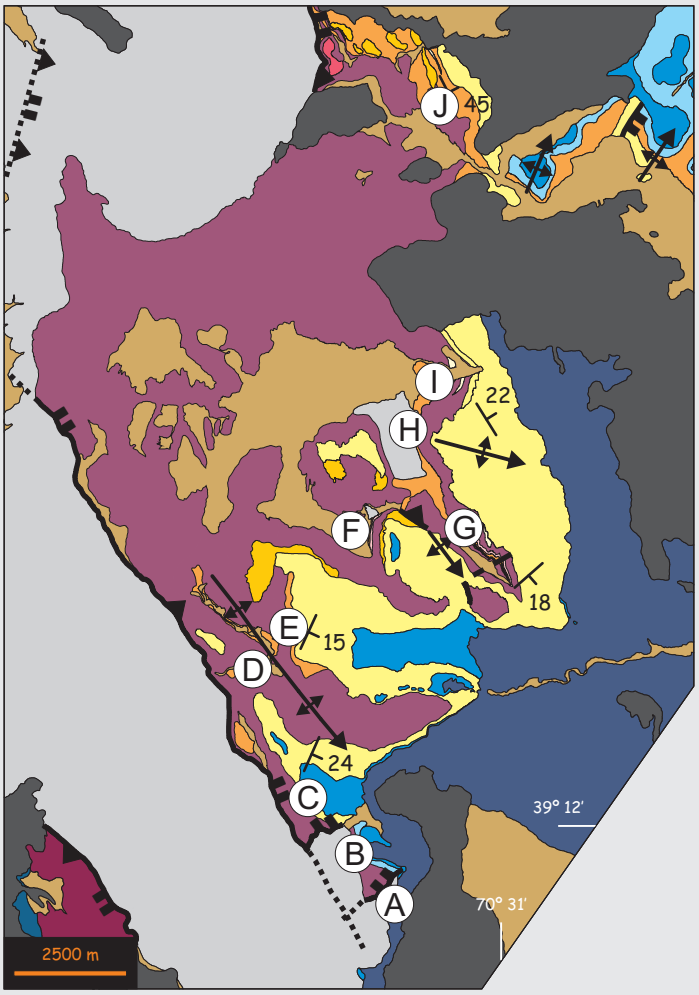
Luego de haber descripto y analizado todas las unidades de acumulación definidas en este estudio, es posible realizar una correlación dentro de cada uno de los dos depocentros tratados. Los resultados se encuentran en la lámina 4.82 para el caso del depocentro 1 y 4.83 para el depocentro 2. Se indicarán brevemente aquí las consideraciones más importantes acerca de las variaciones laterales de las distintas unidades de acumulación del sinrift. Se volverá sobre este tema y se ampliará cuando se analicen los controles específicos sobre su acumulación y se discutan sus resultados (Capítulos 5 y 6).

La correlación dentro del depocentro 1 (Lámina 4.82) muestra cambios bruscos en la aparición y desaparición de las unidades de acumulación así como fuertes variaciones de espesor. La unidad de lavas mesosilícicas a ácidas posee un desarrollo importante tanto en sentido lateral como longitudinal. Se trata de un componente fundamental a lo largo de prácticamente todo el registro estratigráfico del Ciclo Precuyano. Sin embargo, no se registran elementos pertenecientes a dicha unidad una vez que comienza la depositación de las secuencias piroclásticas 1b, hacia la porción superior del ciclo en cuestión. Esta última unidad ocupa prácticamente toda el área correspondiente al depocentro 1 y sólo se ve interrumpida por los depósitos de los sistemas aluviales volcaniclásticos en las localidades PLT y PPC (perfiles sintéticos G e I en la lámina 4.82). Las diferencias estratigráficas entre las localidades se deben a la actividad del fallamiento extensional por un lado (p.e. entre las localidades LAO y PCL, perfiles sintéticos A a E en la lámina 4.82), y por otro, a la misma dinámica de los productos de la actividad volcánica (p.e. entre las localidades LAO y PCL, perfiles sintéticos E a H en la lámina 4.82). La superposición de coladas y coladas dómicas en las lavas mesosilícicas a ácidas genera un relieve que permite la depositación y preservación de las unidades de sistemas aluviales volcaniclásticos, depósitos piroclásticos retrabajados y las secuencias piroclásticas 1a. Los componentes intrusivos de la unidad de domos y criptodomos ácidos se ubican solamente en la localidad NIR, sin ninguna posición definida dentro de su estratigrafía (Perfil sintético J en la lámina 4.82). Mientras tanto, los domos se emplazan directamente sobre los últimos cuerpos de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas en la localidad PLS (Perfil sintético F en la lámina 4.82). En el depocentro 1 las unidades de acumulación cuyanas poseen en general una distribución mucho más homogénea a lo largo de toda el área. Sobre todo, esto se observa para la unidad de sistemas de costa afuera y las calizas marinas someras de los sistemas marinos someros. Sólo los epiclásticos marinos someros presentan una ocurrencia localizada.

En el depocentro 2 (Lámina 4.83) las variaciones son mucho más notorias en relación a los distintos bloques configurados a partir del fallamiento extensional. El desarrollo de las lavas mesosilícicas a ácidas es persistente durante la mayor parte del registro, aunque su interrupción es generalizada en toda el área del depocentro. Por encima de las mismas se registran los abanicos aluviales dominado por flujos de detritos y dominado por flujos hiperconcentrados en la localidad ECM (Perfil sintético C en la lámina 4.83). Los sistemas aluviales volcaniclásticos se circunscriben a la localidad CTL (Perfiles sintéticos B en la lámina 4.83) y con menor desarrollo en MIB y NPS (Esta última localidad representada mediante el perfil sintético A en la lámina 4.83). Las secuencias piroclásticas 2 únicamente se encuentran en el graben de CTL. De modo similar, se observa que las unidades de acumulación cuyanas siguen un ordenamiento semejante en cuanto a su disposición sobre los bloques internos al depocentro 2. Los sistemas de remoción en masa submarinos se hallan hacia los bordes del depocentro, en las localidades ECM, N-MIB, MIB y NPS (Perfiles sintéticos A y C para las localidades NPS y ECM en la lámina 4.83). Los sistemas deltaicos gravosos se alojan en el graben de CTL y al oeste del mismo (Representado por los perfiles sintéticos B en la lámina 4.83).

Es de destacar en ambos depocentros la imposibilidad de caracterizar su relleno con un único perfil. La diversidad en el relleno del sinrift y las variaciones laterales registradas son características esenciales de su constitución. La escala en la que dichas variaciones ocurren es de alta frecuencia. Sólo analizando pormenorizadamente su relleno es posible conocer cómo es su distribución vertical y lateral en detalle. Para poder completar este tipo de estudio se propone analizar en particular los controles de origen volcánico y estructural desarrollados en el capítulo siguiente.

Correlación de las unidades de acumulación en el depocentro 1

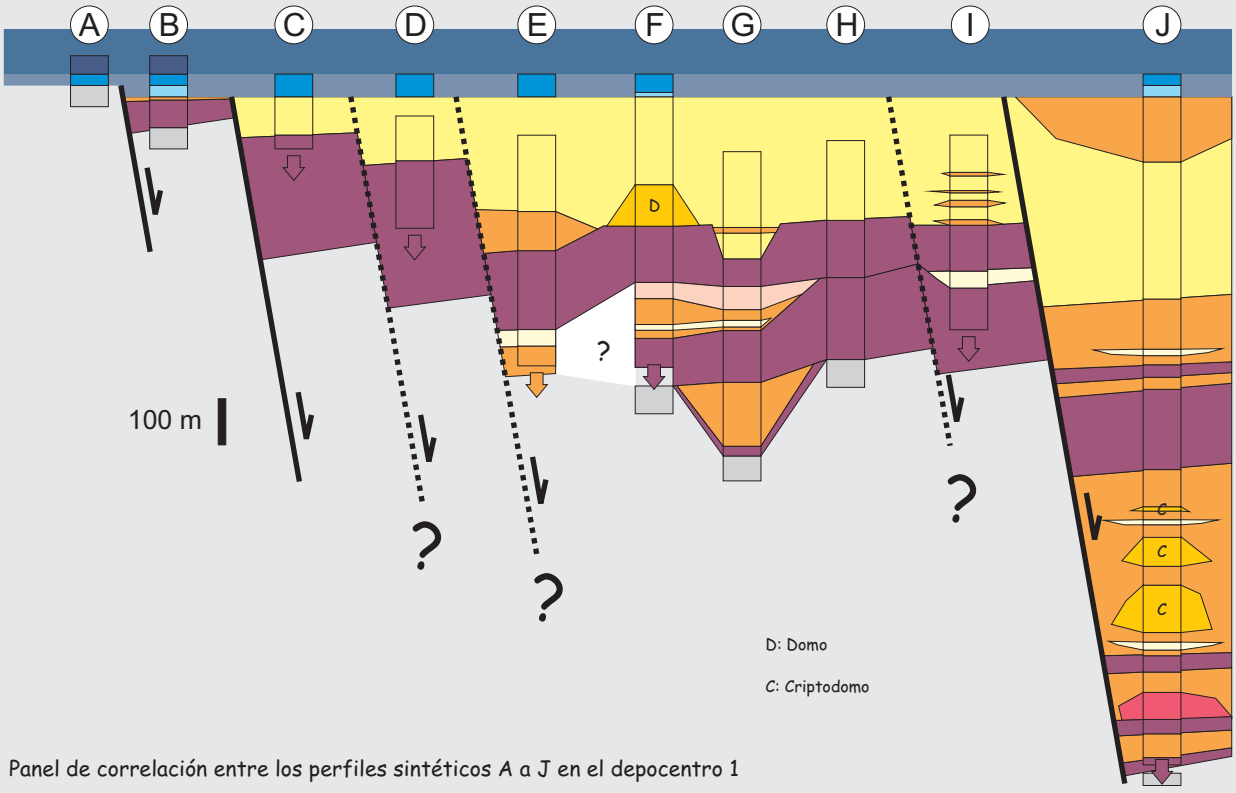


Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Domos y criptodomos ácidos
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Domo de autobrechas
- Lavas mesosilícicas a ácidas

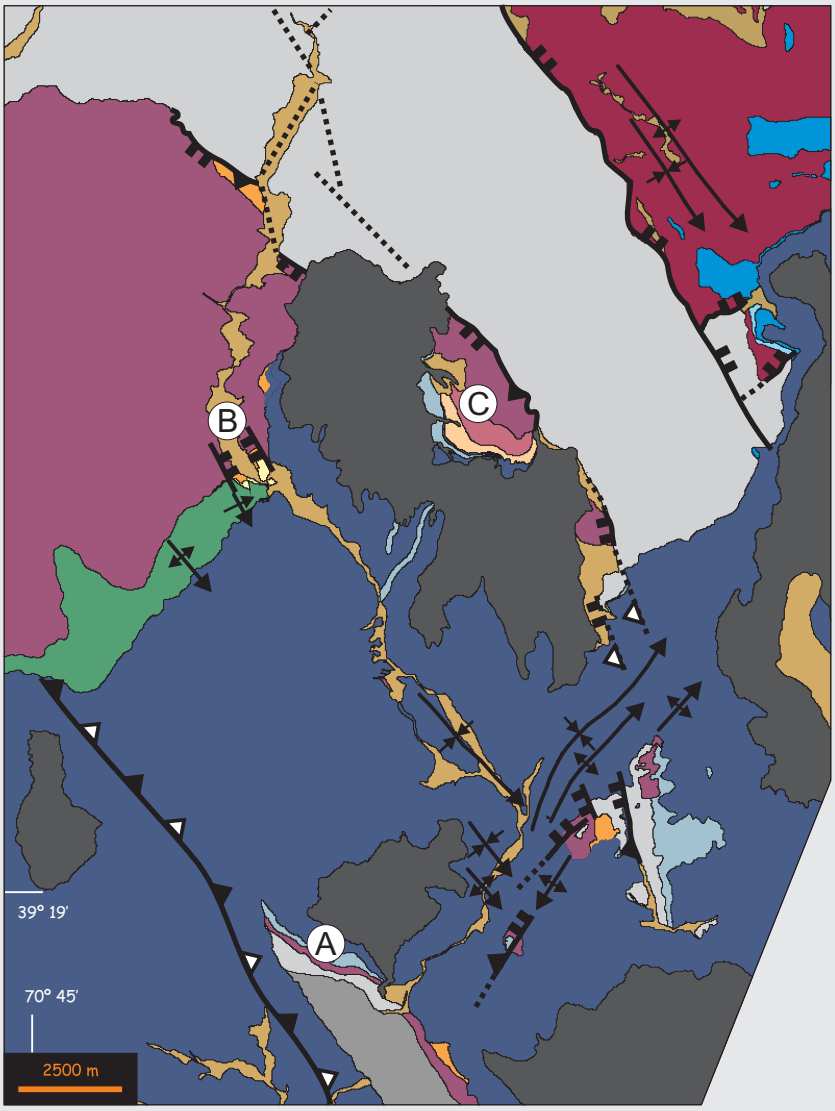
Basamento granítico



Panel de correlación entre los perfiles sintéticos A a J en el depocentro 1

Lámina 4.82

Correlación de las unidades de acumulación en el depocentro 2

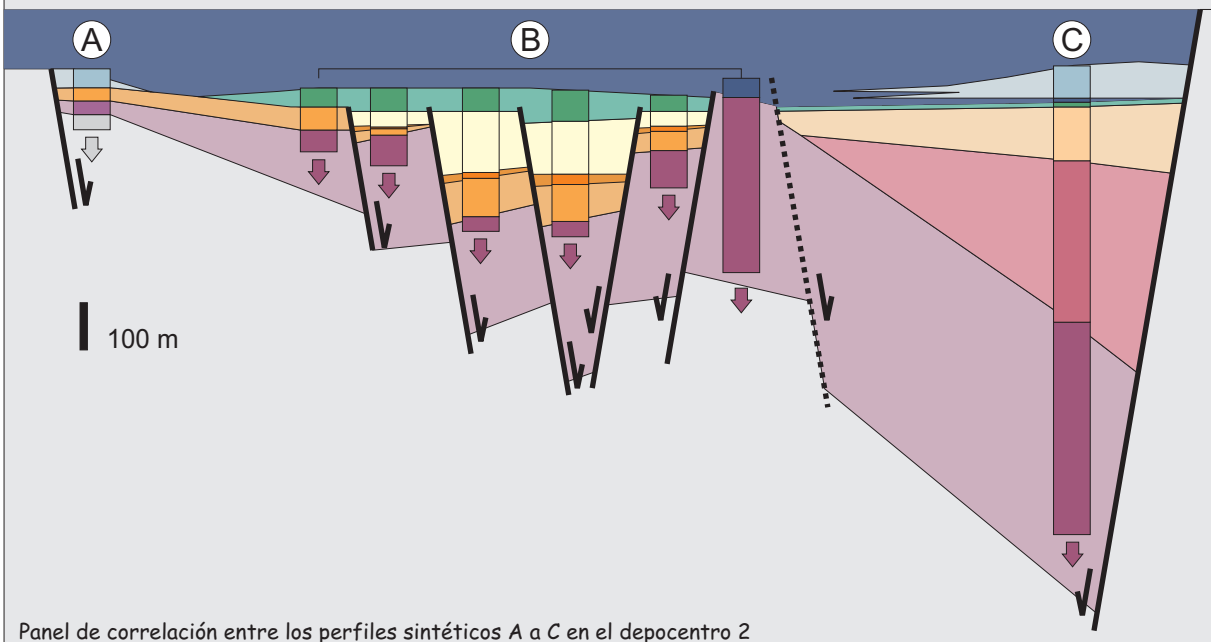


Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros
- SRMS
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- AFH
- AFD
- Secuencias piroclásticas 2
- SAV
- Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico
Basamento metamórfico



Panel de correlación entre los perfiles sintéticos A a C en el depocentro 2

Lámina 4.83

Capítulo 5 – Controles volcánicos y estructurales sobre el relleno de sinrift

5.1 – Controles volcánicos sobre el relleno de sinrift

La actividad volcánica constituye un control de primer orden en la evolución del relleno de una cuenca. Consiste en un mecanismo de aporte de material sólido, líquido y gaseoso a partir de procesos térmicos endógenos (Orton, 2002), y como tal posee características propias muy diferentes a los sistemas puramente sedimentarios. Las propiedades que hacen al volcanismo son sumamente variantes y pueden a su vez coexistir en un mismo ambiente durante el mismo ciclo volcánico. Estas peculiaridades que lo hacen tan distintivo pueden resumirse de la siguiente manera:

Características del material volcánico

Los productos de la actividad volcánica son muy diversos en cuanto a su composición química y constitución física (p.e. Cas y Wright, 1987; McPhie *et al*., 1993; Orton, 2002; White y Houghton, 2006; Németh y Martin, 2007; Waitt, 2007 y White y Houghton, 2007). Pueden ocurrir tanto de forma coherente (lavas en general) como fragmentada (autoclastos y piroclastos). El amplio espectro composicional desde basaltos a riolitas implica materiales con capacidades muy distintas en cuanto a la acción de la meteorización física y química (Orton, 2002 y Gifkins *et al*., 2005). Asimismo, la abundante proporción de vidrio volcánico resulta altamente susceptible a la alteracón y diagénesis, constituyendo en sí mismo la base de minerales neoformados como arcillas, ceolitas, etc. (McPhie *et al*., 1993 y Gifkins *et al*., 2005). El tamaño de los granos producidos por la fragmentación es muy variable en una misma área (desde inferiores a los 0,062 mm a inmensos bloques de decenas de metros). Las características aerodinámicas e hidrodinámicas de las partículas son sumamente cambiantes, determinando su capacidad de ser transportadas por los distintos agentes de transporte (tanto piroclásticos como epiclásticos).

Procesos de aporte y transporte del material

El material volcánico llega a la superficie en efusiones de material más o menos coherente (lavas más autoclastos) o por extrusiones que generan la fragmentación de la lava en partículas clásticas (piroclastos). La capacidad de transporte de los piroclastos puede llegar a

varios centenares de kilómetros a partir de un mismo evento volcánico (p.e. Cas y Wright, 1987; Branney, 1991; Carey *et al*., 1996; Mandeville *et al*., 1996; Branney y Kokelaar, 1997 y Brown *et al*., 2007). Los mecanismos de transporte de material clástico durante una erupción pueden ser de muy diverso tipo e incluso transformarse de unos a otros a medida que varía la dinámica de los agentes de transporte piroclástico (Branney y Kokelaar, 1992; Allen y Cas, 1998; Branney y Kokelaar, 2002).

Magnitud de los procesos

Los eventos volcánicos tienen una duración muy corta en el tiempo pero su impacto en el registro geológico es enorme (p.e. Cas y Wright, 1987; Davidson y De Silva, 2000 y Orton, 2002). Las tasas de aporte de material coherente o fragmentario son altísimas, superando ampliamente los volúmenes de detritos aportados en las cuencas sedimentarias puras. Un mismo evento puede depositarse a lo largo de distancias muy grandes, en más de una cuenca, y ocupar varios subambientes distintos. Los procesos que transportan material volcánico en la superficie son en muchos casos independientes de parámetros tales como la topografía o el nivel de base (p.e. Branney y Kokelaar, 1997; Branney y Kokelaar, 2002 y Orton, 2002;).

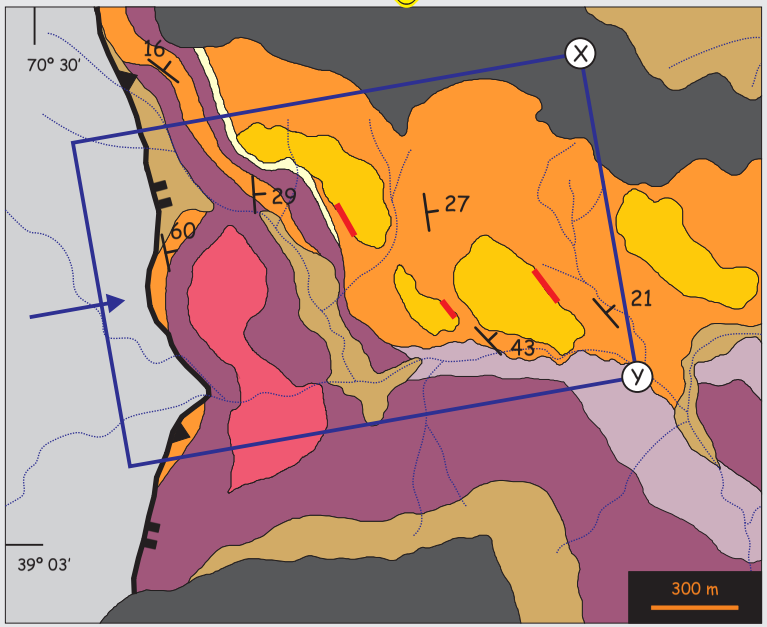
Capacidad de modificar el ambiente

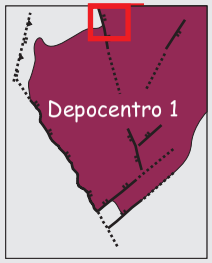
La emisión de líquidos y gases a altas temperaturas modifica los gradientes térmicos de la región. Los parámetros químicos como el pH y Eh cambian (p.e. McPhie *et al*., 1993 y Gifkins *et al*., 2005). Se generan sistemas de circulación de aguas termales que alteran tanto a las rocas del ciclo volcánico como a las preexistentes (Gifkins *et al*., 2005). La actividad volcánica tiene la capacidad de generar su propia topografía en tiempos relativamente cortos (Davidson y De Silva, 2000). Esto sucede a la escala de cada aparato volcánico por procesos constructivos (p.e. estratovolcanes) o degradacionales (p.e. calderas) o por variaciones de escala local (derrame de coladas, crecimiento de domos, depositación de ignimbritas, etc.). Los movimientos volcanotectónicos poseen la capacidad de modificar rápidamente la fisiografía de una cuenca. De esta manera se modifican en poco tiempo los parámetros preexistentes de una cuenca, tales como: los gradientes, los procesos epiclásticos y sus direcciones de transporte, la ubicación de las zonas de aporte y de recepción de sedimentos, los patrones de subsidencia o los subambientes previos.

Además de las peculiaridades inherentes al volcanismo recientemente enumeradas, es necesario tener en cuenta para el presente análisis su estrecha vinculación con la estructuración extensional observada durante el Ciclo Precuyano. La interacción de las estructuras con los

productos volcánicos se revisará en la próxima sección (Controles estructurales sobre el relleno de sinrift), limitándonos aquí a estudiar específicamente las variables de origen volcánico que controlan la estratigrafía del relleno de sinrift precuyano. En particular se hará fundamental hincapié en los controles sobre la composición y volumen del material de relleno y la generación de relieve dentro de los depocentros (Láminas 5.1 a 5.6).

Controles volcánicos - Localidad NIR





- El accidentado relieve generado en relación a la actividad volcánica se manifiesta en la topografía de los cuerpos lávicos

- Las bases de los cuerpos de lavas mesosilícicas a ácidas son planas y suaves cuando se derraman sobre los depósitos aluviales volcaniclásticos

- Los techos de las unidades lávicas son irregulares y tienden a formar geometrías convexas (domos y coladas dómicas)

- La superposición de coladas construye rasgos fuertemente positivos en el paisaje volcánico

- El desarrollo de potentes sucesiones aluviales volcaniclásticas evidencia la existencia de un fuerte relieve volcánico

Depósitos modernos

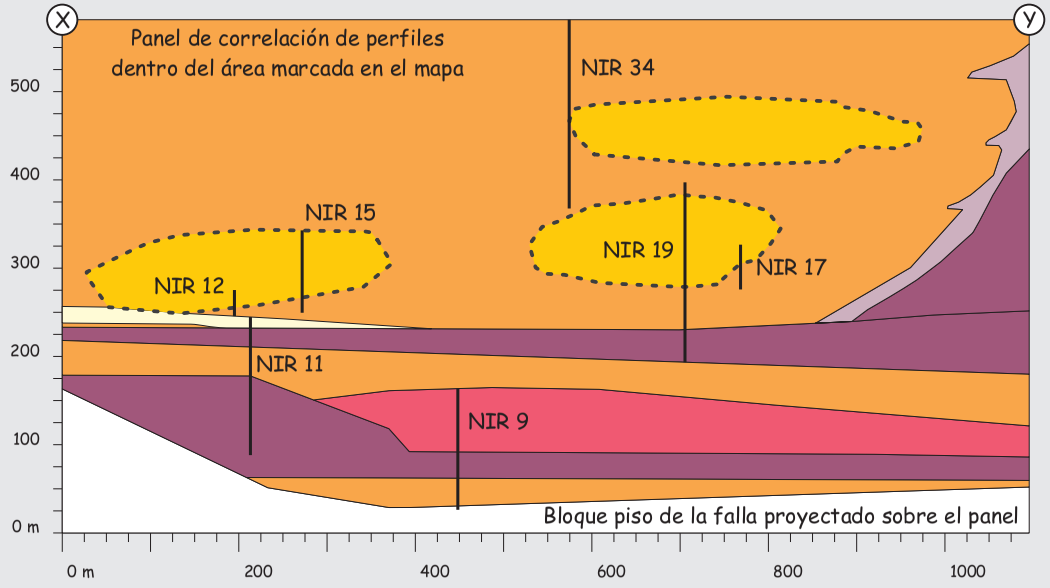
Volcanismo cenozoico

Ciclo Precuyano

- Criptodomos ácidos
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Domo de autobrechas
- Lavas mesosilícicas a ácidas
  - con alteración diferencial

Diques de riolitas foliadas

Basamento granítico

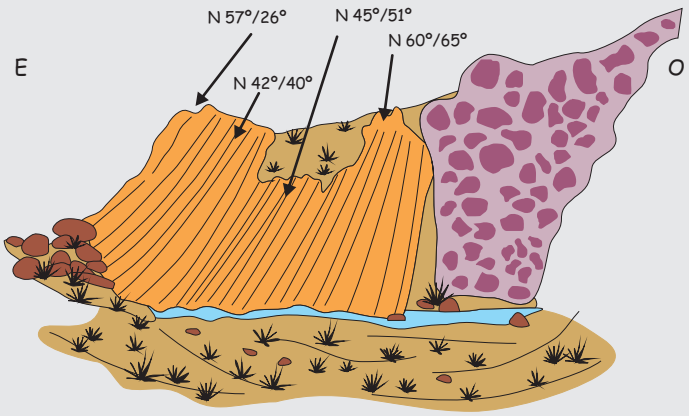


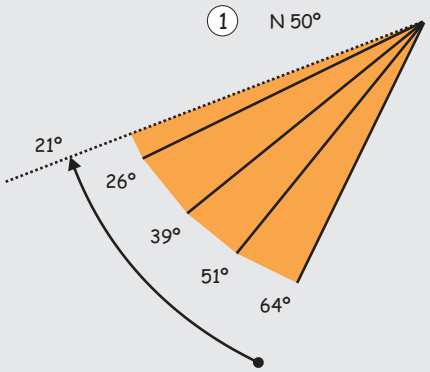
Controles volcánicos sobre el relieve - Localidad NIR



- El relieve generado a partir del derrame de las lavas y su topografía irregular condiciona la depositación de las unidades aluviales asociadas

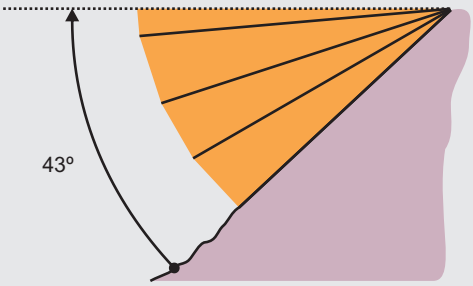
- Las capas halladas sobre el resalto se disponen con una geometría de abanico, disminuyendo su ángulo de inclinación de manera progresiva hacia arriba en la secuencia





- La depositación sucesiva sobre la superficie de las lavas termina suavizando a la topografía original

- En este caso, la pendiente original es de aproximadamente 43° con respecto al ángulo de inclinación normal de los depósitos aluviales volcaniclásticos en este sitio dentro de la localidad NIR



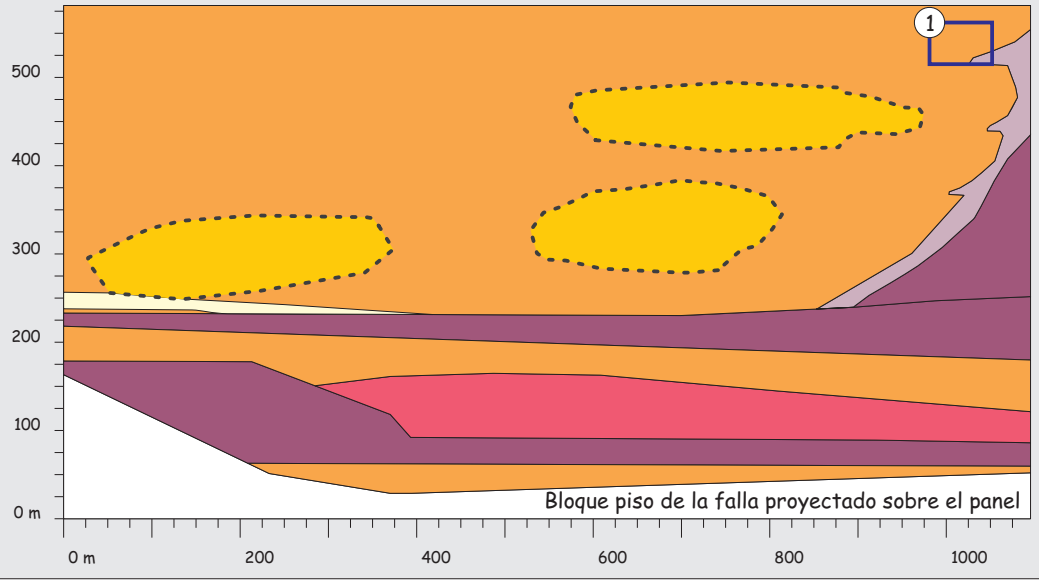
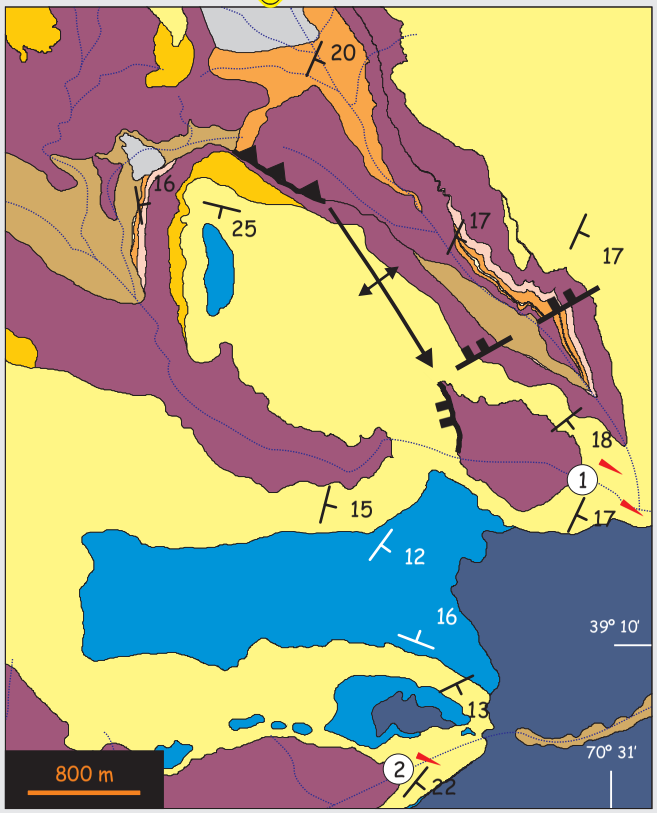
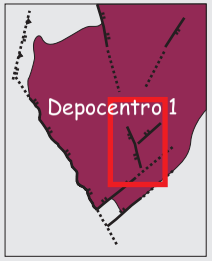
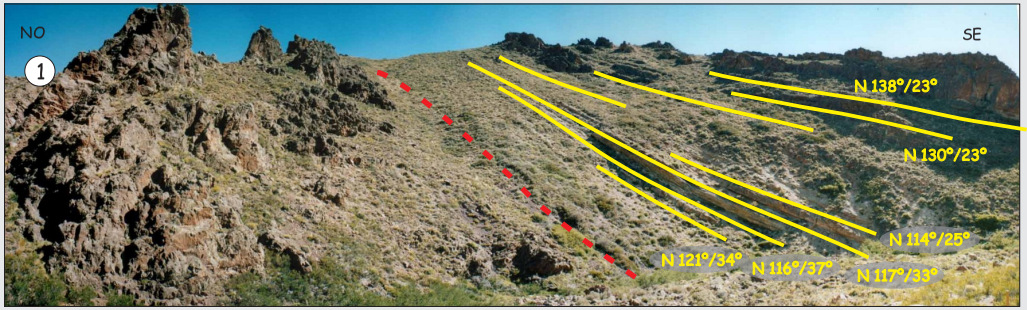


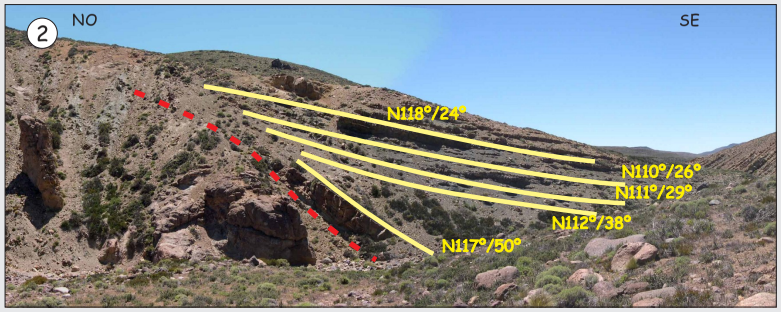
Lámina 5.2

Controles volcánicos sobre el relieve - Localidades PLS y PCL

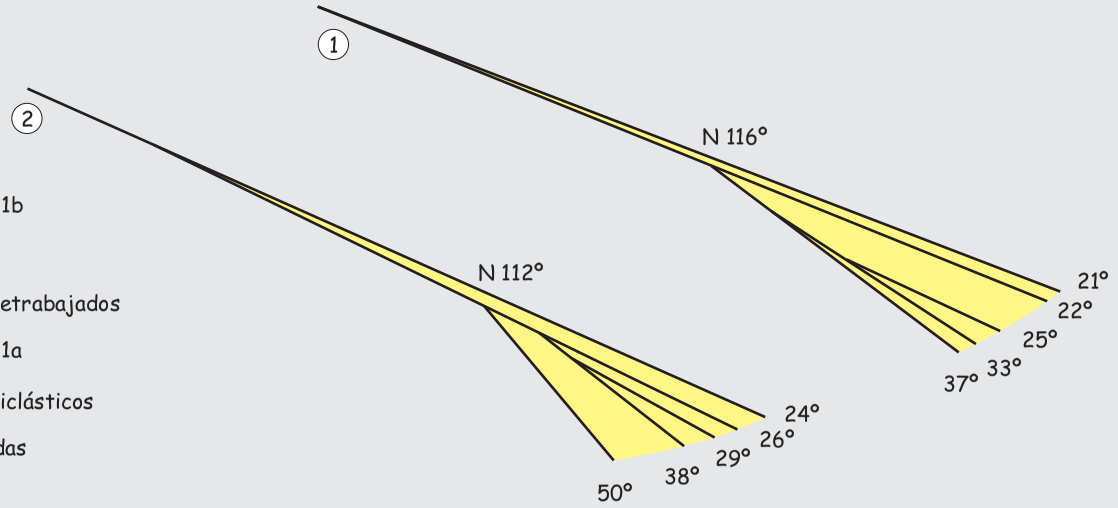








- La topografía irregular sobre las lavas mesosilícicas a ácidas resulta en un fuerte resalto hidráulico para la depositación de las secuencias piroclásticas 1b



Depósitos recientes

Dirección de paleocorrientes

Ciclo Cuyano

Sistemas de costa afuera

Calizas marinas someras

Ciclo Precuyano

Secuencias piroclásticas 1b

Domos ácidos

Depósitos piroclásticos retrabajados

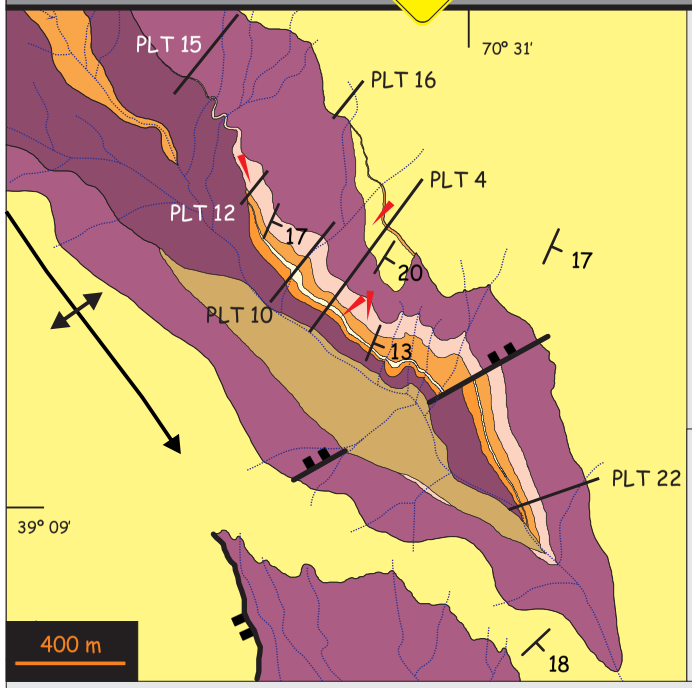
Secuencias piroclásticas 1a

Sistemas aluviales volcaniclásticos

Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico

Controles volcánicos sobre el material de relleno - Localidad PLT

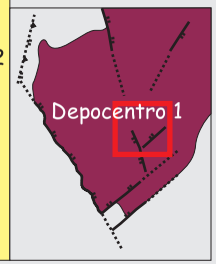


- La estratigrafía en los ambientes volcánicos puede resultar muy variable en cortas distancias

- Dos flujos de lavas se superponen hacia el noroeste, mientras que hacia el sureste una potente sucesión epiclástica y piroclástica se desarrolla entre medio de las mismas

- Los cuerpos lávicos constituyen en sí mismo una forma de generación de relieve

- La depositación de las secuencias piroclásticas 1b cubre las irregularidades en el techo de la segunda colada

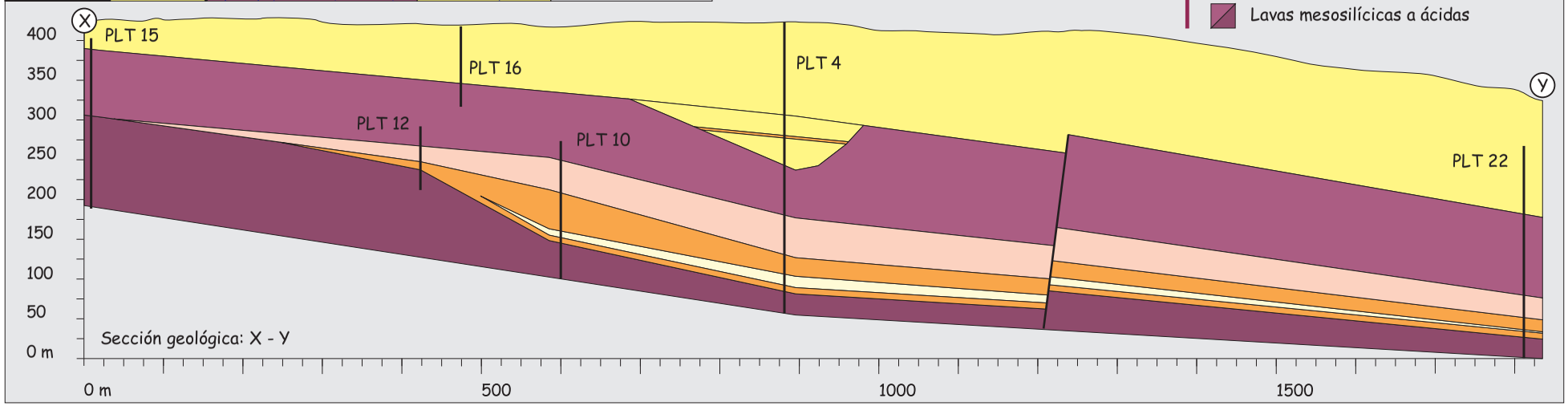


Depósitos modernos

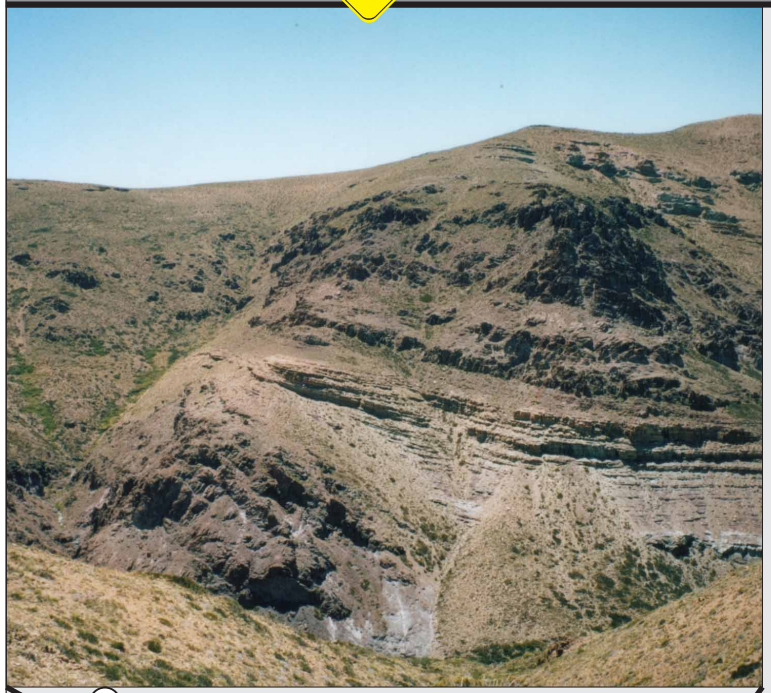
Dirección de paleocorrientes

Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 1b
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas



Controles volcánicos en la generación de relieve - Localidad PLT

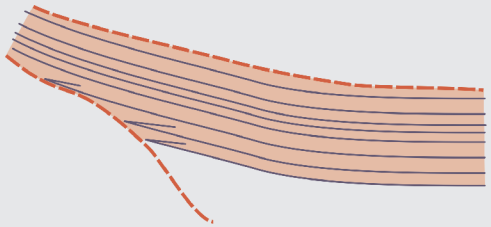


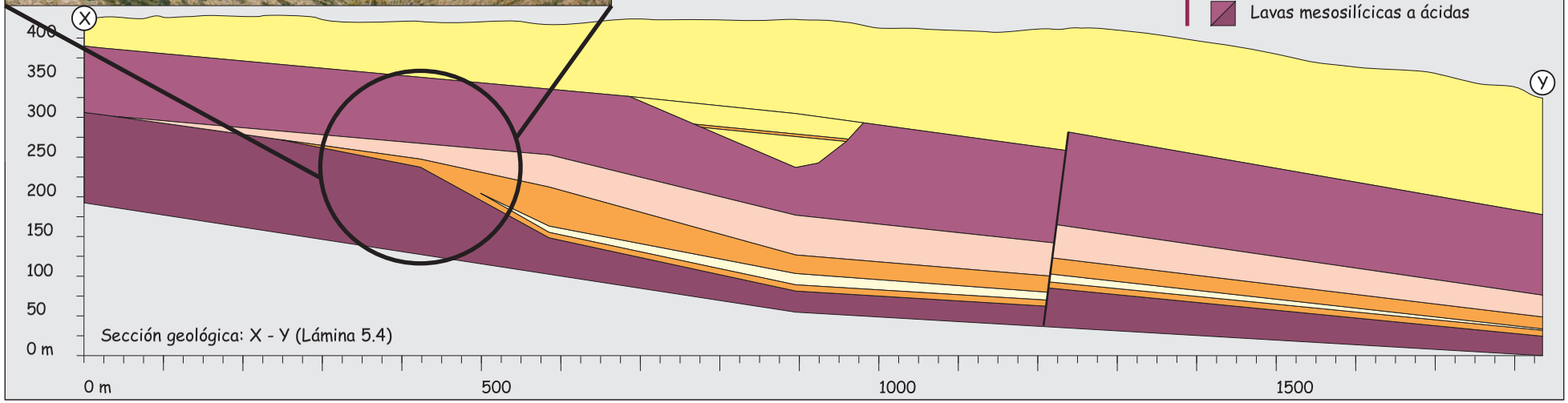
- Los depósitos aluviales volcaniclásticos y los piroclásticos retrabajados traslapan sobre el techo de la colada inferior

- El traslape es progresivo hacia el noroeste, sobre una superficie que adquiere altura en la misma dirección

- El sistema se colmata rellenando las áreas bajas, de menor gradiente sobre los flancos, y se expande hacia porciones topográficamente más altas

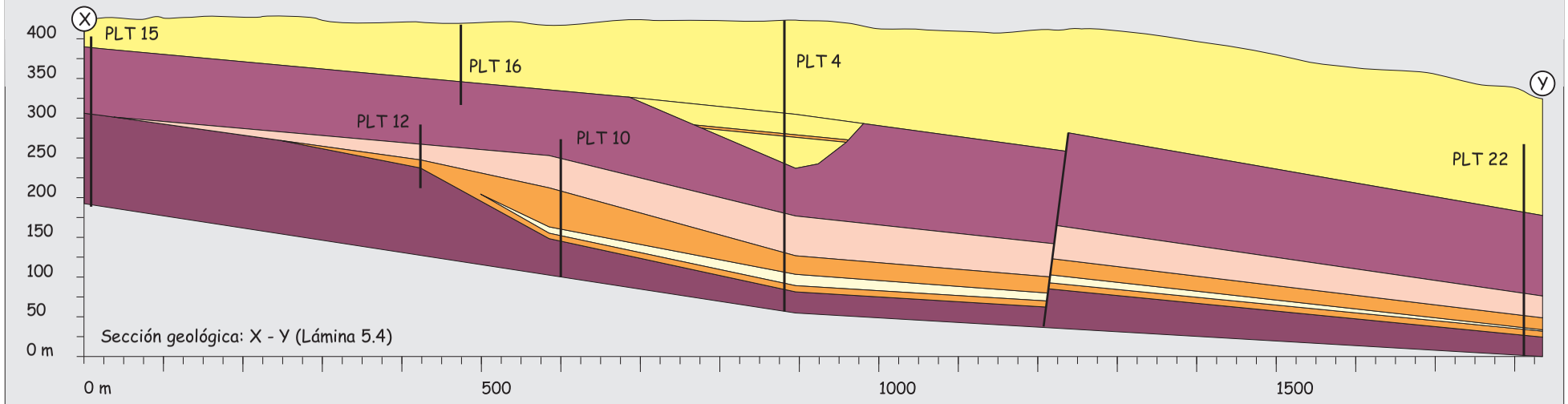
- El análisis de la sección completa demuestra que este tipo de relación estratigráfica es inherente al paisaje volcánico y no implica necesariamente la existencia de discordancias regionales, bloques rotados o algún otro tipo de modificación estructural





Controles volcánicos - Localidad PLT





Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 1b
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas

- El material de relleno se compone prácticamente en su totalidad por productos primarios de la actividad volcánica o sus derivados epiclásticos

- Las variaciones litológicas responden fundamentalmente a los controles de tipo autocíclico del sistema volcánico

- En algunas localidades la estructuración extensional no llega a ejercer una influencia notable sobre las unidades de origen volcánico

5.1.1 – Composición y volumen del material de relleno

La actividad volcánica que gobernó durante el desarrollo del Ciclo Precuyano le otorga al relleno de sinrift una impronta característica sobre todo en la composición de sus elementos. Como fuera descripto en la sección referente a las unidades de acumulación, se reconoce una amplia participación de detritos de composicón volcánica tanto en las unidades precuyanas como en las cuyanas. Las litologías de los productos lávicos y piroclásticos se ven directamente reflejadas en los diversos productos epiclásticos y químicos carbonáticos de las unidades de ambos ciclos. No sólo controla la litología del volcanismo a la composición de los clastos individuales, sino que también influencia notablemente la predominancia de ciertos procesos epiclásticos sobre otros.

La observación del mapa del área de estudio es muy elocuente en cuanto al gran predominio de unidades de origen volcánico durante el Ciclo Precuyano: La unidad con mayor expresión areal y volumétrica corresponde a la de las lavas mesosilícicas a ácidas. De manera similar, la unidad piroclástica 1b se distribuye a lo largo de todo el depocentro 1. Las unidades epiclásticas están integradas mayoritariamente por clastos de origen volcánico efusivo o piroclástico. Tan solo el abanico aluvial dominado por flujos de detritos posee una mayor proporción de clastos provenientes del basamento. Pero la magnitud de las unidades volcánicas efusivas y piroclásticas no es el único indicador del importante nivel de actividad volcánica existente a lo largo del Ciclo Precuyano. Más sugerente aún, resulta la gran predominancia de material detrítico con composiciones de origen volcánico dentro de los depósitos formados por procesos epiclásticos. Los sistemas aluviales volcaniclásticos poseen una amplia distribución dentro de los dos depocentros analizados y son variados los procesos que intervienen en su génesis. Sin embargo, todos representan el producto directo de la degradación del paisaje volcánico bajo condiciones francamente aluviales. Esto no implica tan solo la existencia de áreas con alto gradiente y cabeceras constituidas por rocas volcánicas. La amplia participación de fragmentos vítreos bien preservados en sus depósitos revela su ocurrencia en un ambiente volcánico activo. El vidrio volcánico resulta fácilmente degradable por procesos de desvitrificación y alteración. Además, sus partículas resultan mecánicamente muy frágiles en los procesos de remoción en masa o por atrición dentro de flujos turbulentos. En depósitos policíclicos la participación de vitroclastos se ve muy disminuida (Haughton, 1993 y Riggs *et al*., 1997). De modo similar, los canales fluviales de la unidad de depósitos piroclásticos retrabajados son litológicamente idénticos a una ignimbrita. Pómez redondeados y líticos angulosos (lávicos) abundan en ellos. La presencia de abundante matriz en dichos canales resulta también muy llamativa. La influencia de una actividad eruptiva simultánea se hace

evidente en estos casos donde los sistemas sedimentarios se ahogan de piroclastos (Smith, 1987; Cole y Ridgway, 1993; Haughton, 1993; Bahk y Chough, 1996 y Riggs *et al*., 1997). La gran participación de material juvenil en los depósitos epiclásticos condiciona asimismo, su diagénesis. Los procesos de alteración y desvitrificación observados en los productos volcánicos primarios (McPhie *et al*., 1993 y Gifkins *et al*., 2005) también afectan a los detritos de los sistemas sedimentarios asociados.

El estudio composicional del relleno precuyano debe formularse siempre en relación a su particular situación dentro de un régimen extensional, para no llegar a una sobrevaloración de los efectos de origen volcánico sobre el resto de los controles geológicos que intervienen en la cuenca. Las elevadas tasas de aporte en los ambientes volcánicos con respecto a los sedimentarios puros deben ponderarse por los demás factores geológicos intervinientes. En alusión a esto, resulta problemático a veces el estudio de la procedencia de los detritos. En el caso de los dos depocentros evaluados es más o menos sencillo discriminar entre un origen interno o externo a los mismos, debido a la litología contrastante de su basamento (metamorfitas y plutonitas). De todas maneras, no es posible diferenciar qué proporción del relleno volcaniclástico proviene de la degradación de las geoformas positivas del ambiente volcánico y cuánto proviene de la erosión de escarpas estructurales internas al depocentro, desarrolladas por ejemplo sobre las mismas unidades volcánicas. Si bien la actividad volcánica ejerce una influencia de primer orden en la composición del relleno precuyano, existe también una fuerte influencia de la estructuración extensional de los depocentros. La menor expresión de depósitos ricos en clastos provenientes del basamento no refleja unívocamente bajas tasas de subsidencia, bajos desniveles estructurales o poca actividad extensional en general. En realidad, lo que pone de manifiesto este hecho es simplemente la alta tasa de aporte intrínseca al ambiente volcánico. La magnitud en volumen y alcance de los procesos volcánicos hace que los productos de un mismo evento puedan alcanzar rápidamente todas las porciones de un mismo depocentro. A esto se le suma su relativa independencia de controles como el nivel de base o la existencia de barreras topográficas en algunos casos.

5.1.2 – Generación de relieve

La acumulación de material durante los procesos volcánicos es típicamente agradante. De ahí, su tendencia a construir formas positivas en el paisaje. La geometría de los cuerpos lávicos precuyanos demuestra esta tendencia en los patrones estratigráficos desarrollados. No se detectaron derrames de lavas ocupando bajos topográficos como paleocanales y los conjuntos de varias coladas suelen superponerse, amalgamándose en una gran estructura positiva (Lámina 5.1). Los sucesivos derrames de lavas constituyen fuentes de aporte de material detrítico a partir de su propia erosión, con lo que se generan sistemas sedimentarios epiclásticos asociados a sus flancos (Láminas 5.1, 5.2, 5.4 y 5.6). Esto determina la creación de zonas de aporte y acumulación independientes en principio, de la fisiografía general de los depocentros extensionales (Lámina 5.6). Además, las superficies volcánicas suelen ser sumamente irregulares, presentando normalmente depresiones pronunciadas que sirven de pequeñas áreas de relleno (Láminas 5.4 a 5.6).

La construcción de formas positivas en el paisaje volcánico precuyano es evidente en las localidades NIR y PLT (Láminas 5.1, 5.2, 5.4, 5.5 y 5.6). Allí es donde mejor se aprecia la influencia de la geometría de los cuerpos efusivos y los extrusivos sobre la topografía local. Además, el amalgamamiento de coladas y coladas dómicas unas sobre otras resulta una variable fundamental en las variaciones estratigráficas observadas. La aparición y desaparición de unidades está íntimamente ligada a la configuración de áreas de aporte y de depositación a partir del apilamiento de las lavas. Así, se definen también variados gradientes en relación a los flancos de los entes volcánicos constructivos. De modo adyacente a los mismos se produce la depositación de los sistemas aluviales volcaniclásticos (Láminas 5.1, 5.2, y 5.5). Esta unidad constituye el producto principal de la degradación del conjunto de los componentes que hacen al paisaje volcánico, lo que se ve reflejado en la naturaleza volcánica pero polimíctica de sus clastos. En contraposición, se diferencia dentro de la localidad PLT a la unidad de depósitos piroclásticos retrabajados, la que representa la removilización por procesos epiclásticos (aluviales y fluviales) de los constituyentes originales de un depósito piroclástico primario (Lámina 5.5). Las secuencias piroclásticas 1a acompañan a las dos unidades mencionadas, rellenando los bajos topográficos. Se trata de una situación muy similar a la que ocurre sobre los flancos de los volcanes compuestos (Davidson y De Silva, 2000), aunque resulta sumamente difícil asegurar que cada uno de los casos observados se trate de un edificio volcánico individual (Láminas 5.4 a 5.6).

Los techos de los cuerpos de lava son muy irregulares y a menudo se preservan amplias depresiones que acumulan parte del relleno, como se observa sobre la colada superior en la

localidad PLT (Lámina 5.4). La existencia de zonas con pendiente sobre las lavas mesosilícicas a ácidas controla los patrones estratigráficos en el relleno desarrollado sobre las mismas. Es frecuente la configuración en abanico de las capas de los depósitos sobreyacentes, suavizando así el resalto original (Láminas 5.2 y 5.3). De acuerdo a la naturaleza de los procesos del relleno, el tiempo que insuma el allanamiento del desnivel puede variar enormemente. La depositación en condiciones aluviales (Lámina 5.2) implica procesos eventuales que suceden con poca frecuencia, con lo que la creación del abanico en NIR podría tomar de varias decenas a centenares de años (p.e. Palmer y Walton, 1990; Palmer *et al*., 1993 y Blair y McPherson, 1994). Muy por el contrario, durante los procesos piroclásticos (Lámina 5.3) la tasa de aporte de material es tan intensa que el relleno de un desnivel como el ocupado por las secuencias piroclásticas 1b en las localidades PLS y PCL puede ocurrir de manera prácticamente instantánea, en cuestión de minutos (p.e. Branney. y Kokelaar, 2002). Otra manifestación del relleno progresivo de los depósitos aluviales por encima de la superficie de las lavas la constituyen los patrones de *onlap* observados en la localidad PLT (Lámina 5.5). En ese sentido, es importante destacar para el contexto de sinrift del precuyano la independencia con el fallamiento extensional que poseen estas configuraciones complejas en los patrones estratigráficos. La interacción de procesos muy variados y de diversa génesis (epiclásticos, piroclásticos, efusivos, etc.) dentro del mismo ambiente volcánico, resulta a su vez en un complejo arreglo estratigráfico donde se combinan todas las configuraciones posibles para cada proceso involucrado.

5.2 - Controles estructurales sobre el relleno de sinrift

La actividad del fallamiento normal es el factor principal en la generación de relieve y la configuración de los depocentros dentro de las cuencas extensionales (p.e. Grimaud *et al.*, 1994; Leeder, 1995; Sengör, 1995 y Einsele, 2000). Se trata de un proceso dinámico que determina cambios en la geometría de los depocentros a partir de la generación y el crecimiento de estructuras e interconexión entre las estructuras de borde e internas. Estas variaciones en las dimensiones de los depocentros conducen patrones de subsidencia diferentes de acuerdo a su posición y relación con respecto a las fallas extensionales. Al regular la creación de gradientes topográficos, modificarlos, y determinar su ubicación, las estructuras poseen una influencia fundamental sobre el desarrollo de los sistemas sedimentarios. No solo controlan la creación de espacio para su acumulación sino que además condicionan los procesos de transporte y el tipo de ambientes que se forman. Conocer la geometría de los depocentros y su evolución es primordial a la hora de evaluar el control de las estructuras sobre el relleno de los mismos. Algunas de las características más importantes a tener en cuenta son las que siguen:

Dimensiones de los depocentros extensionales

Las cuencas de rift se encuentran segmentadas a lo largo de sus ejes en depocentros de largo y ancho específicos para la región en la que se ubica la cuenca. Cada uno de estos segmentos constituye un graben asimétrico o hemigraben. Scholz y Contreras (1998) determinaron que el ancho de los depocentros es función del espesor sismogénico de la litósfera y su largo función del espesor elástico efectivo. El bloque techo en estos depocentros desciende y el piso asciende, por rebote isostático (Jackson y McKenzie, 1983). La altura que alcance el bloque piso no es indefinida sino que depende del ancho y largo del segmento de falla que limita al depocentro (Schlische *et al.*, 1996). Por esto, la máxima elevación del bloque piso está determinada por el ancho de la zona sismogénica y el espesor elástico efectivo; a lo que se le superpone el efecto de la posición del nivel de base en cada depocentro (Densmore *et al.*, 2005).

Crecimiento de las estructuras extensionales

Las cuencas de rift crecen a partir de la unión de diversos segmentos de fallas directas. Cada segmento de falla crece progresivamente en sentido lateral y en su desplazamiento (Schlische, 1991). Las fallas pueden ser ciegas al principio, y generar flexuras monoclinales por encima de si mismas a medida que el desplazamiento se propaga hacia la superficie (Jackson *et al.*, 2006 y Kaven y Martel, 2007). El arrastre del bloque colgante en las inmediaciones de la falla produce fallas inversas y otras estructuras anómalas (Jackson *et al.*, 2006). El patrón de

subsidencia obtenido al principio de la extensión puede variar sustancialmente a medida que los segmentos de falla se propagan y conectan entre sí (Young *et al.*, 2003).

Interconexión de las estructuras

En un principio, los segmentos de falla se encuentran aislados entre sí, separados por diversos altos intracuencales (Schlische, 1992 y Young *et al.*, 2001). A medida que la extensión progresa, los segmentos se conectan entre sí reduciéndose los altos a rampas de relevo (Young *et al.*, 2001; Commins *et al.*, 2005 y Hus *et al.*, 2006). El espesor sedimentario se hace cada vez más homogéneo a lo largo del conjunto de fallas ya conectadas. Cuanto mayor es la extensión mayor es la tendencia a formarse fallas de transferencia en vez de rampas de relevo (Acocella *et al.*, 2005).

Estilos de fallamiento extensional

Se reconocen en general tres modelos básicos de fallas normales (Schlische, 1991). Las fallas con geometría lístrica o de tipo rampa-plano se deben a la existencia de niveles dúctiles dentro del basamento que condicionan la presencia de un desacople subhorizontal (Ellis y McClay, 1988). El volumen del depocentro crece linealmente bajo extensión uniforme (Schlische, 1991). El fallamiento de tipo dominó consiste en una serie de bloques limitados por fallas normales que rotan hacia atrás. El desplazamiento se detiene cuando las fallas alcanzan un bajo ángulo de inclinación, formándose un nuevo juego de fallas de alto ángulo hacia el interior de la cuenca (Jackson y White, 1989; Schlische, 1991; Gawthorpe *et al.,* 2003 e Young *et al.*, 2003). El volumen generado bajo condiciones de extensión uniforme es progresivamente menor debido a la rotación de los bloques y el menor ángulo de las fallas (Schlische, 1991). En el tercer modelo el espacio de acumulación crece de acuerdo al alargamiento del segmento de falla con cada incremento en su desplazamiento. Las fallas de crecimiento aumentan significativamente el volumen del depocentro con tasas de extensión relativamente bajas. Su relación con el desplazamiento es exponencial, siendo el incremento en volumen cada vez mayor (Schlische, 1991).

Estructuras heredadas

La existencia de estructuras previas modifica los patrones normales de generación y evolución del fallamiento extensional (Le Turdu *et al.,* 1999; Moustafa, 2002 y Morley *et al.,* 2004). Dichas estructuras pueden reactivarse o invertirse en la medida que posean una orientación favorable al nuevo campo de esfuerzos (Holdsworth *et al.,* 1997 y Baudon y Cartwright, 2008). La existencia de grandes estructuras oblicuas es capaz de determinar el

desarrollo de un régimen de extensión oblicuo para vastas áreas dentro de una cuenca de rift (Le Turdu *et al.,* 1999), modificando sustancialmente la geometría de los depocentros (Morley *et al.,* 2007). La secuencia de ruptura de las rampas de relevo depende directamente del régimen de extensión y las fallas de transferencia se comportan como fallas de desplazamiento de rumbo bajo un régimen de extensión oblicua (Crider, 2001).

Litología del basamento

La fábrica del basamento es un control de primer orden en la orientación e interconexión de las estructuras durante la extensión (Morley, 1999b y Morley *et al.,* 2004). Además, la reología del basamento limita el tipo de deformación sufrida por los bloques piso y techo en los depocentros, condicionando el estilo del fallamiento.

5.2.1 – Controles estructurales sobre el magmatismo

La interacción de los procesos volcánicos con la estructuración en una cuenca extensional es un fenómeno sumamente frecuente que se evidencia por un lado en la orientación de los sistemas de ascenso de magma a través de la corteza (p.e. Rubin, 1990; Alaniz-Alvarez *et al.*, 1998 y Stollhofen *et al.*, 1998). Para acceder a la superficie el magma debe ser conducido desde la cámara en la que se aloja a través de algún tipo de conducto o fractura. La reología frágil que caracteriza los niveles más someros de la corteza representa un verdadero problema para el ascenso del magma. Sin embargo, la existencia de un campo de esfuerzos extensional proporciona un medio permeable propicio para la conducción del magma. No sólo el desarrollo de fallas directas y fracturas actúa como medio de ascenso. Cuando la presión interna del magma supera al esfuerzo mínimo compresivo el magma se inyecta de manera perpendicular a dicho esfuerzo, disminuyendo consiguientemente el valor diferencial entre le máximo y el mínimo esfuerzo compresivo (Rubin, 1990 y Parsons y Thompson, 1993). Esto disminuye a su vez, la resistencia de la roca a fracturarse, facilitando el proceso de inyección del magma. La interrelación entre la presión interna del magma y su ascenso por diferencias de densidad con el medio circundante conducen a que los diques no siempre estén orientados de igual manera que las fallas extensionales. En verdad, comparten su rumbo (perpendicular a la dirección del mínimo esfuerzo compresivo), pero la inclinación de los diques llega a superar la de las fallas, aproximándose a la vertical.

El control de las estructuras extensionales sobre el magmatismo precuyano se verifica en el análisis de las vías de ascenso y emplazamiento del magma (Láminas 5.7 a 5.9). Los criptodomos hallados en la localidad NIR intruyen a los depósitos aluviales volcaniclásticos en diferentes niveles a lo largo de la sucesión (Lámina 5.7). Su posición no sigue ningún ordenamiento en particular, pero sus diques alimentadores se orientan de manera antitética al sistema de fallas que constituye el borde del depocentro 1 en esta localidad. Los diques poseen la misma composición que los criptodomos y se observa una continuidad clara en los filetes de flujo desde los diques hacia los cuerpos intrusivos. Por su posición dentro de los límites del depocentro 1 y su orientación particular se entiende que el ascenso de estas lavas ácidas debe estar de algún modo vinculado a la deformación del bloque colgante. Lo que resulta más difícil establecer es si el origen de esta deformación es meramente tectónico o posee una componente de origen magmático. El vaciamiento parcial o total de una cámara magmática en un depocentro extensional puede generar un campo de esfuerzos suficiente para promover la ocurrencia de fallas directas nuevas o la reactivación de antiguas (Moore y Kokelaar, 1997 y 1998). Aunque no se observan grandes disrupciones en los depósitos de los sistemas aluviales

volcaniclásticos que sugieran la existencia de estructuras extensionales en la misma posición que los diques, no se descarta que la conducción de las lavas se realice a lo largo de fracturas con poco desplazamiento (al menos dentro de la localidad NIR). El derrame de los domos de esta unidad se produce hacia la parte final del Ciclo Precuyano, justo antes de la depositación de las secuencias piroclásticas 1b (Lámina 4.38). Dichos productos piroclásticos se encuentran afectados por el fallamiento directo de bloques internos al depocentro 1. Se trata de un evento de deformación que se registra tanto en las porciones internas (Localidades PLT y PLS en lámina 4.50 y NIR en lámina 4.51) como en las de borde (Localidad LAO, lámina 4.51). La correspondencia entre el ascenso de las lavas de los domos y criptodomos ácidos con la deformación del bloque colgante a escala regional para el depocentro 1 se torna así evidente.

Hacia los límites del depocentro 2 se hallan diques volcánicos pertenecientes a la unidad de lavas mesosilícias a ácidas. Ellos se encuentran intruyendo a los granitoides del basamento, pero se ubican en dos localidades con implicancias estructurales bien diferentes para el contexto de dicho depocentro. Un conjunto de diques se aloja hacia el borde activo del depocentro 2, en la localidad CTL (Lámina 5.8), mientras que otro se presenta en el margen suroriental de dicho depocentro, en la localidad MIB (Lámina 5.9). En el primer caso, se trata de diques intruidos en el *horst* que constituye el bloque piso del sistema de fallas de borde. El tamaño de los diques es bastante variable. Los más chicos poseen un espesor de 30 a 40 cm y se encuentran agrupados ocupando fracturas en los granitoides, sintéticas con los segmentos de fallas de borde. Su continuidad no excede los 5 m. En los diques más grandes, los afloramientos pueden seguirse por varias decenas de metros (hasta aproximadamente 110 m), alcanzando los 3 a 5 m de espesor. Hacia el interior del horst, en su parte media se hallan diques mucho mayores, con espesores de 15 a 20 m y más de 130 m de largo, sintéticos también con los segmentos de fallas directas que limitan al depocentro 2 en esta área. No se reconocen componentes subaéreos de estos diques. En los que se ubican adyacentes al borde es factible asociarlos con los inmensos volúmenes de lavas mesosilícicas a ácidas desarrolladas inmediatamente dentro del depocentro. Más complicado resulta para los diques en la parte media del *horst*, teniendo en cuenta la falta de registro precuyano sobre este alto de basamento. Todos los diques examinados mostraron ser sintéticos con las fallas de borde del depocentro 2, evidenciando el fuerte control estructural en la generación de la permeabilidad necesaria para que el magma ascienda atravesando los granitoides. Su orientación en relación a las principales estructuras de borde en los dos depocentros de esta región es perfectamente coincidente con lo esperado de acuerdo al campo de esfuerzos regional teórico, donde la extensión se produce aproximadamente en la dirección suroeste - noreste. Es importante notar además, que la intrusión de los diques evidencia el rasgo penetrativo de la deformación extensional en el área. Los diques no sólo intruyen cercanos al

borde sino que lo hacen también en el interior del *horst*. La deformación ocurre tanto dentro de los depocentros, a nivel del bloque colgante como externamente a los mismos, afectando a los bloques del piso de los sistemas de fallas de borde.

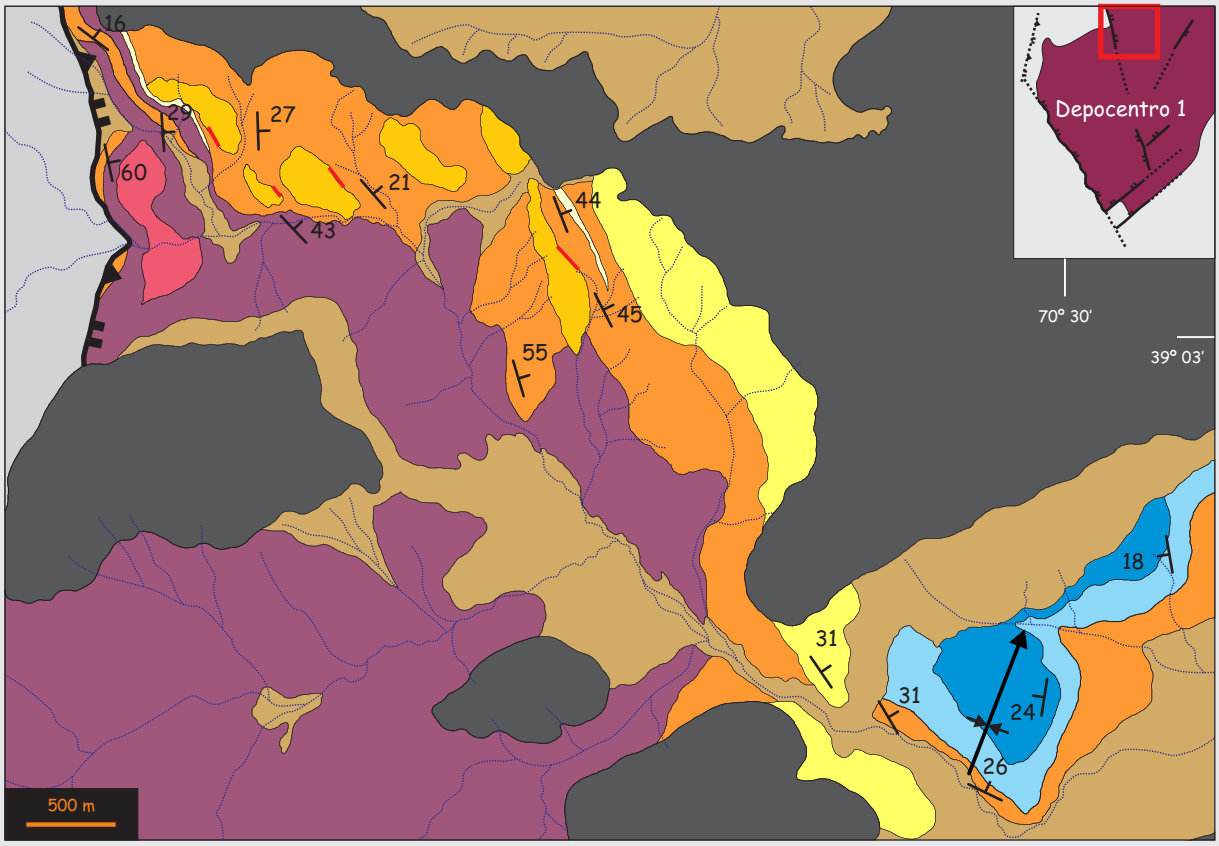
El otro caso descripto para el depocentro 2, en la localidad MIB, consiste en diques de mucho menor tamaño (Lámina 5.9). Los espesores oscilan de 2 a 30 cm llegando hasta un máximo de 20 m. Se asocian de modo antitético a fracturas dentro del basamento granítico, sin desplazamiento evidente, pero sintéticas con fallas directas de rumbo noreste – suroeste en la localidad. Este sistema de fallas posee una orientación poco frecuente dentro del depocentro 2. Sólo es común en la localidad MIB, y representa el margen del depocentro en esta dirección, limitado por los bloques del basamento granítico aflorante. Las fallas directas de rumbo general noroeste – sureste están también presentes en MIB. Se presume que el otro sistema de fallas corresponde a una dirección de esfuerzos de carácter local dentro del depocentro 2. Posiblemente, este hecho condicione a su vez la magnitud de las intrusiones magmáticas.

De lo expuesto se aprecia el notorio control por parte de las estructuras extensionales sobre la actividad magmática del Ciclo Precuyano, sobre todo en su expresión volcánica. La relación entre el magmatismo y la deformación extensional resulta más compleja sin embargo, que la determinación de las vías de ascenso y emplazamiento de lavas. En realidad, se ha comprobado que la actividad magmática resulta imprescindible para permitir el debilitamiento de la litósfera y posibilitar su extensión (Buck, 2004). En ausencia de ella, los esfuerzos tectónicos deben ser demasiado grandes, siendo muy poco factible el proceso de extensión litosférica (Kuznir y Park, 1987). En dicho sentido, la profusa actividad volcánica registrada en el relleno precuyano adquiere una significación muy especial. Es altamente probable que el Ciclo Precuyano represente una fase de debilitamiento termal a nivel litosférico. De todos modos, es muy difícil y arriesgado intentar realizar mayores aseveraciones a partir del estudio de tan solo dos depocentros, como sucede en este caso.

Ascenso del magma - Localidad NIR

- El emplazamiento de la unidad de domos y criptodomos ácidos está controlada por las estructuras extensionales desarrolladas en el depocentro 1

- Los criptodomos intruyen en distintos niveles de los sistemas aluviales volcaniclásticos a través de diques alimentadores compuestos por riolitas foliadas



Depósitos modernos

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

Calizas marinas someras

Epiclásticos marinos someros

Ciclo Precuyano

Secuencias piroclásticas 1b

Criptodomos ácidos

Secuencias piroclásticas 1a

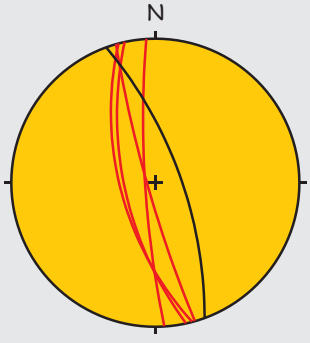
Sistemas aluviales volcaniclásticos

Domo de autobrechas

Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico

Diques de riolitas foliadas

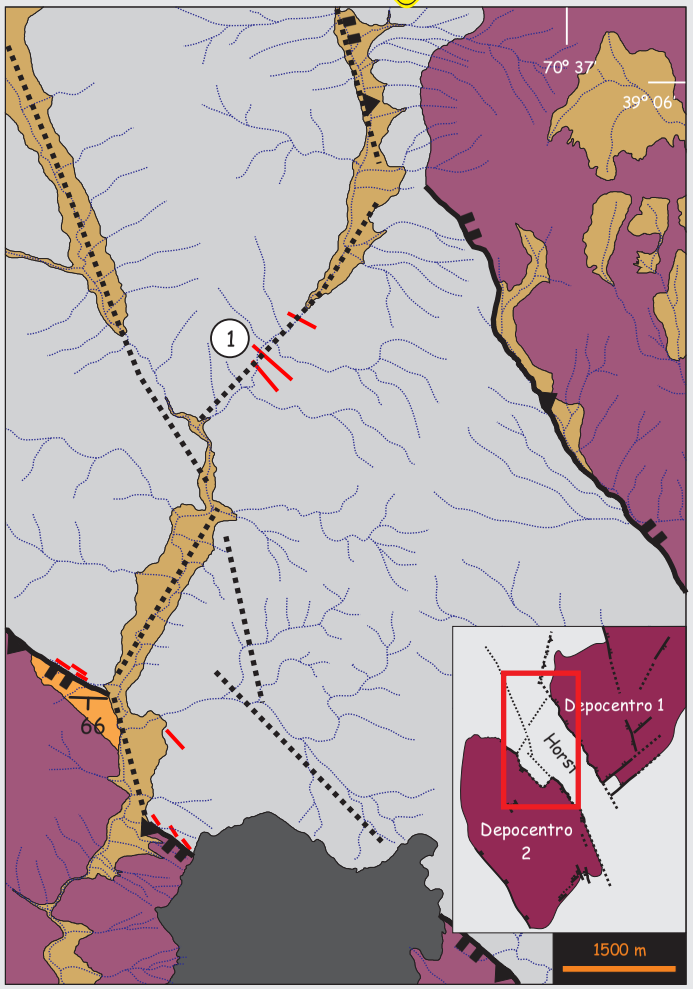


- Los diques alimentadores poseen una orientación que es antitética al sistema de fallas de borde del depocentro 1 en la localidad NIR

- El ascenso y la conducción de los magmas que dan origen a los domos y criptodomos ácidos se conduce por fracturas relacionadas con la estructuración extensional del depocentro 1

Lámina 5.7

Ascenso del magma - Bordes de los depocentros 1 y 2

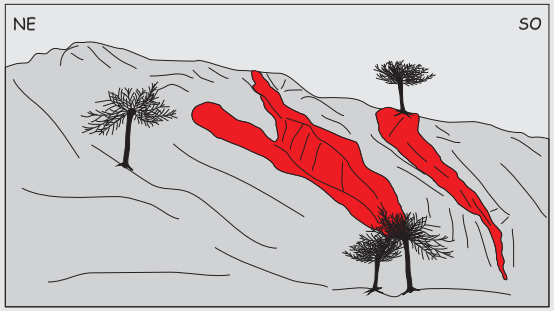


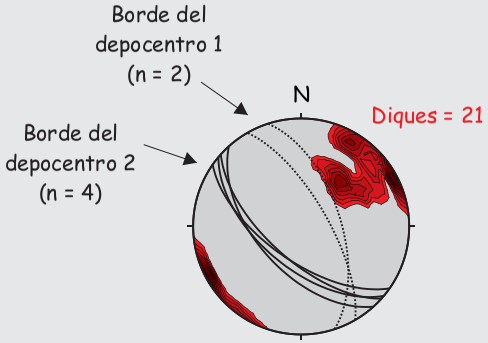
- Hacia el margen activo del depocentro 2 y en el alto de basamento que lo separa del depocentro 1 afloran diques que intruyen a los granitoides

- Se trata de diques volcánicos pertenecientes a la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas del Ciclo Precuyano

- Los diques son de textura porfírica y afanítica, de geometría tabular y espesores que varían desde 30 a 40 cm hasta los 15 a 20 m. Su extensión suele superar el centenar de metros







- Los segmentos de las fallas de borde de los depocentros 1 y 2 comparten el mismo rumbo de los diques

- La orientación de los diques coincide con los segmentos de falla del borde del depocentro 2

- La configuración entre los diques y los segmentos de falla indican una dirección de extensión de orientación aproximada NE - SO

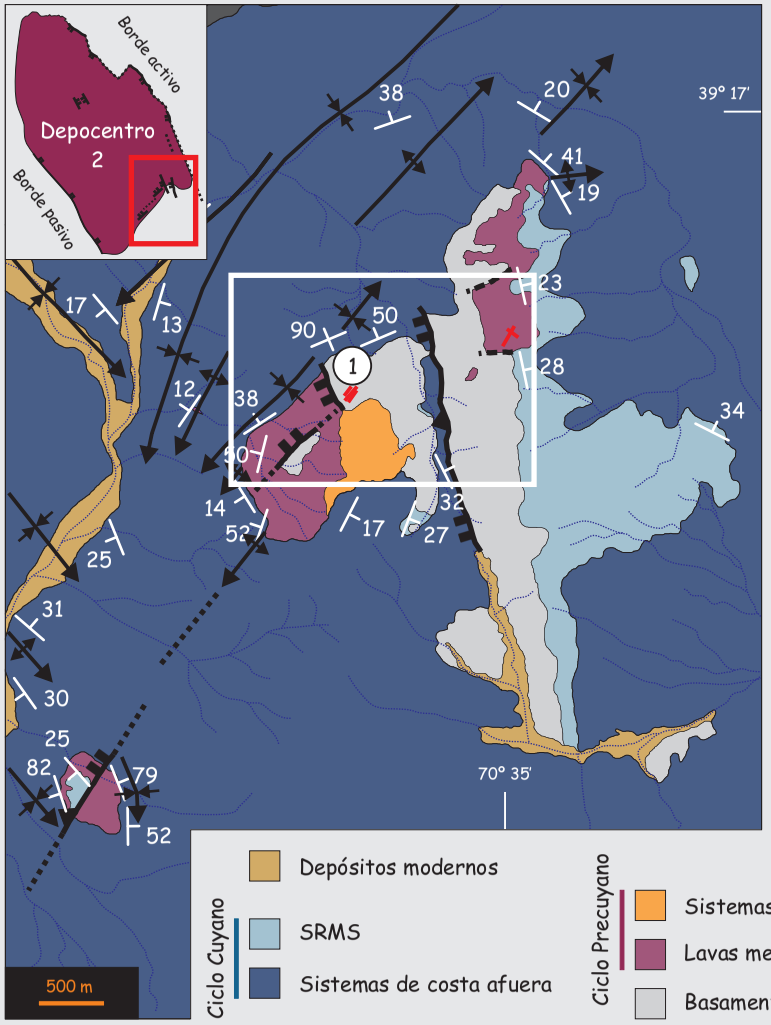
- La relación espacial y geométrica entre las fallas extensionales que configuran los dos depocentros y la disposición de los diques prueba el control que ejercen las estructuras sobre el ascenso y emplazamiento del magma durante el Ciclo Precuyano

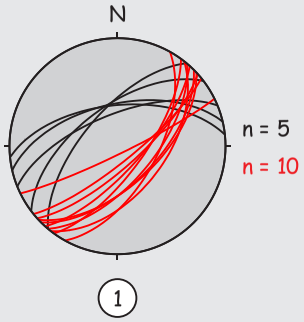
Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico
Ciclo Precuyano
Sistemas aluviales volcaniclásticos
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico
Diques

Ascenso del magma - Localidad MIB

- Diques volcánicos pertenecientes a la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas del Ciclo Precuyano intruyen al basamento granítico

- La localidad MIB constituye los afloramientos del margen suroriental del depocentro 2. En ella se registran segmentos de fallas directas, de rumbo aproximadamente NE - SO, y fracturas sintéticas a estas fallas en el basamento. Los diques se hallan asociados con las fracturas





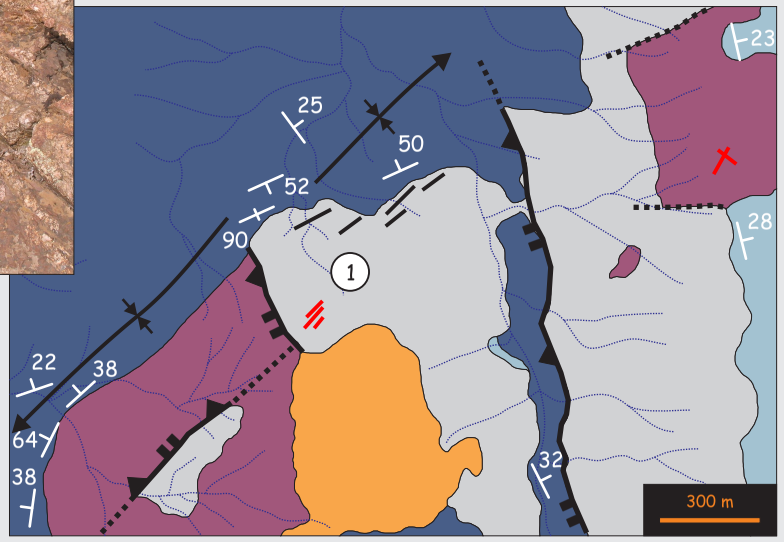


- Los diques son de textura afanítica, de geometría tabular, delgados (2 a 30 cm) con una extensión de hasta 15 a 20 m

- El rumbo de los diques es muy similar al de las fracturas que presenta el basamento, pero su inclinación es opuesta

- La dirección de extensión se orienta con rumbo aproximado NO - SE durante el ascenso del magma

- La salida del magma es conducida por fracturas antitéticas a las estructuras extensionales de rumbo NE - SO. Dicha dirección podría ser el resultado de una configuración de esfuerzos local dentro del depocentro 2



5.2.2 – Controles estructurales en el depocentro 1

La magnitud de los procesos volcánicos llega a enmascarar el efecto que poseen las estructuras extensionales sobre el relleno precuyano en el depocentro 1. El control de la extensión no se circunscribe únicamente a su influencia sobre la disposición de los diques alimentadores de los criptodomos en la localidad NIR. En sí, todo el espacio de acumulación del depocentro 1 está creado a partir de la actividad extensional en esa área (Lámina 5.10). De ese modo, el sistema de fallas del borde occidental demuestra ser una barrera infranqueable para los derrames de lavas y la depositación a partir de las corrientes piroclásticas. En igual sentido, todos los productos del retrabajo epiclástico de las unidades volcánicas se realiza en el interior del depocentro 1. La tendencia en los ambientes volcánicos a la construcción de grandes formas positivas en el relieve, en relación al carácter netamente agradante de los procesos intervinientes, pone de manifiesto la importancia de la extensión en la generación de espacio de acumulación dentro del depocentro 1. De otra manera, los productos volcánicos deberían transgredir los límites estructurales de dicho depocentro, hallándose por ejemplo, sobre el *horst* de basamento que lo separa del depocentro 2. Asimismo, la estratigrafía entre los dos ámbitos de acumulación analizados es lo suficientemente diferente como para descartar cualquier posible conexión entre los mismos. La subsidencia en el depocentro 1 es suficiente durante el Ciclo Precuyano para alojar completamente a todos los productos de su actividad volcánica.

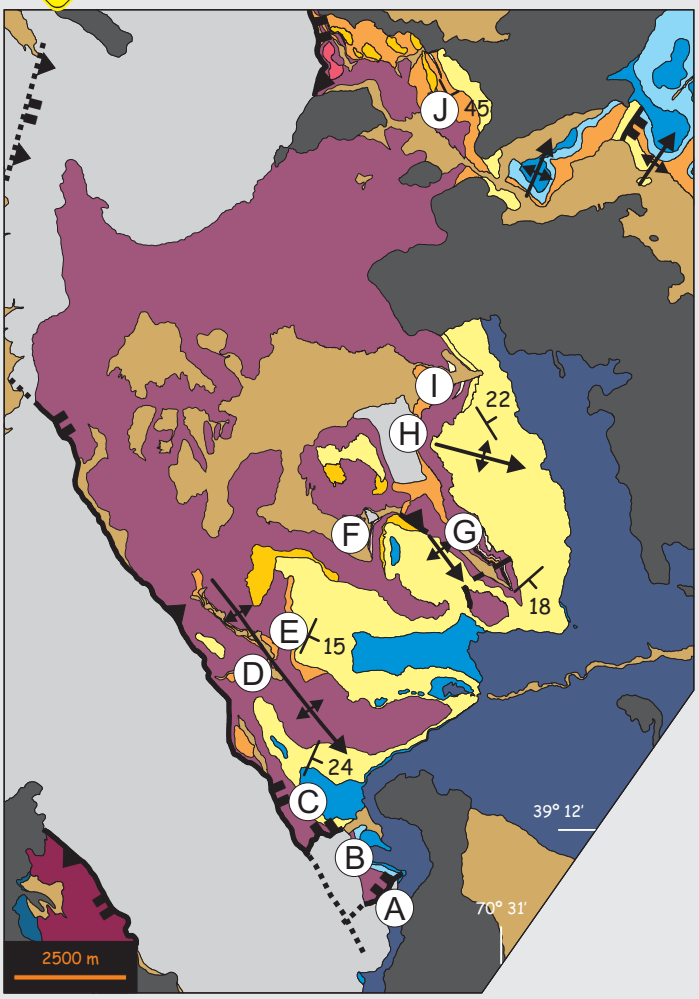
Los efectos de la deformación extensional internos al depocentro 1 se observan en una serie de fallas directas que afectan prácticamente a la totalidad del registro precuyano. Su desplazamiento involucra a los tramos inferiores de las secuencias piroclásticas 1b en las localidades PLT y PLS, mientras que atraviesa a la columna precuyana completa en las localidades NIR y LAO (Láminas 5.11 y 5.12). Se trata de un fallamiento que comprende a pequeños bloques internos limitados por fallas directas que producen su rotación hacia atrás y la consiguiente forma acuñada del relleno desarrollado sobre los mismos (localidad LAO). Es un evento que sucede hacia el final del Ciclo Precuyano. No implica que no existan otros similares anteriores, pero como ya fuera mencionado el potente relleno volcánico limita su observación y descripción. La ocurrencia de este evento extensional interno revela un proceso de deformación en el bloque colgante a lo largo del depocentro entero. Su posible vinculación con el magmatismo ácido de la unidad de domos y criptodomos y presumiblemente también con las secuencias piroclásticas 1b fue mencionado en las secciones referentes a controles estructurales sobre el magmatismo (Este capítulo) y a las secuencias piroclásticas (Capítulo 4), respectivamente. La presencia de los xenolitos de composición granítica en las coladas de lava de la localidad LAO (Lavas mesosilícicas a ácidas - Capítulo 4) indica también la influencia de la

extensión sobre el ascenso de estas otras lavas; aunque no se reconoce en este último caso la presencia de diques como los observados en el depocentro 2.

En conjunto, la evolución extensional del depocentro se presenta íntimamente ligada a la actividad volcánica en la zona. Algunos procesos son sumamente complejos y la demarcación entre un origen netamente estructural de uno estrictamente volcánico se torna indistinguible. Por eso, la coincidencia temporal en la aparición de magmas tan diferenciados como los de los domos y criptodomos ácidos con el proceso extensional y los importantes espesores de las secuencias piroclásticas 1b le otorgan al depocentro una apariencia de tipo caldérico (Secuencias piroclásticas - Capítulo 4). La estructuración de un área con volcanismo activo afecta tanto al colapso de los aparatos de emisión subaérea (p.e. Lagmay *et al.,* 2000) como a las cámaras magmáticas en el subsuelo (Moore y Kokelaar, 1997 y 1998; Lipman, 2000 y Cole *et al.,* 2005). Pero a su vez, el emplazamiento de un volcán puede provocar la deformación de su sustrato (van Wyck de Vries y Matela, 1998) o incluso provocar desviaciones locales en el campo de esfuerzos y modificar las estructuras preexistentes (van Wyck de Vries y Merle, 1996 y Smith *et al.,* 2002). El dinámico escenario de factores mutuamente modificables revela un origen volcanotectónico muy complejo (Branney y Kokelaar, 1994; Moore y Kokelaar, 1997 y 1998; Lipman, 2000 y Cole *et al.,* 2005). La actividad volcánica y la deformación extensional durante el Ciclo Precuyano resultan dos agentes fundamentales en la conformación de los depocentros.

En cuanto al Ciclo Cuyano, es notable el cese en la actividad del fallamiento extensional dentro del depocentro 1. Ninguna de las fallas que corta a la estratigrafía precuyana se continúa en el ciclo subsiguiente (Láminas 5.10 a 5.12). Apenas es posible percibir la existencia de un relieve moderado sobre el que se depositan los sistemas silicoclásticos someros, posiblemente emparentado con el fallamiento previo. De hecho, las calizas marinas someras cubren absolutamente las trazas de estas fallas. Incluso, las calizas también se depositan por sobre el *horst* de basamento entre ambos depocentros. El sistema de fallas de borde, tan importante durante el Ciclo Precuyano, no limita en lo más mínimo el desarrollo de las calizas. Claramente la deformación extensional termina su actividad durante el Ciclo Cuyano tanto en el interior como en los bordes del depocentro 1, quedando éste totalmente inactivo como tal a partir de ese momento.

Controles estructurales en el depocentro 1

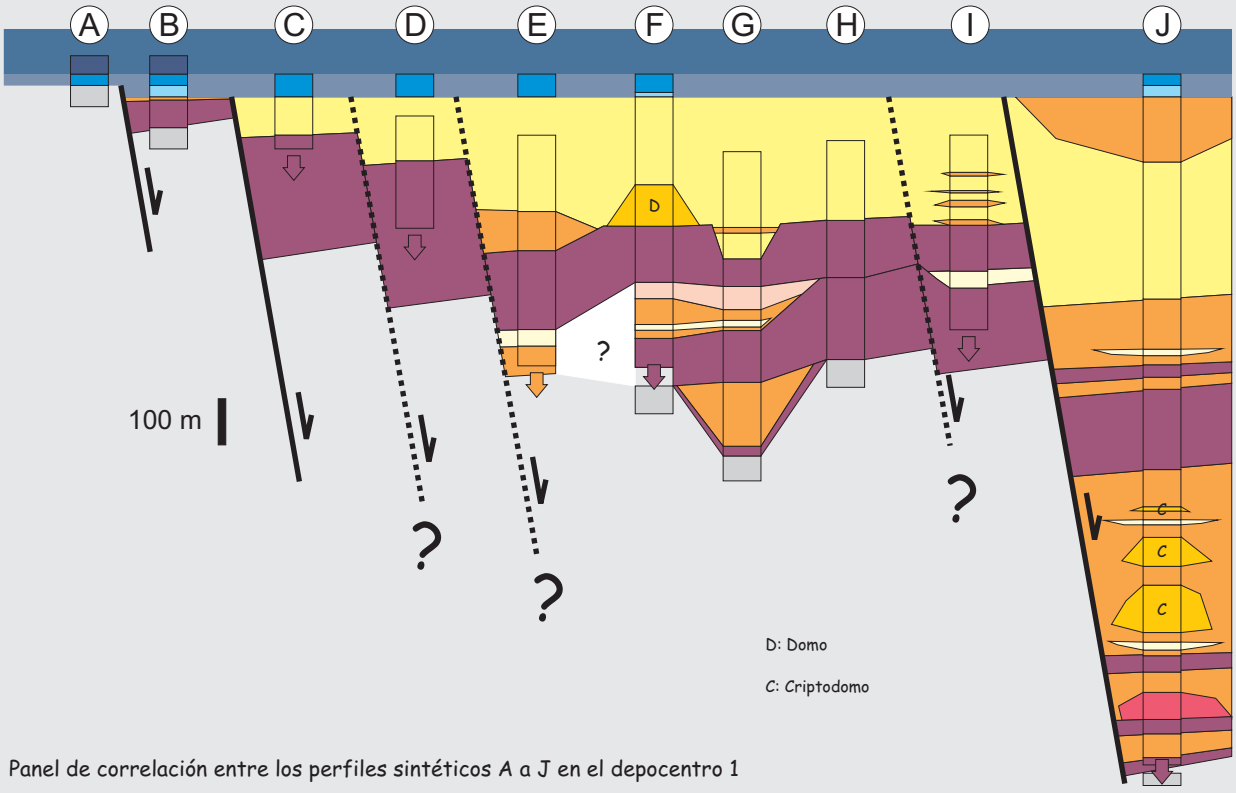


Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Domos y criptodomos ácidos
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Domo de autobrechas
- Lavas mesosilícicas a ácidas

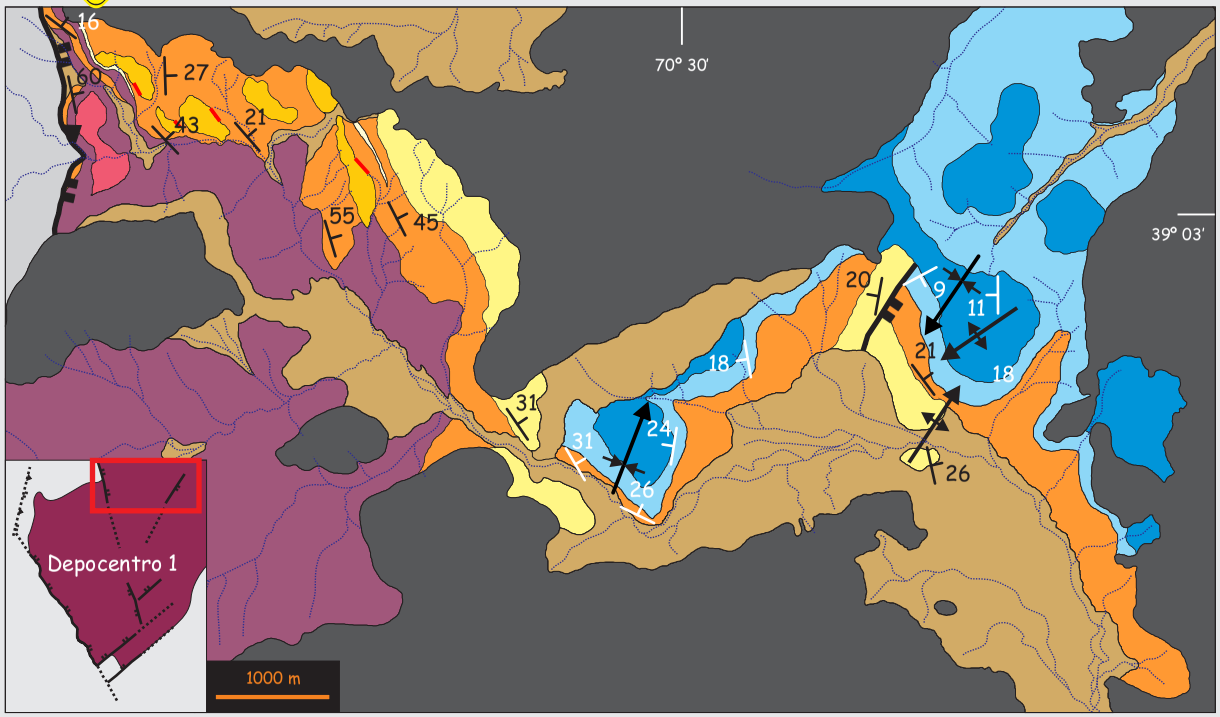
Basamento granítico



Panel de correlación entre los perfiles sintéticos A a J en el depocentro 1

Lámina 5.10

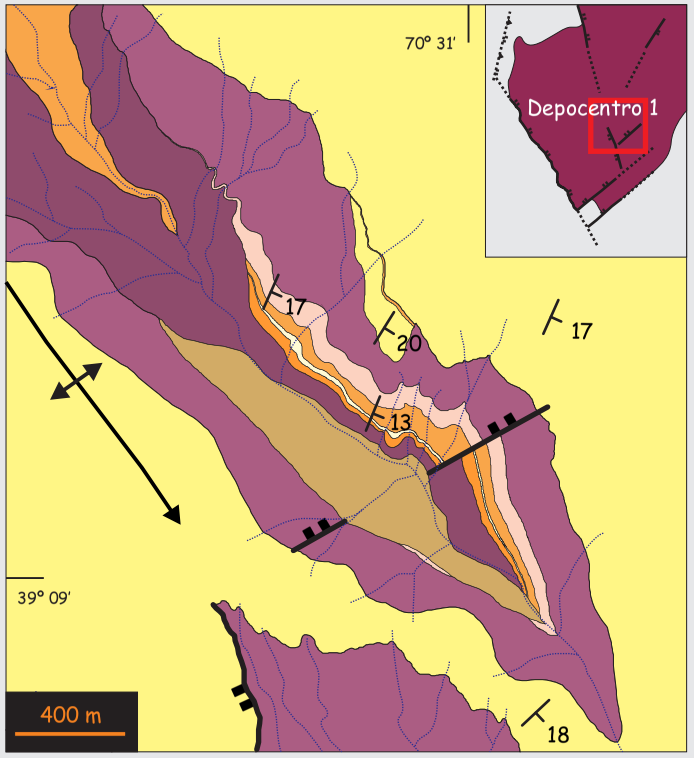
Controles estructurales en el interior del depocentro 1 - Localidades NIR, PLT y PLS



- Las fallas directas delimitan bloques internos al depocentro 1

- La deformación interna del depocentro afecta parcial o totalmente a los últimos depósitos precuyanos

- El fallamiento extensional queda totalmente inactivo durante la depositación del Ciclo Cuyano

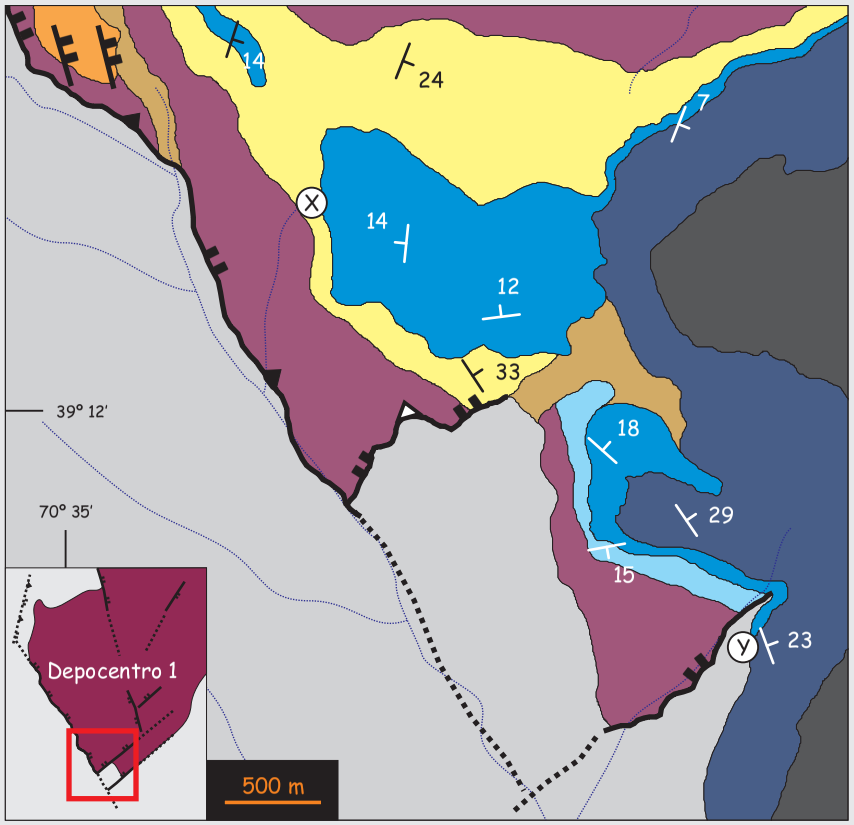


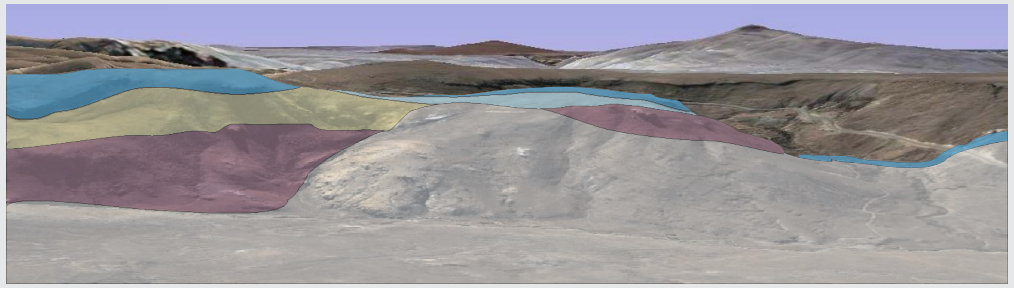
Ciclo Cuyano
- Depósitos modernos
- Volcanismo cenozoico
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros

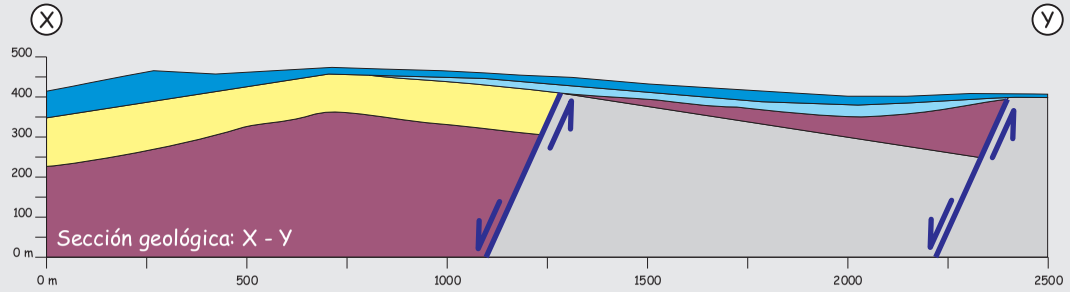
Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Domos y criptodomos ácidos
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Domo de autobrechas
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

- Diques de riolitas foliadas

Controles estructurales en el borde del depocentro 1 - Localidad LAO







Depósitos modernos

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Sistemas silicoclásticos someros

Ciclo Precuyano

- Secuencias piroclásticas 1b
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

- En el mapa y la sección geológica se observa el control que ejercen las fallas normales sobre la depositación de las unidades precuyanas hacia el borde del depocentro 1

- El derrame de las lavas mesosilícicas a ácidas está condicionado por la topografía de la extensión

- Las secuencias piroclásticas 1b cubren toda la superficie del depocentro 1, sin llegar a sobrepasar los altos de basamento que lo limitan

- Las estructuras extensionales no llegan a afectar en este sector a las unidades del Ciclo Cuyano

- En esta sección se aprecia bien el estilo estructural de la extensión: fallamiento normal con rotación hacia atrás de los bloques

5.2.3 – Controles estructurales en el depocentro 2

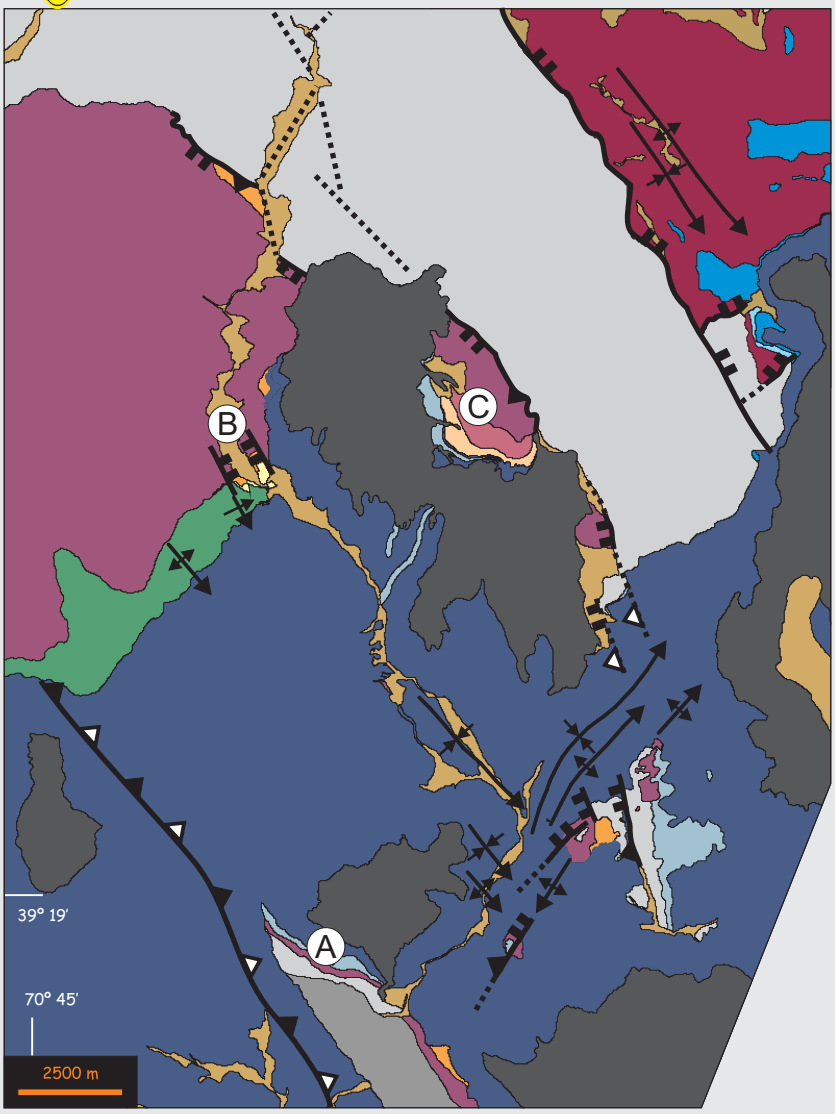
La configuración del depocentro 2 se diferencia sustancialmente del 1 en su mayor asimetría en cuanto a la subsidencia experimentada en el bloque colgante (Lámina 5.13). El borde nororiental del depocentro 2 registra una mucha mayor actividad del fallamiento extensional con respecto a sus otros márgenes (Localidades MIB y NPS). La deformación se concentra fundamentalmente en dicho borde y hacia el interior en un estrecho graben ubicado en la localidad CTL.

La falta de exposición de niveles estructurales profundos en un ambiente volcánico dificulta en gran medida la detección de estructuras que controlen al volcanismo (Moore y Kokelaar, 1998). De manera similar a lo que ocurre con el depocentro 1, el gran espesor de coladas amalgamadas en el depocentro 2 impide una correcta apreciación de la deformación que afecta su emplazamiento. Sin embargo, la mejor evidencia radica en que su ubicación se encuentra totalmente limitada por las estructuras de borde del depocentro. El control estructural tan claro sobre el ascenso de los diques en los altos de basamento que limitan al depocentro permite suponer que lo mismo sucede hacia el interior del mismo (Láminas 5.8 y 5.9).

Borde activo del depocentro 2

Contra el margen activo y sobre el techo de las lavas mesosilícicas a ácidas se registran potentes secuencias aluviales precuyanas seguidas por depósitos marinos del Ciclo Cuyano (Localidad ECM en las láminas 5.14 a 5.16). Los niveles aluviales se distinguen fácilmente en dos unidades bien distintas en cuanto a su disposición con respecto a las estructuras del borde, la procedencia de sus clastos y los procesos de transporte y acumulación. La unidad más antigua en esta sucesión epiclástica es la conformada por el abanico aluvial dominado por flujos de detritos (Láminas 4.60 a 4.64). La gran proporción de clastos de composición granítica y su gran tamaño evidencian la procedencia desde el bloque de basamento adyacente. La participación de detritos volcánicos no es despreciable, pero su tamaño es mucho menor y responde al desarrollo del abanico sobre el relieve irregular volcánico conferido por las lavas. El gradiente necesario para la existencia de este sistema aluvial es generado por el fallamiento directo en el borde activo. La geometría del conjunto de los depósitos es la de un abanico dispuesto transversalmente a las estructuras. Por encima se deposita la unidad del abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados (Láminas 4.65 a 4.67). Su composición es altamente contrastante, ya que es predominantemente volcánica. Asimismo, su geometría difiere sustancialmente del sistema anterior, revelando una forma de abanico orientado

Controles estructurales en el depocentro 2

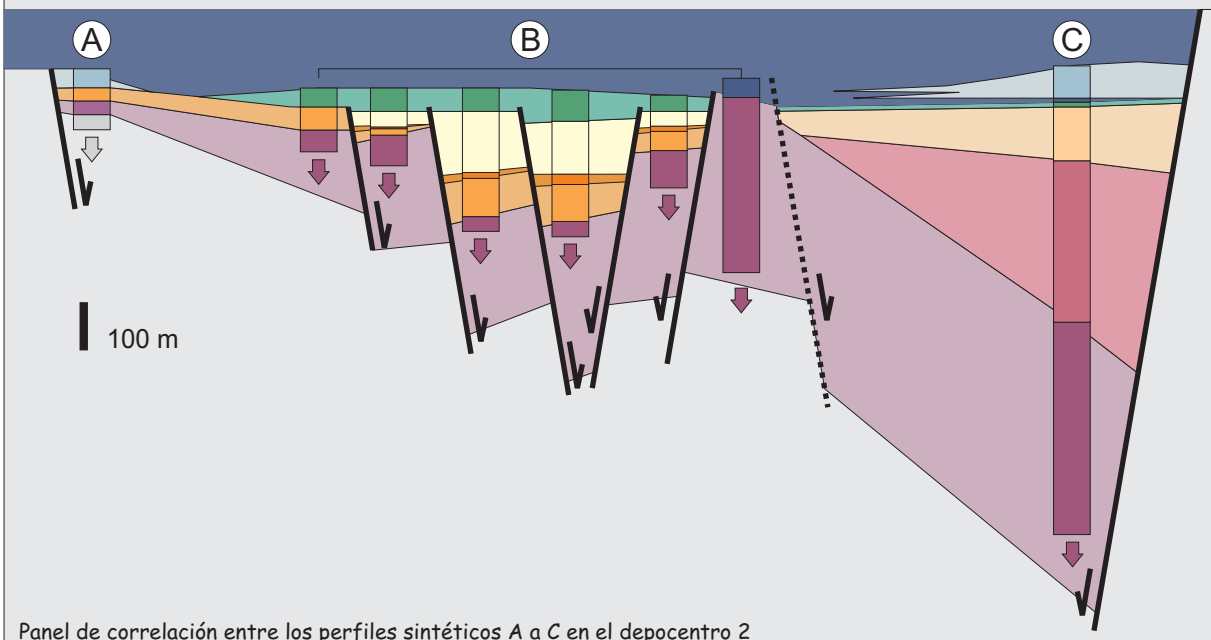


Depósitos modernos
Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Epiclásticos marinos someros
- SRMS
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- AFH
- AFD
- Secuencias piroclásticas 2
- SAV
- Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico
Basamento metamórfico

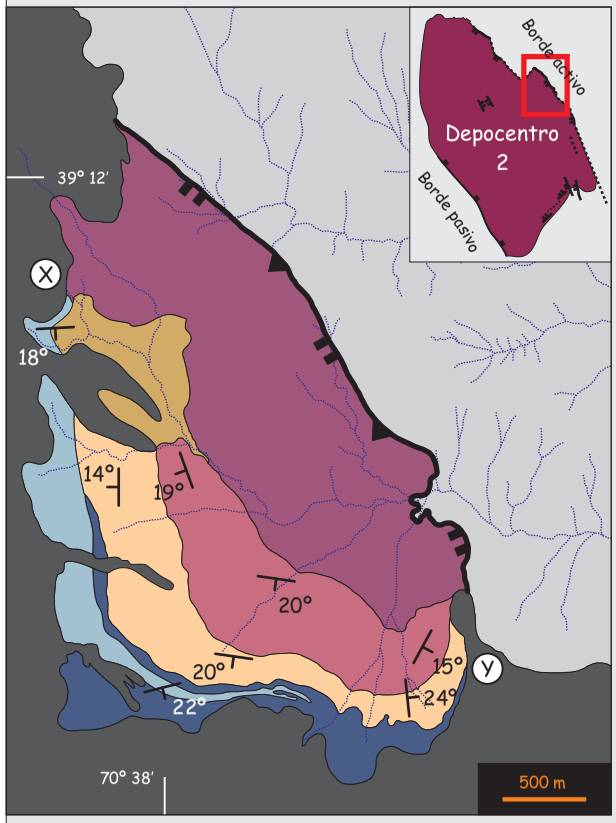


Panel de correlación entre los perfiles sintéticos A a C en el depocentro 2

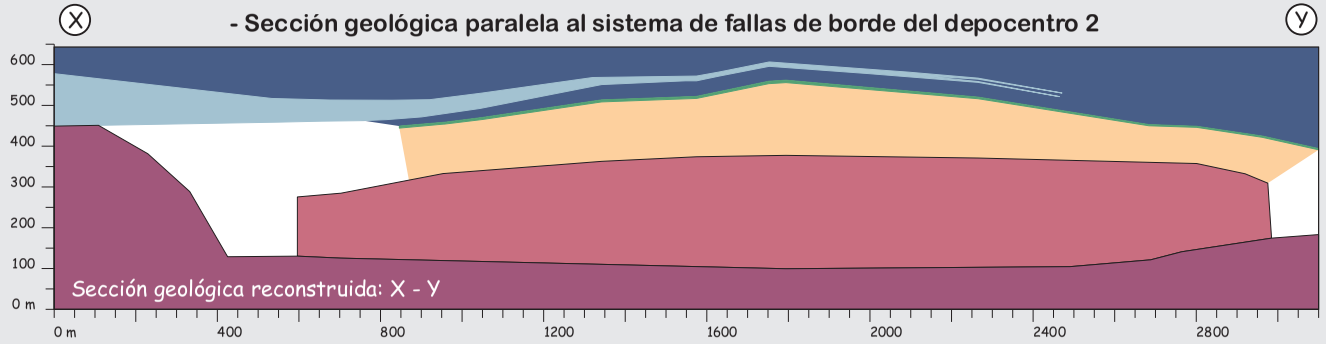
Láminas 5.13

Controles estructurales en el margen activo del depocentro 2 - Localidad ECM

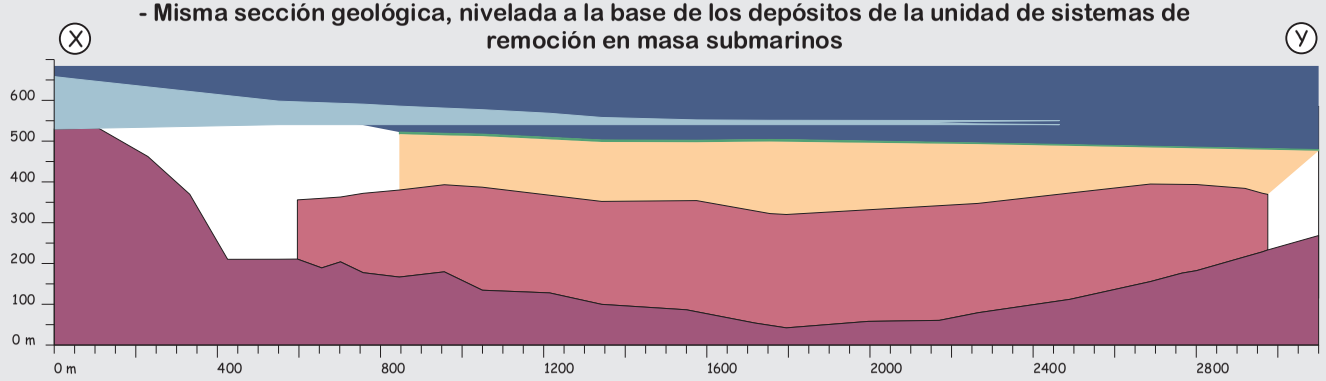
- Contra el borde nororiental del depocentro 2 se desarrollan potentes secuencias aluviales y marinas directamente relacionadas a la dinámica del sistema de fallas de borde



- Sección geológica paralela al sistema de fallas de borde del depocentro 2



- Misma sección geológica, nivelada a la base de los depósitos de la unidad de sistemas de remoción en masa submarinos



Depósitos recientes
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
SRMS
Sistemas de costa afuera
Sistemas deltaicos gravosos
Ciclo Precuyano
Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados)
Abanico aluvial (flujos de detritos)
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico

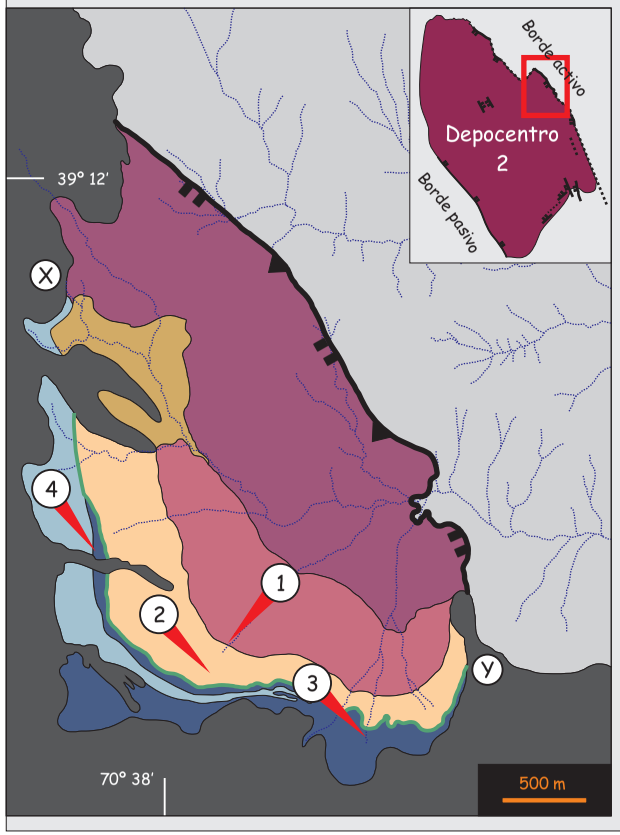
- La actividad del sistema de fallas que conforma el borde activo del depocentro 2 determina la evolución del relieve a partir de su control sobre la configuración y distribución de las áreas de aporte y acumulación y los patrones y la tasa de subsidencia

- Las estructuras controlan de esta forma la procedencia del material de relleno, la dirección de transporte de los sistemas sedimentarios, la geometría de los cuerpos sedimentarios y la posición de los sistemas de acumulación en el depocentro

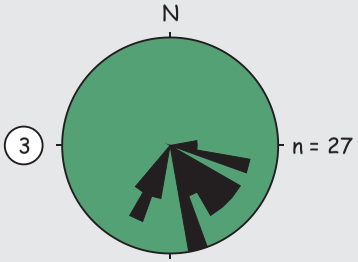
Controles estructurales sobre la orientación de los sistemas sedimentarios - Localidad ECM

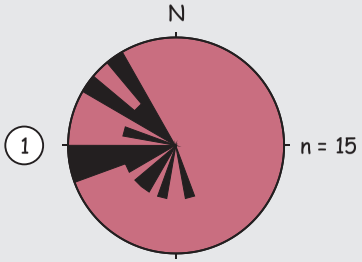
- La unidad conformada por el abanico aluvial dominado por flujos de detritos (1) es un sistema sedimentario de orientación transversal a las fallas de borde del depocentro 2

- En cambio, el abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados (2), el sistema deltaico gravoso (3) y el sistema de remoción en masa submarino (4) constituyen sistemas sedimentarios de orientación longitudinal a las fallas de borde del depocentro 2

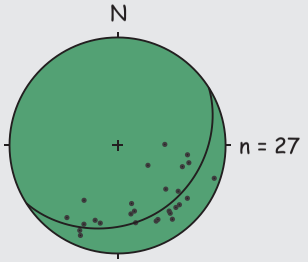


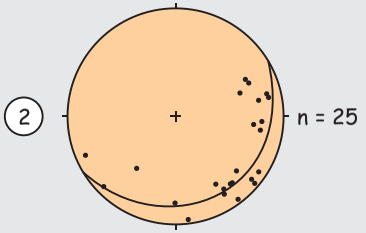
Paleocorrientes

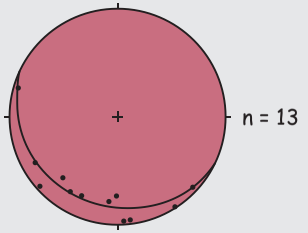


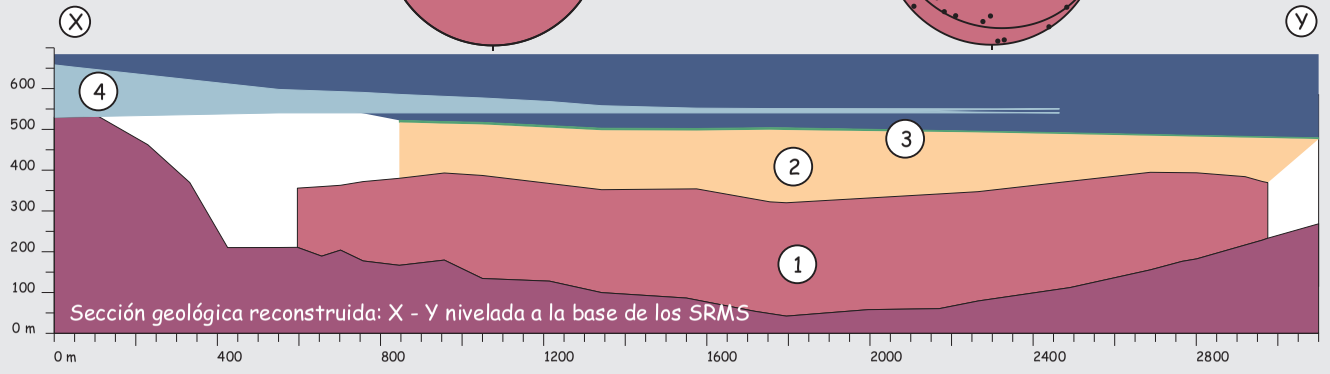


Datos del rumbo de buzamiento de las capas









Controles estructurales en el margen activo del depocentro 2 - Localidad ECM

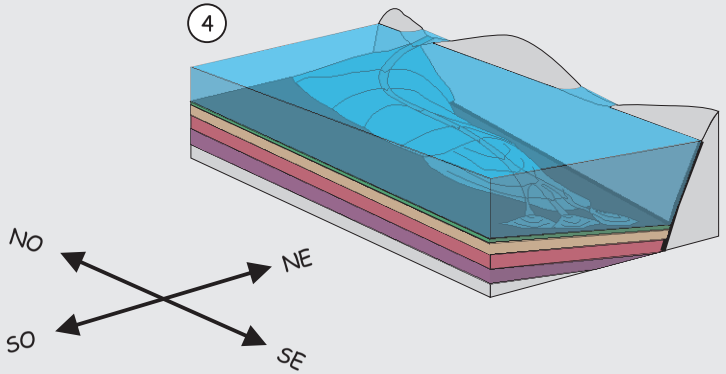
- El sistema de fallas del borde activo del depocentro 2 controla la evolución del relleno durante los ciclos Precuyano y Cuyano

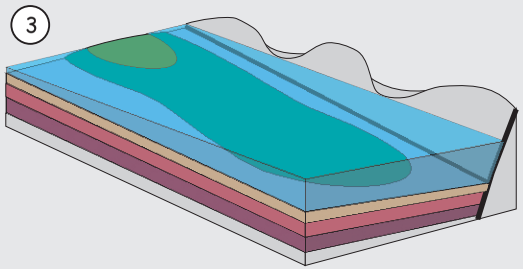
1 - La subsidencia del bloque colgante favorece el desarrollo de sistemas aluviales transversales a las fallas de borde (1), alimentados desde los bloques de basamento que constituyen el piso de las fallas

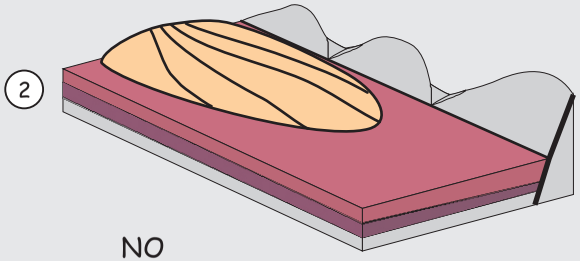
2 - La subsidencia en el bloque colgante se torna asimétrica, incrementándose hacia el sureste, lo que orienta los sistemas aluviales longitudinalmente al borde activo, alimentados desde el mismo bloque colgante de las fallas

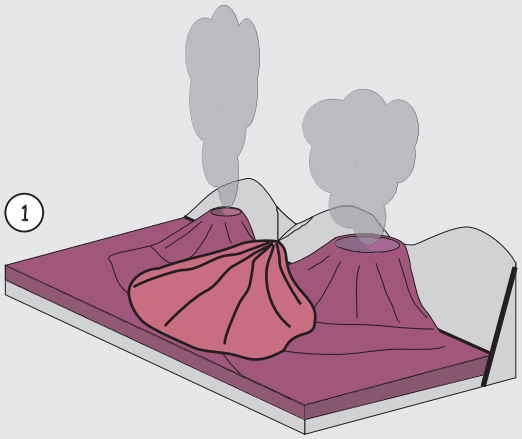
3 - La transgresión marina inunda al ambiente de depositación aluvial propiciando el desarrollo de sistemas deltaicos gravosos

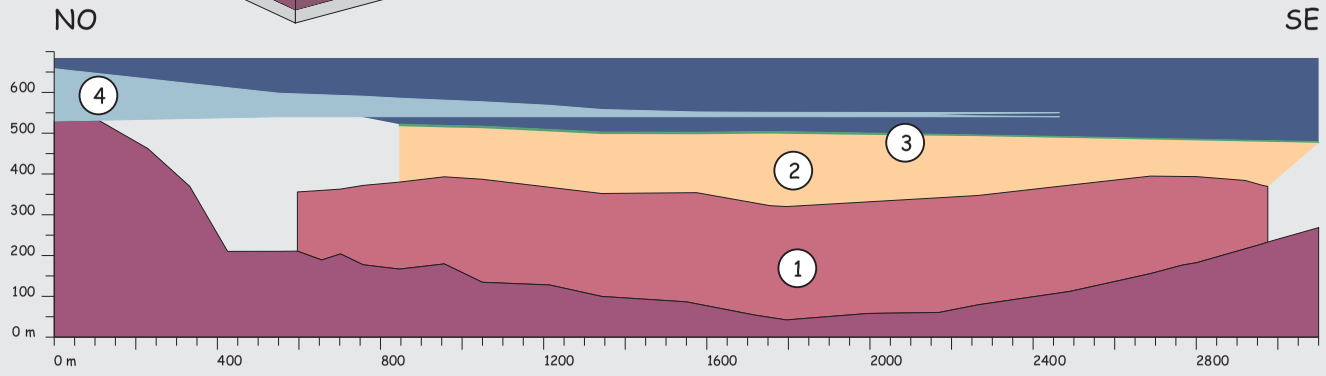
4 - La actividad de las fallas extensionales continúa en el borde del depocentro 2 durante el Ciclo Cuyano y los altos de basamento proveen de material que ingresa como depósitos de remoción en masa submarinos que forman abanicos a los pies de las escarpas de las fallas conformadas por granitoides y se propagan paralelamente al borde del depocentro, hacia el sureste











longitudinalmente a las estructuras y con su ápice hacia el noroeste. El pasaje de un sistema aluvial a otro es abrupto en el registro estratigráfico, sin transiciones de ningún tipo en cuanto a la composición o a la naturaleza de los procesos de transporte registrados cerca del contacto de uno y otro. El brusco cambio es producto de variaciones en la actividad de las fallas normales del borde. El abanico aluvial dominado por flujos de detritos denota una situación en la que el fallamiento en el margen activo determina un desplazamiento parejo a lo largo de dicho borde. La subsidencia del bloque piso es homogénea en sentido longitudinal a estas estructuras. Si la subsidencia a lo largo del frente de las fallas es mayor en algún sentido, todo el sistema sedimentario se dirige en esa misma dirección, y esto no es lo observado en el presente caso. La creación de un relieve escarpado sobre el basamento elevado proporciona las condiciones favorables para la generación de sistemas aluviales alimentados por la erosión de los granitoides (Láminas 5.15 y 5.16). El abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados en cambio, revela un aporte fundamental por parte de las lavas mesosilícicas a ácidas. Esto sólo es posible a partir de una red de drenaje completamente ubicada en el interior del depocentro. La zona de cabeceras ya no se encuentra sobre el bloque piso, sino en el colgante. La unidad se encuentra organizada en al menos dos ciclos grano y estrato crecientes y muestra una disminución vertical gradual en la proporción de clastos graníticos, desde un 36% en la base hasta prácticamente desaparecer hacia el techo con tan sólo un 7%. De todas maneras, se mantiene invariable el aporte de bloques de granito aislados dentro de los depósitos. Estos bloques no son transportados dentro de los flujos hiperconcentrados sino que caen desde el basamento adyacente. Por eso su aporte continúa constante, mientras que el de los granos muestra una considerable disminución. La zona de cabeceras está cada vez más desvinculada del bloque piso, y su aporte se torna progresivamente más rico en detritos de origen volcánico. La existencia de los bloques graníticos sin embargo, implica la preservación de cierto relieve en el basamento. Para lograr un sistema aluvial de dichas características en una ubicación tan próxima al margen del depocentro, la subsidencia debe ser fuertemente asimétrica a lo largo del frente de fallamiento, incrementándose hacia el sureste (Láminas 5.15 y 5.16).

Directamente por encima del abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados se disponen los depósitos de los sistemas deltaicos gravosos del Ciclo Cuyano (Láminas 4.70 y 4.72). Su espesor es pequeño disminuyendo desde unos 6 m en su extremo noroccidental hasta unos 2,5 m hacia el sureste. La unidad presenta clinoformas con un arreglo consistente hacia el sureste a lo largo de toda la localidad. La dirección de transporte del sistema es coincidente con la del último abanico precuyano (Láminas 5.15 y 5.16). La composición de la unidad es completamente volcánica y no presenta bloques de ningún tipo dentro de sus depósitos. En su techo se observa un delgado nivel de sabulitas laminadas de 50 cm de espesor que pasan

abruptamente a depósitos de lutitas negras de los sistemas de costa afuera. Intercalado en estos últimos se encuentra un cuerpo fuertemente acuñado correspondiente a la unidad de sistemas de remoción en masa submarinos. Se trata de gruesos conglomerados con una muy abundante proporción de detritos de origen granítico (Láminas 4.75 a 4.79). Su disposición es longitudinal al borde del depocentro, con un espesor que decrece desde 128 m en el noroeste hasta desaparecer, luego de unos 2500 m hacia el sureste. La base de esta cuña se apoya sobre el relleno precuyano en el noroeste y luego sobre las lutitas negras. El espesor de lutitas negras debajo del mismo se incrementa hacia el sureste. En la sección más noroccidental posible se miden 18 m de lutitas mientras que en el extremo del cuerpo el registro se eleva a 47 m. Los sistemas de remoción en masa submarinos se propagan en dirección sureste, longitudinalmente al margen activo del depocentro 2, pero alimentados desde el basamento que constituye su borde. De manera similar, el mayor espesor de lutitas por debajo de ellos en dirección sureste manifiesta un incremento en la subsidencia del bloque colgante en esa misma dirección.

La evolución de los sistemas sedimentarios en el borde activo del depocentro 2 está controlada por la dinámica de las estructuras extensionales (Lámina 5.16). El fallamiento extensional delimita cuáles son las áreas de aporte y cuáles las de acumulación. A su vez, las variaciones en el desplazamiento de los bloques generan asimetrías en la subsidencia del bloque colgante, condicionando las direcciones de transporte en los sistemas sedimentarios. De esta manera se reconoce un sistema transversal (Eliet y Gawthorpe, 1995) al borde activo para el caso del abanico aluvial dominado por flujos de detritos y tres de tipo longitudinal (Eliet y Gawthorpe, 1995) para el abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados y para los sistemas deltaicos gravosos y los sistemas de remoción en masa submarinos de la localidad ECM (Láminas 5.15 y 5.16). La sucesión de los sistemas sedimentarios observados está determinada por las variaciones en la mecánica del fallamiento. El primer cambio importante se detecta con la culminación del abanico aluvial dominado por flujos de detritos y la irrupción de otro dominado por flujos hiperconcentrados. Este pasaje evidencia el cese de una subsidencia mecánica homogénea a lo largo del borde activo para pasar a una asimétrica con mayor desplazamiento hacia el sureste. La geometría cuadrangular del depocentro 2, sumado a la rigidez del basamento granítico y las condiciones de deformación extensional frágil, hacen necesaria la existencia de otro sistema de fallas hacia el sureste, que posean una disposición transversal u oblicua al primero. La única localidad que presenta de fallas de dirección aproximadamente noreste – suroeste es MIB, sobre el margen suroriental del depocentro 2. Además, las mismas inclinan hacia el interior del depocentro (hacia el noroeste), con lo que su cinemática es perfectamente compatible con el basculamiento del bloque colgante hacia el sureste observado en ECM.

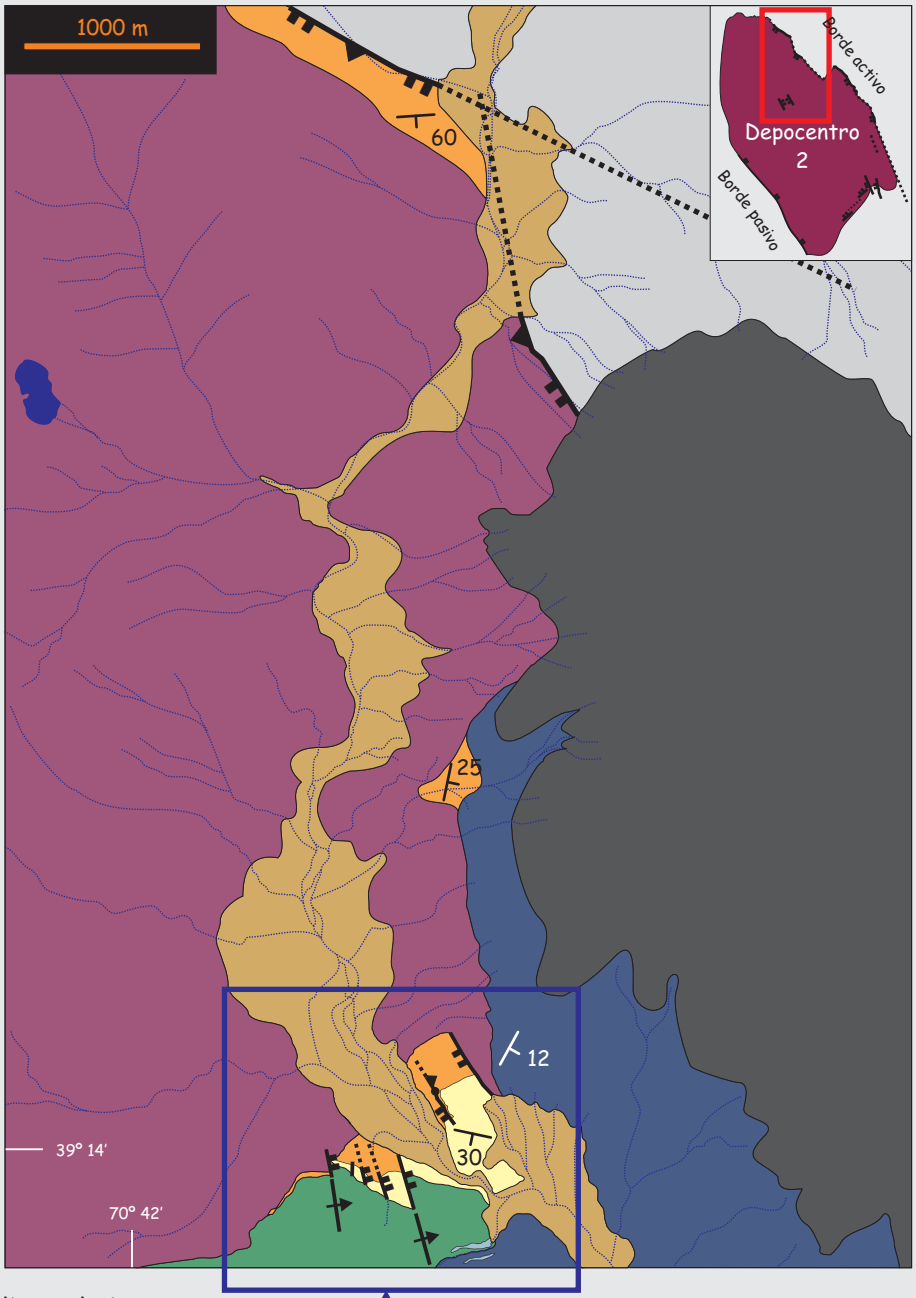
El pasaje del ambiente aluvial al marino se observa en la aparición de los sistemas deltaicos gravosos. Las grandes similitudes en los procesos de transporte en ambas unidades y su coincidencia en las direcciones de transporte denotan el carácter transicional entre las mismas (Secciones 4.2.8 y 4.2.10). La única diferencia entre ellas radica en la arquitectura de los depósitos y el contenido de fauna marina fósil en los deltas. Los gradientes en el bloque piso se conservan entonces de manera más o menos similar. De ello se desprende que el condicionante fundamental para el cambio de ambiente es la aparición del mar en el depocentro como respuesta a factores externos a la dinámica intrínseca del depocentro 2. Lo que sí responde a un efecto del fallamiento en el borde activo, es la depositación súbita de las lutitas negras inmediatamente por encima de los sistemas deltaicos gravosos. Este tipo de variación drástica en la batimetría de la localidad ECM se relaciona a una nueva fase extensional a lo largo del borde activo del depocentro. La subsidencia continúa siendo asimétrica pero ya todo el bloque colgante queda sumergido debajo del mar. El desarrollo de los sistemas de remoción en masa submarinos se produce con aporte desde el basamento que limita al depocentro y no se vuelven a detectar depósitos gruesos con procedencia volcánica. Los detritos procedentes de la degradación de los altos de basamento entran al depocentro, constituyendo sistemas sedimentarios que se disponen de manera longitudinal al borde activo y se transportan hacia el sureste.

Interior del depocentro 2

En la localidad CTL se encuentra un estrecho graben dispuesto de modo subparalelo al borde activo del depocentro 2 (Lámina 5.17). En él se alojan espesas sucesiones pertenecientes a los sistemas aluviales volcaniclásticos, las secuencias piroclásticas 2, los sistemas deltaicos gravosos y los sistemas de remoción en masa submarinos (Lámina 5.18). El graben se estructura sobre el techo de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas y contiene en su interior pequeños bloques rígidos, delimitados por fallas directas. El estilo de la extensión interna es en dominó al principio, con rotación de los bloques. La subsidencia mecánica es muy semejante entre ellos durante la depositación de los sistemas aluviales volcaniclásticos, pero durante el desarrollo de las secuencias piroclásticas 2 el mayor desplazamiento se concentra en una de las fallas centrales. Los bloques ubicados al oeste de ella, cesan su rotación y las fallas que los limitan dejan de ser activas en la base de los sistemas deltaicos gravosos. La falla central es la única que corta a los depósitos cuyanos.

La deformación sinsedimentaria se aprecia en la geometría acuñada de los depósitos. El espesor de cada unidad aumenta en todos bloques hacia el oeste, concomitantemente con su sentido de rotación. Hacia el borde oriental del graben la deformación inicial del bloque

Interior del depocentro 2 - Localidad CTL



Depósitos recientes

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 2
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico

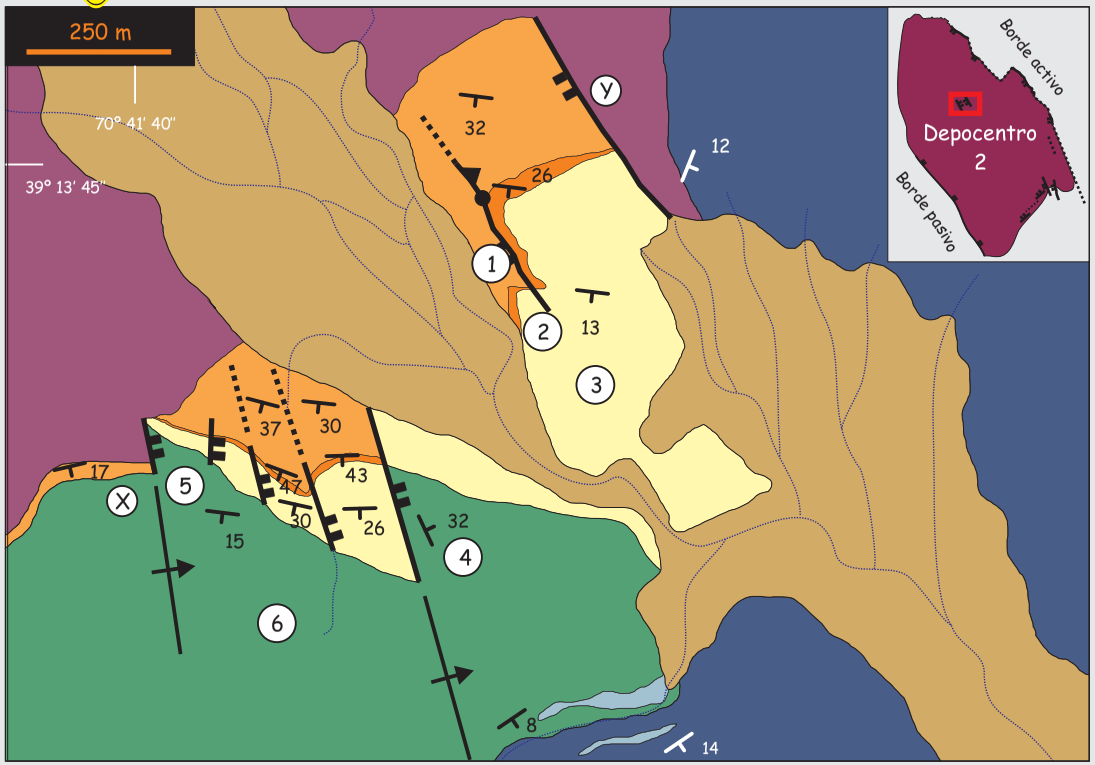
- El depocentro 2 posee un desarrollo muy potente de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas en una serie de cuerpos muy amalgamados

- Las sucesiones clásticas precuyanas se restringen a la base y al tope de dicho ciclo

- Hacia el interior del depocentro se desarrolla un estrecho pero profundo graben que controla fuertemente la depositación de potentes espesores de unidades aluviales y piroclásticas del Ciclo Precuyano y a la unidad de sistemas deltaicos gravosos del Ciclo Cuyano

Lámina 5.17

Controles estructurales en el interior del depocentro 2 - Localidad CTL



- El graben en CTL se encuentra estructurado sobre el techo de las lavas mesosilícicas a ácidas

- Sus bordes están configurados por fallas normales conjugadas entre sí

- Las porciones internas al graben se componen de bloques con rotación hacia el oeste

- El estilo de la deformación es de tipo dominó al principio. El desplazamiento se concentra hacia el final del Ciclo Precuyano en una de las fallas centrales, que continua su actividad durante la depositación de la base del Ciclo Cuyano

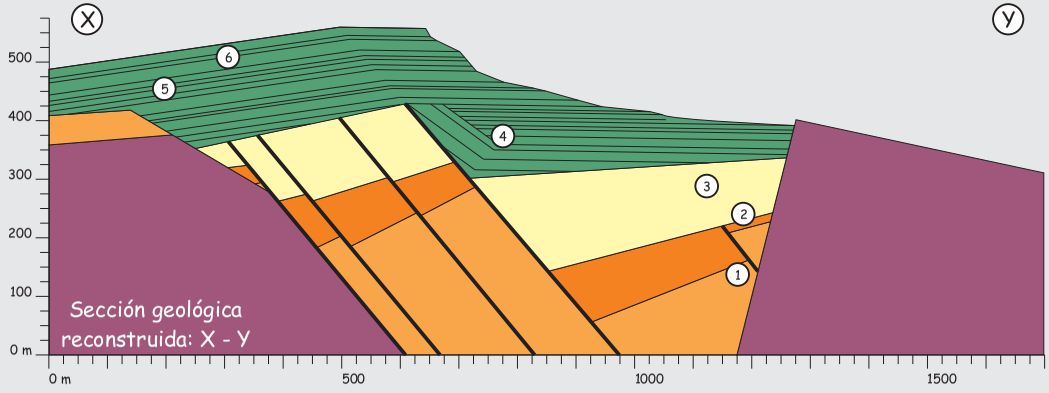
- Las estructuras extensionales controlan fuertemente la depositación de las unidades precuyanas y los sistemas deltaicos gravosos del Ciclo Cuyano

- Se presentarán a continuación casos que evidencian el control estructural sobre la depositación del relleno de sinrift. Las localidades numeradas muestran su ubicación

Depósitos recientes

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 2
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas



Controles estructurales en el interior del depocentro 2 - Localidad CTL

- El fallamiento extensional del graben genera el espacio de acomodación necesario para la acumulación de los sistemas aluviales volcaniclásticos

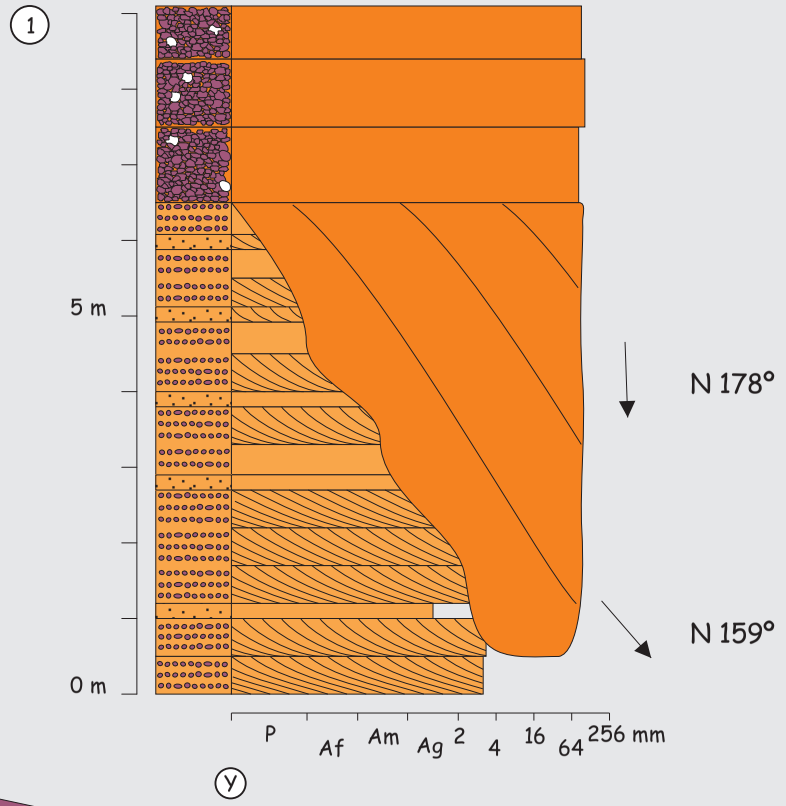
- El arrastre diferencial sobre el bloque colgante que se produce hacia los margenes del graben origina pequeñas fallas rotacionales con un extremo directo y otro inverso durante la misma etapa de extensión

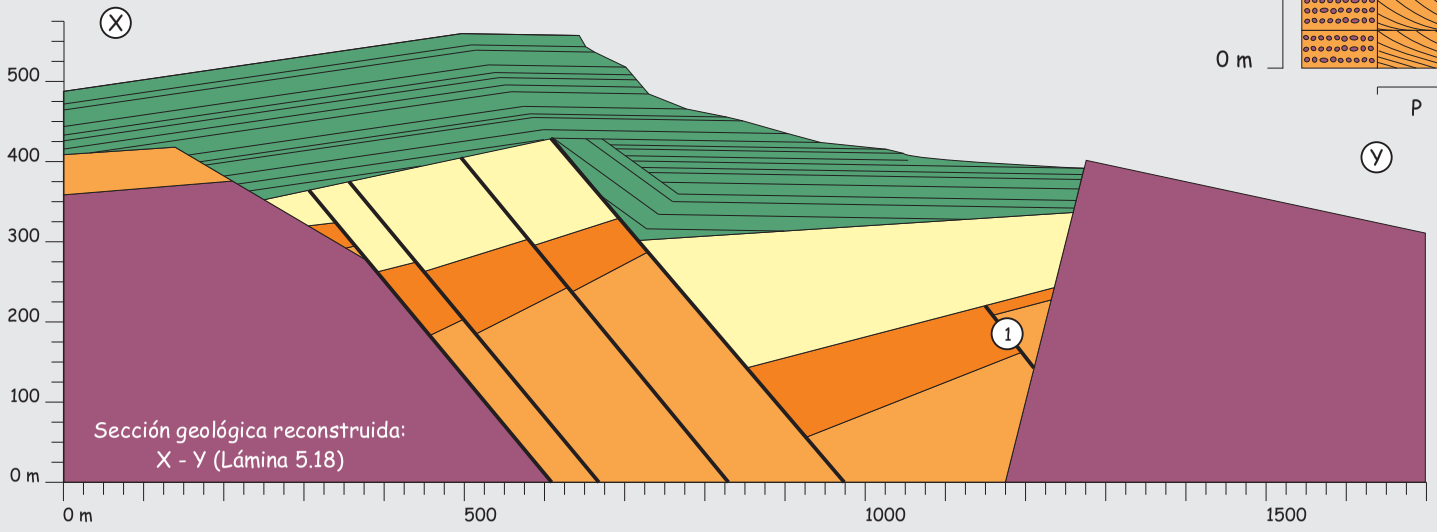
- En la sección X-Y se aprecia el extremo inverso

- Las escarpas así generadas son degradadas y cubiertas una vez que quedan inactivas

- Depósitos de flujos hiperconcentrados son el relleno pasivo de estas superficies degradacionales

- Las escarpas producen modificaciones importantes en el gradiente que controlan la dirección de transporte y la arquitectura de la depositación en el relleno del sinrift precuyano





Ciclo Cuyano

Sistemas deltaicos gravosos

Ciclo Precuyano

Secuencias piroclásticas 2

Sistemas aluviales volcaniclásticos

Lavas mesosilícicas a ácidas

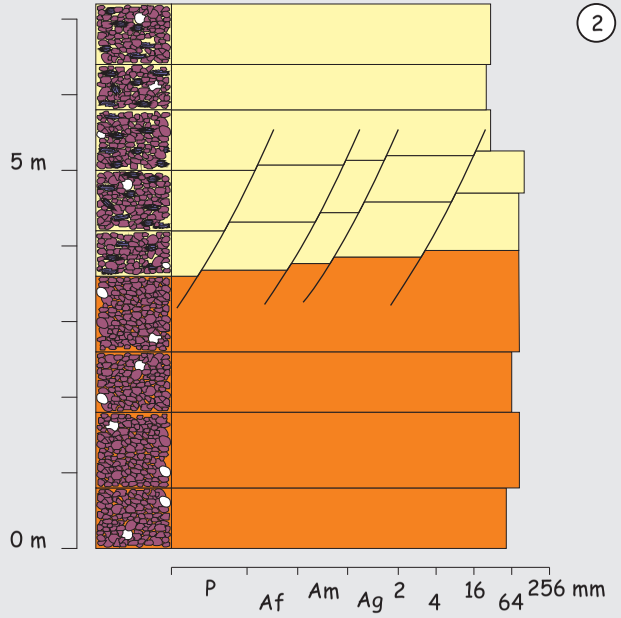
Controles estructurales en el interior del depocentro 2 - Localidad CTL

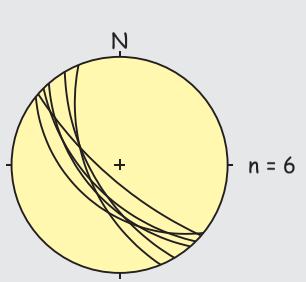
- Pequeñas fallas normales sinsedimentarias se originan durante el desplazamiento y la rotación de los bloques internos al graben

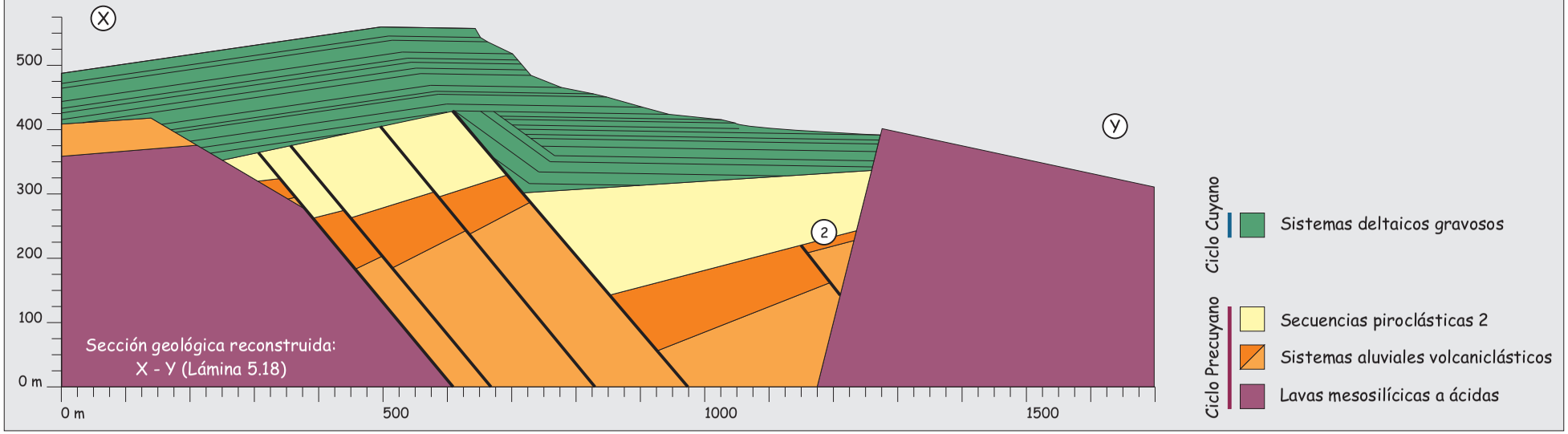
- Su dimensión oscila entre 1,2 a 2,7 m de largo y su rechazo varía de 3 a 12 cm

- Se trata de estructuras antitéticas a las fallas mayores que delimitan los bloques internos del graben

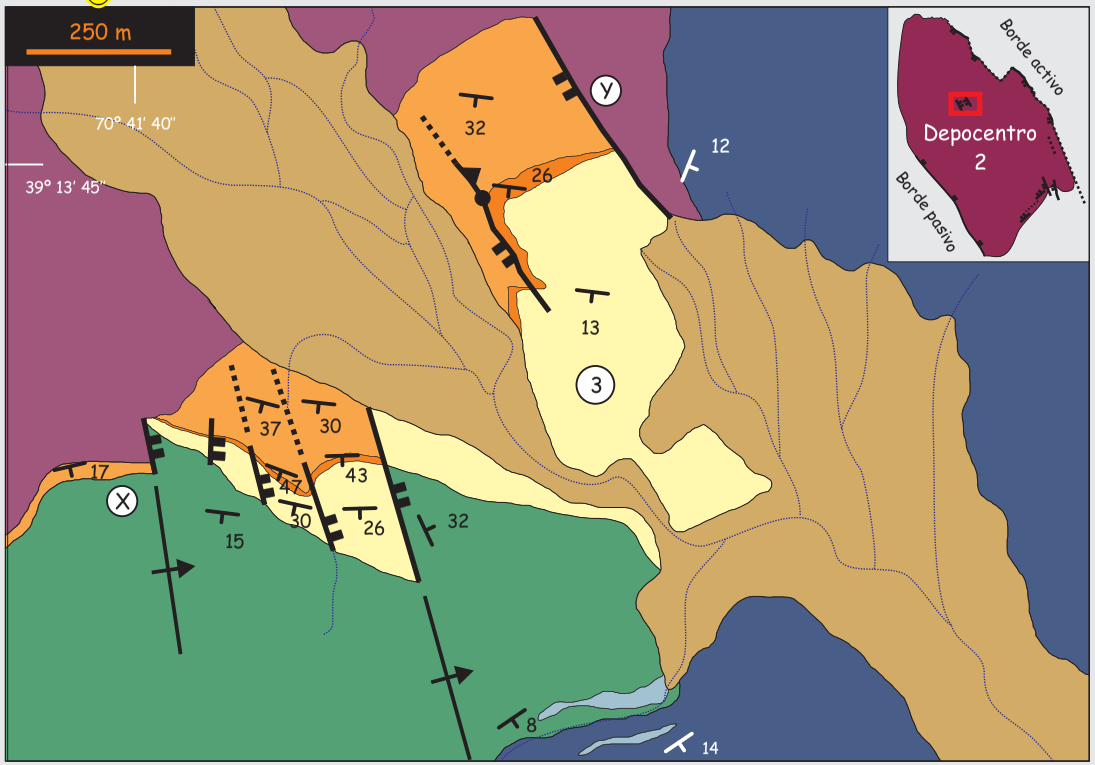
- El fallamiento y la rotación de los bloques es sincrónica con la depositación de las unidades precuyanas







Controles estructurales en el interior del depocentro 2 - Localidad CTL

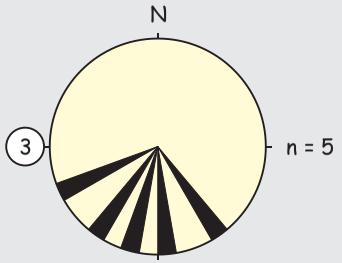


- Las secuencias piroclásticas 2 se depositan únicamente dentro del graben

- Las corrientes piroclásticas que las originan son transportadas en el interior del graben hacia el sur

- El transporte y depositación de las corrientes piroclásticas se da sincrónicamente con el desplazamiento y la rotación de los bloques internos del graben

- El evento piroclástico constituye un sistema de transporte y acumulación longitudinal a las estructuras del graben

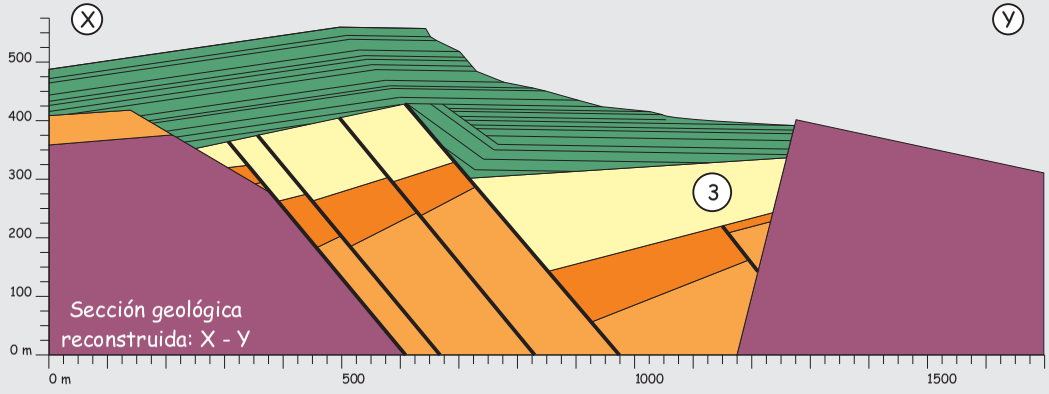


Paleocorrientes

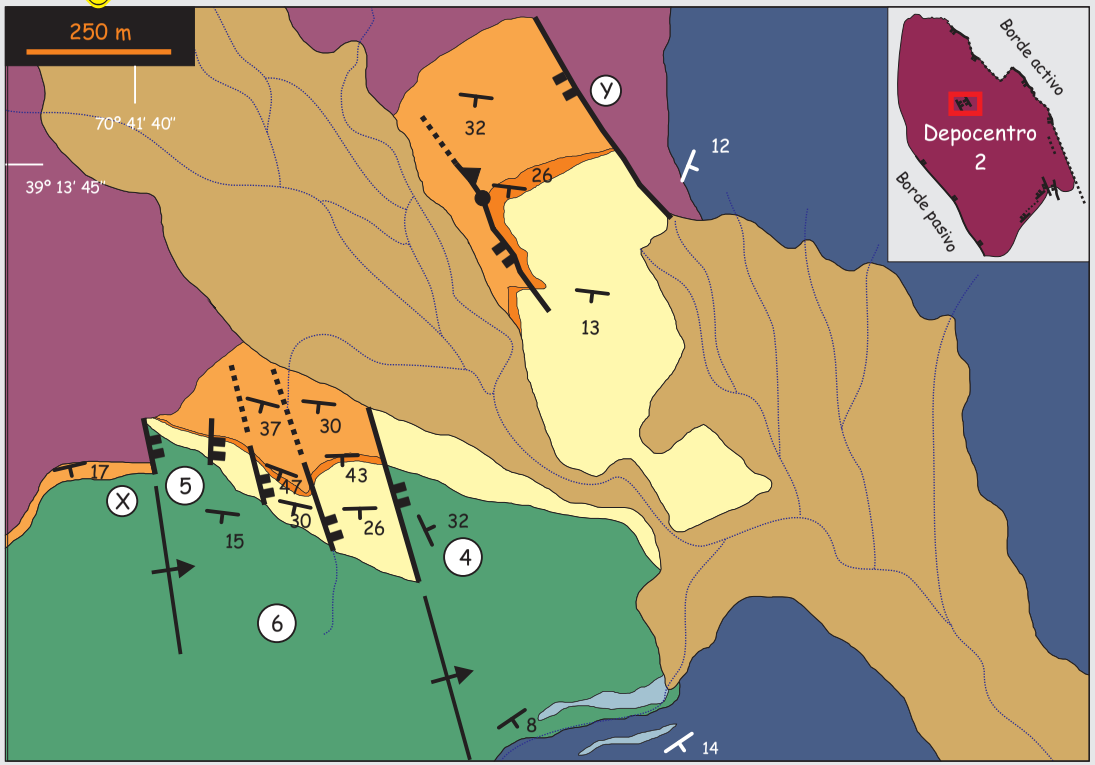
Depósitos recientes

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas deltaicos gravosos

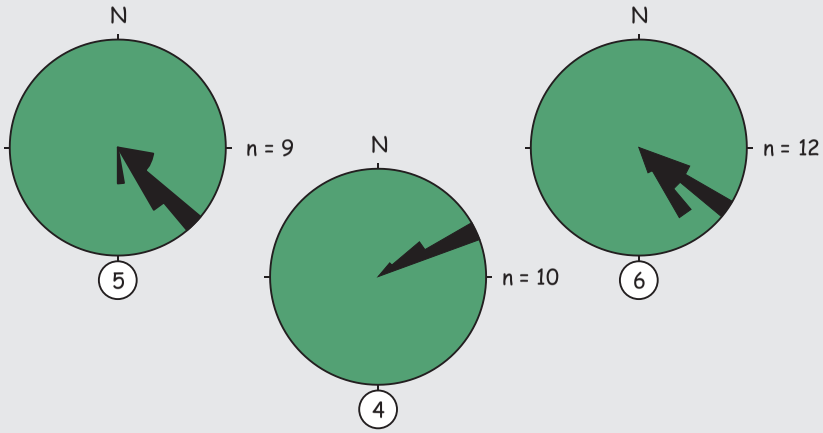
Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 2
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas



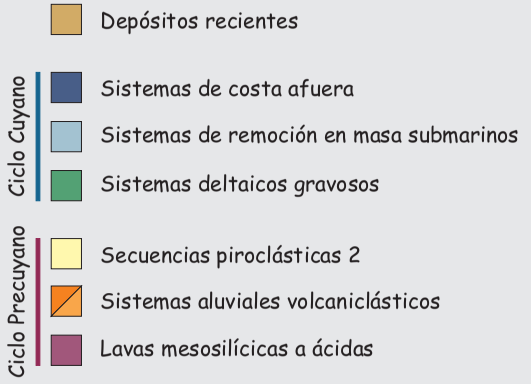
Controles estructurales en el interior del depocentro 2 - Localidad CTL

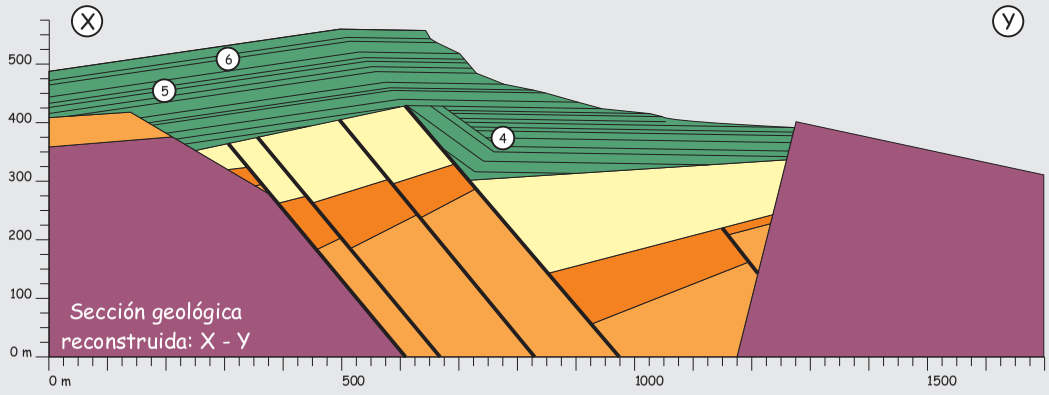


- Los sistemas deltaicos gravosos ocurren sobre el hombro suroccidental del graben y en su interior. El hombro nororiental constituye una barrera topográfica fundamental que aísla estos sistemas de los de la localidad ECM



- La unidad deltaica en esta localidad constituye un sistema sedimentario longitudinal a las estructuras del graben (5 y 6), con modificaciones locales producidas por las escarpas internas (4)





adyacente produce una pequeña falla rotacional durante la depositación de los sistemas aluviales volcaniclásticos (Lámina 5.19). En su escarpa muestra superficies claras de erosión y cambios en la inclinación de las capas que la cubren. Hacia el techo de esta unidad e involucrando también a la base de las secuencias piroclásticas 2 se da una serie de fallas directas con desplazamiento centimétrico que se orientan de manera antitética a las fallas mayores que limitan los bloques internos (Lámina 5.20). Su origen se relaciona con la rotación hacia el oeste del bloque en el que se encuentran.

La última unidad que denota la actividad conjunta de todos los bloques internos es la de las secuencias piroclásticas 2 (Lámina 5.21). Su techo sólo está desplazado por la falla central del graben, mientras que es continuo sobre todos los planos de las fallas occidentales. De igual manera, el mayor espesor se registra contra la falla central, sobre el bloque oriental. Los sistemas de tipo dominó están condicionados en su evolución por la rotación de las fallas directas. Una vez que se alcanza un nivel crítico, el sistema se traba y ya no es mecánicamente posible que continúe extendiéndose (Schlische, 1991; Gawthorpe *et al.,* 2003 e Young *et al.*, 2003). Las lavas mesosilícias a ácidas componen la base de los bloques internos. Es muy factible que su propia rigidez afecte la posibilidad de continuar su rotación (Jackson y White, 1989) y por eso el sistema deba reacomodarse, concentrando el desplazamiento a lo largo de una sola de las fallas. De hecho, una vez que ocurre esto, la rotación del bloque oriental disminuye sensiblemente y toda la extensión se traduce en el desplazamiento directo de la falla central.

La depositación de las secuencias piroclásticas 2 ocurre completamente dentro del graben. La topografía del mismo confina en su interior a las corrientes piroclásticas que son transportadas a lo largo de dicha depresión aproximadamente hacia el sur. Los datos de paleocorrientes no son suficientes para determinar si su transporte y depositación están controlados únicamente por la estructura mayor del graben o si también los bloques internos ejercen algún tipo de influencia. Sin embargo, revelan que el evento piroclástico constituye un sistema longitudinal a las estructuras desarrolladas en este sector del depocentro.

Los sistemas deltaicos gravosos son el primer registro del Ciclo Cuyano en el área. Ocupan el hombro occidental y el interior del graben, pero no llegan a depositarse sobre su hombro oriental (Lámina 5.22). Su espesor sobre el hombro es menor que hacia el interior de la depresión. La geometría de sus depósitos se encuentra afectada por la actividad de las fallas extensionales. Por un lado, se registran flexuras monoclinales sobre el borde del hombro occidental y sobre la traza del plano de falla central. Por otro lado, la escarpa producida por el desplazamiento directo de la falla central condiciona localmente a las direcciones de progradación de los sistemas deltaicos, hacia el estenoreste. El contacto de las capas que conforman la presente unidad sobre el relleno precuyano es siempre en relación de *downlap*. El

cambio en la dirección de progradación de los conjuntos de clinoformas dentro del graben y hacia el oeste de la falla central, indican una dirección de transporte hacia el sureste. Se trata de un sistema sedimentario dispuesto longitudinalmente a las estructuras de borde del graben. La influencia de la estructuración interna es mayor al principio, pero a medida que se rellena la topografía interna del graben el sistema muestra claramente su orientación predominante hacia el sureste. La actividad extensional en el interior del graben claramente disminuye durante esta etapa del Ciclo Cuyano, hasta hacerse prácticamente nula. El hombro oriental constituye un alto estructural fundamental en la contención de los sistemas deltaicos gravosos, impidiendo su propagación hacia el este. Resulta en una barrera topográfica efectiva, aislándolos de los sistemas de la misma unidad aflorantes en la localidad ECM, sobre el borde activo del depocentro 2 (Láminas 5.13 a 5.16). Los afloramientos no permiten evaluar si esto se debe a una configuración temprana del hombro oriental o si la actividad extensional de la falla del borde oriental del graben continúa progresivamente a lo largo de la vida de la unidad de sistemas deltaicos gravosos.

Dos cuerpos conglomerádicos pertenecientes a los sistemas de remoción en masa submarinos se registran hacia la porción central del graben. Uno se intercala hacia el tope de los sistemas deltaicos gravosos y otro en los sistemas de costa afuera. Dichos afloramientos se ubican aislados de otros semejantes y su vinculación más cercana resulta con la cuña clástica observada en ECM, en el margen activo del depocentro 2 (Láminas 5.13 a 5.16). Son muy poco continuos lateralmente y es probable que su transporte y depositación esté condicionada por una topografía todavía presente en el graben.

La dirección general de transporte que posee el relleno precuyano y cuyano en sentido axial al graben, es afín a lo observado hacia el margen activo en ECM. En ambas situaciones los sistemas de transporte y acumulación se dirigen hacia el sureste a partir del tope del Ciclo Precuyano. Se trata entonces, de una dirección regional para el depocentro 2, consistente con el basculamiento del bloque colgante hacia el sureste a partir del desplazamiento asimétrico del sistema de fallas del borde activo.

El control de las estructuras extensionales sobre los sistemas sedimentarios epiclásticos y piroclásticos es evidente dentro del depocentro 2. En particular se verifica en la creación del espacio de acumulación y la configuración del relieve a partir de la creación de áreas de aporte y acumulación. En ese sentido se definen los ambientes y el tipo de sistemas sedimentarios desarrollados y su ubicación en el depocentro así como su orientación con respecto a las estructuras. En el depocentro 2 la deformación extensional se distribuye de manera asimétrica hacia el borde nororiental, y en su interior se concentra en el graben de la localidad CTL,

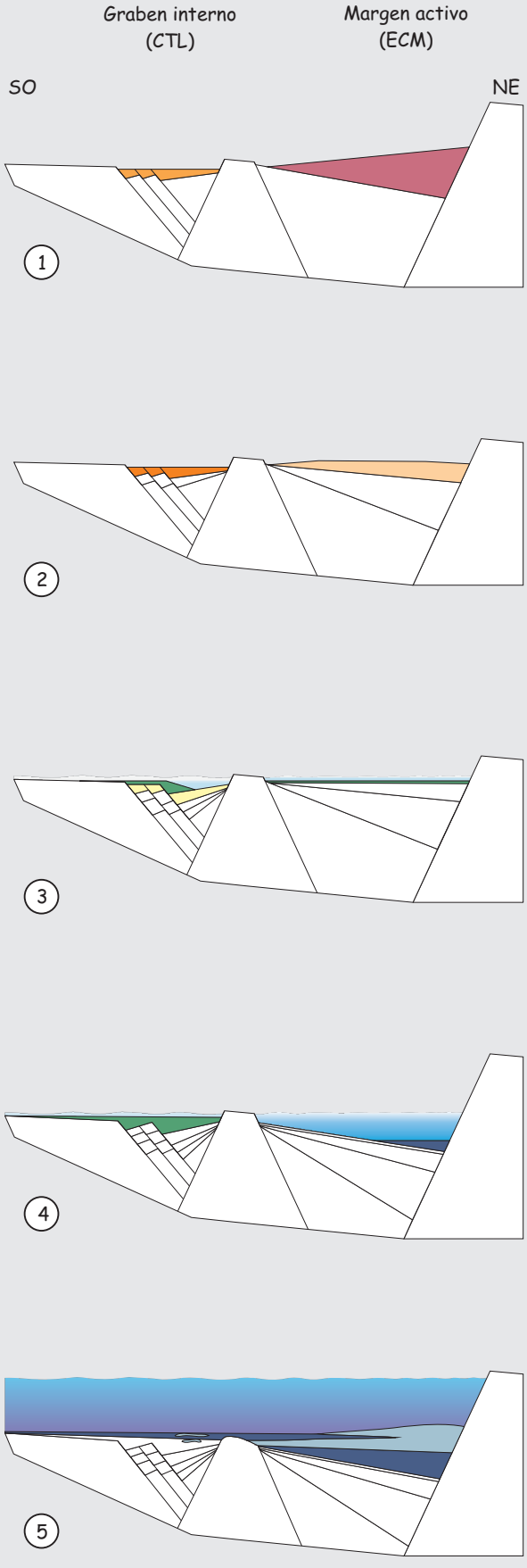
discretizando así dos espacios concretos de acumulación. Las diferencias halladas entre la localidad CTL y ECM responden a la evolución mecánica del depocentro completo que en conjunto, puede dividirse para su estudio en cinco etapas características (Lámina 5.23). La primera está representada por el desarrollo del abanico aluvial dominado por flujos de detritos contra el margen activo y por los sistemas aluviales volcaniclásticos en el graben de CTL. La subsidencia es mayor que el aporte de detritos desde el borde. El abanico se restringe así contra el borde del depocentro y los conglomerados carecen de cualquier posibilidad de progradar sobre el bloque colgante y ocupar porciones más internas (Blair y Bilodeau, 1988 y Gordon y Heller, 1993). Además, el mismo depocentro se encuentra compartimentalizado y un alto estructural desvincula al graben en CTL de lo que ocurre en ECM. La depositación de los sistemas aluviales volcaniclásticos responde a la creación de relieve generado por el graben sobre las rocas volcánicas de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas.

En la siguiente etapa, el desplazamiento de las fallas del borde activo se torna asimétrico, incrementándose hacia el sureste. De esta manera, se origina un sistema aluvial longitudinal al borde activo del depocentro, totalmente emplazado dentro del bloque colgante. El graben de CTL bascula también hacia el sureste, de modo solidario con el resto del bloque colgante. Los sistemas aluviales volcaniclásticos dentro del graben se componen en la presente etapa por depósitos de flujos hiperconcentrados muy similares a los del abanico aluvial en ECM. Las secuencias piroclásticas 2 los suceden de manera también longitudinal a las estructuras del graben. Los sistemas aluviales del borde progradan hacia el sureste en respuesta a la mayor subsidencia experimentada por el depocentro en esa dirección (Eliet y Gawthorpe, 1995 y Gawthorpe *et al.*, 2003).

La depositación del Ciclo Cuyano comienza a partir de la ingresión del ambiente marino en el depocentro. Dicha transgresión no se encuentra directamente relacionada, en principio, con la estructuración del depocentro 2 sino a un evento de carácter regional. Sin embargo, la actividad del fallamiento condiciona los subambientes y los sistemas sedimentarios que se suceden. Sistemas deltaicos gravosos alimentados desde el interior del depocentro se depositan tanto en el borde activo como en el graben de CTL.

Las dos localidades están separadas por un alto estructural y las diferencias en el desplazamiento de los sistemas de fallas se aprecian durante una nueva etapa. En ECM la subsidencia mecánica es mayor por lo que rápidamente los deltas son inundados, dejando depósitos de escaso espesor. La batimetría crece súbitamente quedando ECM por debajo del efecto de las olas de tormenta. En CTL persisten las condiciones relativamente someras y los depósitos deltaicos persisten.

Depocentro 2 - Localidades ECM y CTL



- Desplazamiento homogéneo a lo largo del borde activo

- El abanico agrada contra el margen activo

- En el graben interno se depositan sistemas aluviales volcaniclásticos

- Desplazamiento asimétrico hacia el sureste a lo largo del borde activo

- El abanico prograda longitudinalmente al borde activo, hacia el sureste

- En el graben interno los sistemas aluviales volcaniclásticos también están integrados por depósitos de flujos hiperconcentrados

- La ingresión marina del Ciclo Cuyano ocupa el depocentro

- Se generan sistemas deltaicos gravosos alimentados por el bloque colgante y longitudinales a las estructuras del borde en ECM y del graben en CTL

- La mayor subsidencia mecánica en ECM inunda rápidamente el área, quedando por debajo del nivel de olas de tormenta

- En CTL las condiciones someras persisten y los deltas continúan su desarrollo

- Una nueva etapa de extensión se evidencia en el desplazamiento sobre el borde activo

- Todo el bloque colgante queda por debajo del efecto de las olas de tormenta

- Sistemas de remoción en masa ingresan desde los altos de basamento, orientándose longitudinalmente al borde activo del depocentro 2

Lámina 5.23

Finalmente, se inicia una nueva etapa de actividad extensional a lo largo del borde activo del depocentro 2. El bloque colgante queda totalmente por debajo del efecto de olas de tormenta. El ambiente se encuentra dominado por decantación con importantes sistemas de remoción en masa que entran desde los altos del basamento y se transportan de manera longitudinal al borde activo del depocentro.

Capítulo 6 – Discusión de los resultados

6.1 - Acerca de los ciclos Precuyano y Cuyano

A partir de la información mostrada en las secciones precedentes resulta evidente la influencia de la estructuración extensional sobre los ciclos Precuyano y Cuyano en el área de estudio. En cambio, la actividad volcánica se circunscribe completamente al Ciclo Precuyano para este sector de la Cuenca Neuquina. Estas observaciones son importantes porque ayudan a interpretar mejor el significado de ambos ciclos y sus particularidades tectonoestratigráficas.

La delimitación entre depósitos precuyanos y cuyanos es a veces complicada, como se hiciera referencia en los primeros capítulos. Originalmente, los criterios más utilizados se corresponden con el carácter predominantemente continental y volcánico del Ciclo Precuyano (p.e. Gulisano *et al.*, 1984) en contraposición a la sedimentación marina y epiclástica típica del Ciclo Cuyano (p.e. Gulisano, 1981 y Gulisano y Pando, 1981). De todos modos, la existencia de términos continentales hacia la base de esta última unidad (Gulisano *et al.*, 1984 y Riccardi y Gulisano, 1990) vuelve confusa tal distinción. Además, su composición suele ser rica en clastos de origen volcánico haciéndolos en ese sentido iguales a los depósitos precuyanos. En este trabajo se ha dejado en claro que la sedimentación epiclástica es un elemento conspicuo durante el Ciclo Precuyano que acompaña en todo momento a la actividad volcánica. Por otro lado, algunos autores (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2006) tienden a otorgarle al término precuyano un sentido tectonoestratigráfico equivalente al de sinrift (esto es, todo el relleno sincrónico con la etapa de subsidencia mecánica experimentada por la cuenca), mientras que interpretan al Ciclo Cuyano como el comienzo del postrift (la fase subsidencia de tipo termal, también conocida como *sag*, que continúa a la deformación extensional). Este esquema resulta de una analogía con el sinrift volcánico y el postrift marino de la Cuenca del Mar del Norte (p.e. Uliana *et al.*, 1989), pero no se ajusta al contexto local, donde el control de la estructuración extensional se aprecia fehacientemente para buena parte de los depósitos del Ciclo Cuyano en su sección inferior (Vergani *et al.*, 1995 y los resultados de esta tesis). En referencia a dicha problemática, el criterio que mejor resultados ofrece dentro del área de estudio es la relación del relleno con la presencia de un volcanismo activo. Todas las unidades de acumulación que se incluyen en el Ciclo Precuyano son sincrónicas con la actividad volcánica de la zona, mientras que la sedimentación cuyana se registra luego del cese del volcanismo. En este caso particular, no existe superposición entre la actividad volcánica y la instauración de la sedimentación

marina epiclástica en los dos depocentros. Aunque de manera muy reducida, emanaciones volcánicas en el lecho marino cuyano se detectan en el muy cercano depocentro de Chacaico (Gómez-Pérez, 2003). En otros depocentros de rift el volcanismo es notoriamente activo durante la transgresión marina (Cordillera del Viento; Suárez y de la Cruz, 1997 y Llambías *et al.,* 2007), por lo que no es posible hacer extensible el criterio aquí utilizado para el resto de la cuenca. Es evidente una vez más, que los procesos de estructuración extensional a pesar de su desarrollo regional le imprimen al relleno un carácter netamente local. Muy difícil es entonces, establecer correlaciones para dicho momento a lo largo de toda la Cuenca Neuquina. La actividad volcánica cesa en momentos diferentes de acuerdo a cada depocentro, como se comprueba al comparar los depocentros 1 y 2, distantes entre sí tan sólo por unos 5 Km de basamento. Pero no sólo el volcanismo resulta diacrónico. También se constata este fenómeno para el caso de la transgresión marina (Gulisano, 1981; Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Riccardi y Gulisano, 1990; Álvarez y Ramos, 1999 y Lanés, 2005), a la que Gulisano (1981) llegó incluso a denominarla "escalonada".

Otro rasgo utilizado también con frecuencia es el reconocimiento de superficies de discordancia de tipo regional (p.e. Llambías *et al.,* 2007). ¿Pero cómo diferenciarlas del resto de las discontinuidades locales tan comunes dentro del ambiente de rift? Cuando los afloramientos son saltuarios y carecen de continuidad física entre sí, los tipos litológicos son muy variables en distancias inferiores al kilómetro, no se dispone de fósiles con alta resolución bioestratigráfica o de medios para fechar las superficies de discontinuidad, resulta sumamente contradictorio el tratamiento de dichas discordancias. En el caso concreto del pasaje Precuyano – Cuyano en el área tratada, el límite denota todo tipo de variaciones. En el depocentro 1, los primeros depósitos marinos (las unidades de acumulación: epiclásticos marinos someros y calizas marinas someras) se disponen sobre las secuencias piroclásticas 1b sin relación de angularidad. En el depocentro 2, dentro de la localidad ECM (en el margen activo) el pasaje es totalmente transicional y concordante entre el abanico aluvial dominado por flujos de detritos y los sistemas deltaicos gravosos. En cambio, en CTL (hacia el interior) el límite es neto entre las secuencias piroclásticas 2 y los sistemas deltaicos gravosos es neto y median fuertes relaciones angulares entre las mismas. Las secuencias marinas cuyanas se depositan inconformemente sobre los altos de basamento en N-MIB y MIB (sistemas de remoción en masa submarinos) y sobre el horst entre los dos depocentros (epiclásticos marinos someros y calizas marinas someras). Dichas superficies en el basamento tiene un origen anterior en realidad a la transgresión marina y datan desde los inicios del Ciclo Precuyano, aunque no registran sus depósitos por encima.

En un ambiente de rift la creación de discordancias es continua de acuerdo a la evolución de los pequeños bloques estructurados dentro de cada depocentro (p.e. Schlische, 1992; Grimaud *et al.*, 1994 ; Leeder, 1995 ; Young *et al.*, 2001; Gawthorpe *et al.*, 2003 ; Young *et al.*, 2003 ; Hus *et al.*, 2006 y Jackson *et al.*, 2006). Si a ello se le suma la presencia de actividad volcánica dentro de los depocentros, el panorama se vuelve mucho más intrincado (p.e. van Wyck de Vries y Merle, 1996; Moore y Kokelaar, 1997 y 1998 y Stollhofen *et al.*, 1998). En los casos aquí presentados se ha comprobado que las variaciones litológicas y estratigráficas ocurren dentro del orden del kilómetro de distancia. La mayoría de las discontinuidades se registran en determinados sectores específicos dentro de los depocentros y raramente se extienden completamente a lo largo de los mismos. Mucho menos se observan en ambos depocentros a la vez, a pesar de su cercanía. En dicho sentido es necesario volver contemplar sin embargo los conceptos "continental y volcánico" del Ciclo Precuyano y "marino epiclástico" del Ciclo Cuyano. Los depósitos registrados durante la transgresión comenzada durante este segundo ciclo son continentales y litorales hacia la base pero pasan rápidamente a condiciones subácueas relativamente profundas (p.e. Gulisano, 1981 y Gulisano y Pando, 1981). La sedimentación marina por debajo del efecto de olas de tormenta está representada por depósitos de decantación que cubren indistintamente cualquier relieve submarino y cuyas características particulares son persistentes a lo largo de vastas regiones (p.e. Stow *et al.*, 2002). Consiste en una especie de "señal de fondo" o "ruido blanco" para todas las áreas que hayan sido inundadas por el mar y que hayan quedado por debajo del efecto de olas de tormenta. Nada parecido existe en un ambiente continental. Allí, donde el efecto de la topografía no es suficiente para determinar el desarrollo de depósitos aluviales o fluviales, simplemente no hay registro sedimentario. Aunque los productos volcánicos pueden propagarse por grandes distancias (p.e. las lluvias de cenizas), no poseen un alcance areal tan extenso por estar muy condicionados a las condiciones meteorológicas para su dispersión y preservación. Incluso así, se trata de hechos eventuales que no se sostienen a través del tiempo, por lo que su representación en el registro es comparativamente muy pobre. Esto adquiere una significación particular a la hora de evaluar el carácter regional de determinados procesos y establecer sus alcances y efectos. Es por ello que las correlaciones entre los distintos depocentros cuyanos resultan en apariencia mucho más sencillas de lo que sucede con el Ciclo Precuyano, lo que ha llevado a su vez a pensar que durante la transgresión marina cuyana no hay un control de las estructuras sobre los espacios de acumulación. Si bien existe una subsidencia generalizada de la cuenca, los espesores no son compatibles con una etapa de hundimiento termal (Franzese *et al.*, 2004), se observan fallas extensionales afectando los depósitos cuyanos (Vergani *et al.*, 1995) y sistemas sedimentarios vinculados forzosamente a la existencia de importantes escarpas

estructurales (p.e. los sistemas de remoción en masa submarinos descriptos en esta tesis). Lo que se destaca de esta forma, es la necesidad de un análisis pormenorizado de cada depocentro extensional tanto para el Ciclo Precuyano como para el Cuyano antes de establecer correlaciones regionales. Cada ciclo posee particularidades de índole locales inherentes a cada depocentro y otras generales aplicables correlativamente a grandes áreas a lo largo de la Cuenca Neuquina. Es crucial diferenciar unas de otras y ponderar su valor de acuerdo al tipo de estudio que se efectúa.

6.2 – Los controles volcánicos sobre el relleno de sinrift

En el capítulo 5 se enumeraron los casos en los que el volcanismo ejerce una influencia notable sobre el relleno sincrónico con la estructuración extensional de los dos depocentros analizados. Consecuentemente, se reconoce una injerencia fundamental de las variables volcánicas sobre la generación del material de relleno, su magnitud y distribución, y la capacidad de generar un relieve propio. De ese modo, los depósitos del Ciclo Precuyano se ven directamente condicionados por la actividad volcánica coincidente en espacio y tiempo dentro de los depocentros extensionales. El relleno cuyano en cambio, experimenta pasivamente la secuela del profuso volcanismo precuyano, en la composición de muchos de sus depósitos originados por la erosión del sustrato previo.

6.2.1 – Los controles volcánicos sobre la composición del relleno de sinrift

La composición de los elementos precuyanos es predominantemente volcánica, ya sea para sus productos primarios o los generados a partir de la degradación del paisaje volcánico en general. Como prueba de los primeros, se definieron las unidades de acumulación de lavas mesosilícicas a ácidas, domo de autobrechas y domos y criptodomos ácidos por parte de los componentes efusivos y las secuencias piroclásticas 1a, 1b y 2 como exponentes del volcanismo explosivo. Por parte de los segundos se encuentran los sistemas aluviales volcaniclásticos, los depósitos piroclásticos retrabajados, y los abanicos aluviales dominados por flujos de detritos y dominados por flujos hiperconcentrados.

La gran proporción de material vítreo en los componentes de origen volcánico le otorga particularidades únicas al relleno sincrónico con el volcanismo. El vidrio es muy inestable químicamente y posee una gran propensión a meteorizarse y alterarse (p.e. McPhie *et al*., 1993 y

Gifkins *et al*., 2005). La emanación de gases y el aumento de los gradientes térmicos que acompañan a la actividad volcánica provoca la circulación de fluidos con condiciones químicas muy agresivas para el vidrio (Gifkins *et al*., 2005). En ese sentido, no es de extrañar la abundancia de texturas y estructuras de desvitrificación observadas sobretodo en las unidades de domos y criptodomos ácidos**,** domo de autobrechas y algunos cuerpos de lavas mesosilícicas a ácidas. Pero la descomposición química del vidrio es frecuente de la misma manera en los componentes clásticos. Las trizas vítreas, y los pómez se encuentran totalmente devenidos en argilominerales tanto en las secuencias piroclasticas 1a, 1b y 2 como en los depósitos piroclásticos retrabajados y los sistemas aluviales volcaniclásticos. La susceptibilidad del vidrio potencia el efecto de los procesos diagenéticos sufridos por las rocas del relleno precuyano, afectando directamente a la calidad de preservación de las litologías estudiadas. En la gran mayoría de los casos la existencia original de vidrio volcánico se evidencia únicamente a partir de las texturas de desvitrificación y de reemplazo. El precario estado de conservación de las rocas en los afloramientos precuyanos constituye una complicación muy severa en el análisis de las unidades de acumulación.

La susceptibilidad del material volcánico a la descomposición química torna sumamente complejo su análisis composicional. Los procesos de desvitrificación, alteración hidrotermal, diagénesis y meteorización en general conllevan a la removilización de gran parte los componentes originales de las rocas. Se ha comprobado que los elementos mayoritarios son particularmente propensos a participar en dichos procesos, y sus proporciones sufren importantes variaciones. El estudio geoquímico de las rocas únicamente a partir de su contenido en elementos mayoritarios produce resultados contradictorios. Sólo el empleo de los elementos inmóviles garantiza que el análisis no conduzca a interpretaciones erróneas. Muy especial cuidado debe tomarse especialmente al analizar fragmentos de *cutting* obtenido de perforaciones en los depocentros que se encuentran en subsuelo (p.e. Bermúdez *et al*., 2002). Además, es preciso considerar la alta probabilidad de que los magmas hayan sufrido cambios en su quimismo original hasta llegar a la superficie. Los xenolitos graníticos hallados en las lavas (Sección 4.2.1; lámina 4.22) y su mecanismo de ascenso a través de las estructuras extensionales (Sección 5.2.1; lámina 4.22) advierten sobre la ocurrencia de procesos de asimilación de roca de caja más o menos comunes durante el Ciclo Precuyano. Aunque no es posible cuantificar el alcance de la asimilación sobre la composición global de las cámaras debe considerarse su efecto a la hora de intentar establecer el origen del magma a través de los datos composicionales de las rocas volcánicas. Teniendo en cuenta dichas precauciones, se ha registrado un rango composicional para los productos volcánicos que varía desde andesitas basálticas hasta riolitas. De ellas, se destaca un predominio de los términos intermedios a ácidos

(andesitas y dacitas) en los cuerpos efusivos y ácidos en los exponentes explosivos (dacitas y riolitas). Se trata de un rango muy semejante al descripto para el depocentro de Cordillera del Viento (Llambías *et al*., 2007) y en el subsuelo, en el área de Cerro Bandera (Bermúdez *et al*., 2002). De todos modos, la tendencia calcoalcalina que se describe para dichas áreas no puede ser considerada del mismo modo para las rocas aquí analizadas. Hasta no tener una dimensión cabal de los efectos de la asimilación de roca de caja sobre las proporciones de los elementos que constituyen los magmas, sería muy aventurado realizar ese tipo de aseveraciones. El enriquecimiento en elementos livianos que se observa en los diagramas de tierras raras elaborados (Sección 4.2.1; lámina 4.27) puede obtenerse tanto a partir de magmas originados en una astenósfera vinculada a un ambiente de arco magmático como por asimilación de rocas de la corteza en las cámaras magmáticas (p.e. Xia *et al.,* 2004). No se ha detectado ningún indicio de bimodalidad como fuera referido por otros autores (Franzese *et al.,* 2006) y para otros depocentros precuyanos (Franzese y Spalletti, 2001).

La presencia de detritos de procedencia volcánica en los depósitos cuyanos se registra sobre todo en las primeras unidades de acumulación, desarrolladas sobre el sustrato precuyano (p.e. sistemas marinos someros y sistemas deltaicos gravosos). Con el subsecuente aumento en el nivel del mar la decantación submarina es el proceso sedimentario dominante (sistemas de costa afuera) y el aporte de clastos volcánicos es evidente tan sólo en una proporción muy minoritaria en los depósitos asociados a las escarpas activas (p.e. sistemas de remoción en masa submarinos). En este último caso, su presencia se encuentra supeditada a que dichas escarpas expongan parte del relleno precuyano. La procedencia de material volcánico en las unidades de acumulación cuyanas dentro del área estudiada no se corresponde con el desarrollo de un volcanismo activo. Su existencia se debe simplemente a la degradación de las rocas precuyanas durante el proceso de transgresión marina.

6.2.2 – Los controles volcánicos sobre el relieve de sinrift

Una característica peculiar de los procesos volcánicos es su relativa independencia con respecto a algunos controles geológicos, que resultan cruciales sobre la sedimentación epiclástica. Los productos volcánicos no están condicionados por el nivel de base de una región y los resaltos topográficos no implican necesariamente un obstáculo en su propagación. Si a esto se le suman los grandes volúmenes de material aportado y lo súbito de tales eventos se logra un efecto de agradación casi constante. Se trata de propiedades que le imprimen al relleno características netamente distintas de lo esperado dentro de un ambiente exclusivamente

epiclástico. La actividad volcánica produce geoformas claramente positivas como los domos y las coladas dómicas observadas en las lavas mesosilícicas a ácidas (Láminas 5.1 a 5.6), el domo de autobrechas y los domos ácidos, generando un relieve propio del paisaje volcánico al que se asocian los diversos procesos degradacionales epiclásticos (p.e. aluviales y fluviales) típicos de las zonas con pendientes. Asimismo, poseen la propiedad de colmatar rápidamente los sectores bajos de una región, alisando cualquier resalto topográfico (p.e. en las localidades PLT, PLS y PCL) en tiempos que pueden ser relativamente breves.

El volcanismo posee una variedad inmensa de productos de muy diversa composición y constitución. Materiales coherentes y fragmentados coexisten en un mismo ambiente, superponiéndose unos sobre otros. Las superficies que limitan sus diferentes productos son siempre discordantes entre sí y denotan relaciones de angularidad muy complejas (Láminas 5.2, 5.3 y 5.5). Hay que recalcar que prácticamente no existen las superficies horizontales en los ambientes volcánicos. Las geometrías observadas en sus depósitos no pueden ser analizadas con el mismo criterio que para los ambientes epiclásticos. El concepto de discordancia posee un significado totalmente distinto al utilizado en otro tipo de ambientes. En sí, todas las unidades dentro de un mismo relleno volcánico son discordantes entre sí. Son variaciones en la naturaleza de las rocas que responden a la propia dinámica del volcanismo. Un depósito piroclástico por encima de una lava siempre será discordante y no por ello hay que considerar la existencia de interrupciones temporales en el registro o cambios fundamentales en lo procesos del relleno. Ese tipo de configuraciones son la regla y no la excepción durante un mismo evento volcánico. Los abanicos de capas observados en las localidades PLS y PCL son un claro ejemplo (Lámina 5.3). La geometría de las secuencias piroclásticas 1b sobre las lavas mesosilícicas a ácidas denota su depositación sobre un relieve pronunciado y el aplanamiento progresivo del resalto topográfico. En términos estrictamente geométricos y descriptivos se trata de una serie de discordancias angulares con un arreglo progresivo, donde las dos sucesiones de roca se encuentran dispuestas de manera no paralela entre sí. Lo que podría interpretarse en un ambiente epiclástico puro como una prueba de la existencia de un evento deformacional sincrónico con la depositación de la unidad suprayacente, resulta completamente inconsistente para el caso del ambiente volcánico. Sencillamente, las secuencias piroclásticas 1b rellenan la superficie irregular de las lavas desarrollando un arreglo progradante – retrogradante inmediatamente por encima del desnivel. Es una cuestión local que se pierde lejos del resalto, donde el contacto es simplemente inconforme. De manera similar, los depósitos piroclásticos retrabajados se disponen en relación de *onlap* sobre las coladas de las lavas mesosilícicas a ácidas en la localidad PLT (Lámina 5.5). Esto no se debe a la rotación de las lavas por algún evento deformacional sino a la depositación epiclástica sobre una superficie lávica

con pendiente. Se trata de una discordancia propia del ambiente volcánico donde productos efusivos y epiclásticos se suceden unos sobre otros. De hecho, por encima de los depósitos piroclásticos retrabajados se produce un nuevo derrame de lavas que cubre toda el área en dicha localidad. Otro caso de interacción entre procesos efusivos y epiclásticos se aprecia en el abanico de capas desarrollado por los sistemas aluviales volcaniclásticos sobre las lavas mesosilícicas a ácidas de la localidad NIR (Láminas 5.1 y 5.2). Allí, tampoco la geometría observada se relaciona con eventos deformacionales.

6.3 – Los controles estructurales sobre el relleno de sinrift

La estructuración extensional consiste en una variable esencial a la hora de analizar el relleno de los dos depocentros estudiados. Las fallas directas constituyen el elemento más conspicuo de la extensión registrada en el área. Ellas determinan las zonas de aporte y acumulación, la creación y modificación de los gradientes y le confieren vías de ascenso y emplazamiento a los magmas. Tanto los sistemas volcánicos como los sedimentarios están condicionados por la tectónica extensional.

6.3.1 - Las estructuras y la geometría de los depocentros

El espacio de acumulación está totalmente reglado por la configuración estructural de los depocentros (Láminas 2.4 a 2.8). Sus límites se presentan completamente definidos por fallas directas que, de acuerdo a su mayor o menor desplazamiento, condicionan los espesores del relleno de sinrift y sus variaciones dentro de cada depocentro. La magnitud de este fenómeno se pone especialmente de manifiesto al comparar los depósitos a cada lado del *horst* que separa al depocentro 1 del 2 (Láminas 5.10 y 5.13). Un alto de basamento de tan sólo unos 5 km de ancho aísla completamente dos espacios de acumulación contiguos.

El depocentro 1 aloja importantes espesores de relleno precuyano con una distribución variable de acuerdo a los bloques internos estructurados (Lámina 5.10). El patrón observado es relativamente complejo, pero muestra un desplazamiento más o menos homogéneo a lo largo de todas las fallas de borde. Se aprecia la existencia de bloques altos de basamento adosados al borde que registran un espesor reducido de relleno (Localidad LAO en la lámina 5.12). Sus dimensiones son pequeñas y el efecto sobre el relleno es local. Los bloques contiguos denotan una subsidencia mucho más pronunciada. En conjunto el depocentro 1 se presenta como un

graben más o menos simétrico, con un bloque colgante sumamente fracturado y dividido en numerosos bloques internos (Láminas 5.10 a 5.12). El fallamiento directo condiciona el desarrollo del relleno precuyano y su posición dentro del depocentro 1. Sin embargo, no se hallaron signos claros de compartimentalización, donde se observe el aislamiento estructurado de alguna unidad de acumulación con respecto a las demás. Esto se debe por un lado a la subsidencia generalizada más o menos pareja en todos los bloques internos, y por otro a la misma dinámica del volcanismo y su capacidad de superar algunos altos topográficos.

La forma en planta de los bloques internos es la misma que el depocentro 1 entero. Se trata de porciones de forma cuadrangular a romboidal delimitados por fallas directas de rumbo general NO-SE y NE-SO. Los bloques rotan hacia atrás acompañando al desplazamiento de las estructuras. El modelo de fallamiento no es un dominó perfecto (*cf.* Jackson y White, 1989; Schlische, 1991; Gawthorpe *et al.,* 2003 e Young *et al.*, 2003). El desplazamiento de las fallas es mayor al que se acomoda simplemente mediante la rotación. Existe una componente en la mecánica del desplazamiento que se logra independientemente del fenómeno de rotación.

El depocentro 2 presenta una distribución de los espesores precuyanos y cuyanos totalmente asimétrica (Lámina 5.13). Los espesores varían de forma progresiva desde tan sólo unos 60 m hacia el borde sudoccidental (Localidad NPS) hasta al menos unos 1000 m hacia el borde nororiental (Localidad ECM). Constituye así, un graben asimétrico o hemigraben donde la mayor actividad del fallamiento extensional se concentra hacia el margen nororiental, contra el *horst* que lo separa del depocentro 1. El bloque colgante bascula entonces hacia el noreste, pero fragmentado en los distintos bloques internos del depocentro (Láminas 5.13 a 5.23). Hacia la parte media del mismo, en la localidad CTL, se encuentra un graben desarrollado sobre el techo de las lavas mesosilícicas a ácidas como respuesta del fallamiento entre los bloques internos (Láminas 5.17 a 5.22). A su vez, la deformación interna del graben genera varios bloques pequeños separados por fallas directas que siguen un patrón de tipo dominó con rotación hacia el oeste. Las porciones finales del relleno del graben muestran un cambio en el modelo de fallamiento, en el que el desplazamiento se concentra hacia la falla central y cesa la rotación. El área de acumulación interna al depocentro 2 está compartimentada en dos porciones bien definidas luego del derrame de las lavas. Una se da contra el margen activo, en ECM, y la otra en el graben de CTL (Lámina 5.23).

La configuración del depocentro 2 en planta es la de un romboide definido por los sistemas de fallamiento NO-SE de sus márgenes nororiental y suroccidental y los NE-SO en el suroriental. Los bloques internos siguen una forma parecida, limitados fundamentalmente por estructuras de orientación NO-SE.

Es esencial denotar la injerencia del basamento en la conformación de los depocentros extensionales. La presencia de estructuras previas (Le Turdu *et al.*, 1999; Moustafa, 2002 y Morley *et al.*, 2004) o de una fábrica con direcciones penetrativas de debilidad (Morley, 1999b y Morley *et al.*, 2004) se reconoce como un factor determinante en la constitución geométrica de los depocentros. Para el presente caso de estudio la totalidad del basamento correspondiente al depocentro 1 se compone de granitoides, mientras que en el depocentro 2 existe una porción de metamorfitas hacia el sur, en la localidad NPS. Los granitoides son isótropos, pero las metamorfitas presentan una foliación penetrativa. La fábrica de las metamorfitas ha sido modificada durante la compresión andina y se desconoce su orientación original (Franzese, 1992). De todos modos, su expresión areal es bastante reducida con respecto a los granitoides, por lo que es de esperar que su influencia sobre la geometría del depocentro 2 no haya sido crucial. La orientación NO-SE de las estructuras es común en ambos depocentros mientras que la NE-SO es frecuente tan sólo para el depocentro 1 (Láminas 2.4, 2.5 y 2.8). En el depocentro 2 esta última dirección solo se ubica hacia el margen suroriental, en la localidad MIB (Lámina 2.5). No hay indicios de que la constitución de los granitoides posea algún tipo de control sobre estas orientaciones. La dirección de extensión para la región, de acuerdo a las orientaciones de las fallas mayores en ambos depocentros y los diques asociados, es NE-SO (Láminas 2.4 a 2.8 y 5.8). Las dos direcciones predominantes en los sistemas de fallas estudiados son perfectamente compatibles con ese campo de esfuerzos. Las diferencias en el desarrollo de las fallas NE-SO en cada depocentro se deben a sus contrastes en cuanto a la subsidencia del bloque colgante. En el depocentro 2, la subsidencia es fuertemente asimétrica y las fallas directas tienden a ser paralelas a su margen activo. En los modelos de crecimiento de fallas los depocentros son hemigrábenes perfectos (Peacock *et al.*, 2000) donde se desarrolla un solo margen por falla y el resto se flexionan hacia su interior (Schlische, 1991). Esto es válido siempre y cuando el basamento tenga la capacidad de deformarse de manera más o menos dúctil. Dicha flexión se observa en modelos analógicos (p.e. Ellis y McClay, 1988; McClay *et al.*, 1991 y Morley, 1999a), donde el sustrato se representa con arena, arcilla, bolitas de vidrio, etc. O también, en los ejemplos reales cuando el sustrato que constituye el prerift se compone de rocas de tipo sedimentario (p.e. Gawthorpe *et al.*, 1997; Dawers *et al.*, 2000; Sharp *et al.*, 2000; Young *et al.*, 2001). En la situación aquí estudiada resulta clara la imposibilidad de los granitoides para flexionarse de esa manera. Su deformación se acomoda en bloques rígidos discretos. Lo mismo ocurre con el material volcánico coherente. La incapacidad para deformarse dúctilmente del basamento y buena parte del relleno precuyano explica la falta de bordes flexurales en los depocentros o de estructuras tales como flexuras monoclinales en la mayor parte de los depósitos (Sharp *et al.*, 2000; Young *et al.*, 2003 y Jackson *et al.*, 2006).

Un análisis cinemático de la extensión experimentada por los dos depocentros resulta sumamente complejo. El análisis preliminar de las estructuras en el área de estudio (Láminas 2.12 a 2.8) muestra el importante grado de inversión que afecta a las fallas extensionales originales que conforman los dos depocentros. No fue posible en este trabajo discriminar el origen de los indicadores cinemáticos que se encuentran sobre los planos de falla. La imposibilidad de establecer su origen extensional o compresivo durante la inversión posterior no permite su utilización en la evaluación de las direcciones de los esfuerzos durante la fase de extensión durante el rift (p.e. Holdsworth *et al*., 1997). A grandes rasgos, puede inferirse una dirección predominante de extensión NE-SO para el área en consideración, teniendo en cuenta la geometría de los depocentros (Láminas 2.2 a 2.8 y 5.10 y 5.13), la fuerte asimetría del depocentro 2 (Láminas 5.13 y 5.23) y la orientación de los grandes diques hallados en el *horst* (Lámina 5.8). Aunque no se pueda precisar la orientación exacta de los esfuerzos principales en la región, los datos utilizados para estimar la dirección de extensión NE-SO son muy consistentes entre sí. Dicha dirección es reconocida por otros autores como una dirección regional común durante la fase de apertura de la Cuenca Neuquina (Tankard *et al*., 1995; Vergani *et al*., 1995 y Franzese y Spalletti, 2001). La dirección de apertura NE-SO se observa para el depocentro Atuel, en el sur de Mendoza, donde las principales fallas que controlan la extensión son de orientación NO-SE (Giambiagi, *et al*., 2008a y 2008b). Asimismo, las fallas de orientación NO-SE son las que acomodan los grábenes y hemigrábenes de mayores dimensiones en el subsuelo de la Cuenca Neuquina (Cristallini *et al*., 2008).

Los depocentros 1 y 2 están totalmente limitados por estructuras frágiles y las variaciones en la subsidencia a lo largo de los sistemas de fallas mayores deben ser acomodados mediante desplazamientos repartidos de manera discreta en los distintos bloques internos. La subsidencia más o menos pareja del depocentro 1 conlleva a un desarrollo similar de los dos sistemas de fallas descriptos. La subsidencia asimétrica del depocentro 2 hace que el sistema NE-SO sea necesario tan sólo hacia los márgenes suroriental y noroccidental (este último totalmente erosionado, luego de invertirse durante la tectónica andina). La rotación hacia atrás en los bloques internos es un hecho presente en ambos depocentros, tanto afectando al basamento como a las lavas mesosilícicas a ácidas. Rasgos de deformación dúctil se circunscriben a las rocas de tipo sedimentario (p.e. flexuras monoclinales en los sistemas deltaicos gravosos sobre las fallas del graben en CTL).

La influencia de las estructuras sobre el espacio de acomodación es notable. El aislamiento de los dos depocentros por un estrecho *horst* se torna mucho más sorprendente al considerar que dicho efecto se logra sincrónicamente con la actividad volcánica del Ciclo Precuyano. Aunque la dimensión propia de los eventos magmáticos y su manifestación

volcánica poseen una escala que supera el tamaño mismo de los depocentros, es evidente que su desarrollo y evolución no escapa al control que ejercen las estructuras extensionales en este sector de la Cuenca Neuquina.

6.3.2 – Las estructuras y el magmatismo

Se ha constatado que el transporte del magma hacia la superficie se conduce a través de fracturas condicionadas por el régimen extensional (Láminas 5.7 a 5.9). Se hallaron diques de la unidad de lavas mesosilícicas a ácidas intruyendo al basamento que conforma los márgenes del depocentro 2, en el *horst* (Lámina 5.8) y en la localidad MIB (Lámina 5.9). También se encontraron los diques alimentadores de la unidad de domos y criptodomos ácidos, intruyendo al relleno de sinrift en la localidad NIR (Lámina 5.7). La orientación de los diques es sintética o antitética a las principales fallas asociadas. En ningún caso se los ha visto verticales o subverticales, sino que siempre están orientados según el rumbo predominante de las estructuras en la región y con inclinaciones que siguen un ordenamiento estructural preciso. La disposición de los diques es coincidente con las orientaciones de las fallas extensionales (Láminas 5.8 y 5.9). Esto resulta muy significativo al tener en cuenta la composición del basamento en el área, que prácticamente se encuentra constituido en su totalidad por granitoides. Se trata de un tipo litológico isótropo de comportamiento frágil y gran rigidez bajo las condiciones superficiales de la corteza. Los granitoides carecen de direcciones de debilidad preferenciales o penetrativas que puedan ser aprovechadas por el magma en ascenso. La oposición que ofrecen estas rocas a ser atravesadas por los diques no es despreciable. La presencia de xenolitos micro y mesoscópicos de composición granítica en las lavas (p.e. en la localidad LAO) da cuenta de la influencia del proceso de fracturación en la creación del espacio necesario para la salida de las lavas. Bajo dicho régimen de deformación frágil, es el fallamiento directo el responsable de generar la permeabilidad necesaria para que el magma atraviese las porciones superiores de la corteza. De modo similar, este fenómeno es el que condiciona el emplazamiento de cualquier tipo de cámara magmática somera, alojada en los granitoides. A ese respecto, la profusa actividad piroclástica en el depocentro 1 es una evidencia irrefutable de la existencia de tal tipo de cámaras (p.e. Jaupart, 2000). Es altamente probable entonces, que las explosiones volcánicas del depocentro 1 tengan un detonante estructural (p.e. Moore y Kokelaar, 1997 y 1998). Además, el emplazamiento del magma en niveles frágiles y someros acarrea un problema crucial para el estudio composicional del magmatismo en general. ¿Cómo asegurarse de que no se hayan incorporado grandes porciones de roca de caja dentro de las

cámaras? Las pruebas acerca del control de las estructuras frágiles sobre el ascenso del magma son concluyentes. La presencia de xenolitos abundantes en ciertos casos, implica fricción contra las paredes del conducto. Es inevitable que la creación del espacio que conlleva al emplazamiento de las cámaras acarree la incorporación y asimilación de porciones de la caja al magma original (p.e. Best y Christiansen, 2001).

En conjunto, se aprecia una interacción íntima entre los procesos volcánicos y los estructurales en una relación que se retroalimenta entre sí. Es decir, el magmatismo eleva los gradientes térmicos regionales diminuyendo la resistencia de la litósfera a la deformación (Buck, 2004), mientras que la extensión frágil de los niveles corticales superiores propicia el ascenso de los productos volcánicos hasta la superficie.

La actividad magmática es un fenómeno ampliamente reconocido en las primeras etapas de apertura de las cuencas extensionales (Bott, 1995; Sengör, 1995; Condie, 1997; Ziegler y Cloething, 2004). Su rol como motor de los mecanismos de apertura es crucial (Kuznir y Park, 1987 y Buck, 2004), y por eso es preciso resaltar dicho aspecto en el marco de la Cuenca Neuquina. Los procesos magmáticos previos y sincrónicos con el comienzo de la extensión elevan el gradiente geotérmico regional disminuyendo de esa manera la resistencia mecánica de la litósfera (Kuznir y Park, 1987 y Buck, 2004). Se trata de un proceso que promueve la ruptura de la litósfera dentro de un marco tectónico extensional. Los estudios desarrollados en cuencas con una profusa actividad volcánica (p.e. Rift de Etiopía) revelan que la extensión es acomodada por fallamiento e intrusión de diques en la corteza frágil superior y por la intrusión de grandes cámaras magmáticas en la corteza dúctil inferior (Keranen *et al.*, 2004). De todos modos, también se han observado discrepancias en el comienzo del volcanismo y la extensión dentro de una misma región (Morley *et al.*, 1999a). La actividad volcánica precede al proceso de extensión que estructura a las cuencas del Rift Africano Oriental (Morley *et al.*, 1999a). Sin embargo, en algunas de estas cuencas el desarrollo del volcanismo se registra con posterioridad al comienzo del fallamiento directo (Morley *et al.*, 1999b y Wescott *et al.*, 1999). La fuerte interacción entre los procesos magmáticos y tectónicos extensionales durante la fase de sinrift se da en una relación de mutua retroalimentación. Las estructuras proporcionan la permeabilidad necesaria para que los magmas atraviesen la corteza superior y lleguen a la superficie, mientras que la anomalía térmica asociada al magmatismo propicia el proceso global de extensión.

El área ocupada por los dos depocentros precuyanos estudiados en esta contribución es demasiado pequeña para analizar de manera regional el vínculo entre el magmatismo y la estructuración de la Cuenca Neuquina. Sin embargo, es importante destacar que las observaciones realizadas constituyen la expresión local del proceso a gran escala. En ese sentido, el control de las estructuras sobre el emplazamiento de los diques volcánicos en las

unidades de acumulación efusivas (lavas mesosilícicas a ácidas y domos y criptodomos ácidos) evidencia la necesidad de un campo de esfuerzos que facilite el ascenso del magma hacia la superficie. El desarrollo de un magmatismo previo al comienzo de la extensión en la Cuenca Neuquina se corresponde con el del Grupo Choiyoi, hacia el norte (Llambías y Sato, 1995), y es muy probable su vinculación con el proceso consiguiente de apertura de los depocentros extensionales (Llambías *et al.*, 2007). Establecer el origen del magmatismo en la etapa previa y durante la extensión no constituye uno de los objetivos de esta tesis pero es básico destacar su presencia en relación a los procesos de estructuración original de la Cuenca Neuquina. Se recalca la necesidad de llevar a cabo estudios petrológicos de detalle en los diversos depocentros precuyanos a fin de poder conocer mejor esta variable fundamental durante el proceso de extensión.

6.3.3 – Las estructuras y los sistemas sedimentarios

El control de las estructuras extensionales sobre los sistemas sedimentarios de los ciclos Precuyano y Cuyano es evidente en los dos depocentros estudiados. No sólo el efecto de las escarpas labradas sobre los planos de las fallas directas condiciona el emplazamiento y las direcciones de transporte de los sistemas sedimentarios. Los patrones de subsidencia y el estilo del fallamiento poseen también un carácter decisivo en la evolución de tales sistemas.

En el depocentro 1 la sedimentación está condicionada por la evolución del paisaje volcánico durante el Ciclo Precuyano. Los sistemas aluviales volcaniclásticos y depósitos piroclásticos retrabajados se asocian a la presencia de zonas con pendiente sobre aparatos y depósitos volcánicos (Láminas 5.2, 5.4 y 5.5). La actividad volcánica posee una dinámica mucho mayor que la de los procesos epiclásticos. Por eso, la respuesta de las unidades epiclásticas ante la generación de relieve a partir del fallamiento extensional no se evidencia en su composición. El efecto de las estructuras se ve enmascarado por el desarrollo del ambiente volcánico en general. Sin embargo, las diferencias en el patrón del relleno, los cambios de espesor y especialmente su desarrollo completo dentro del mismo depocentro son un claro testimonio del poder limitante de la estructuración extensional sobre su evolución general (Lámina 5.10). Concretamente, son los sistemas piroclásticos los que mejor denotan este aspecto. En particular se nota en la distribución de las secuencias piroclásticas 1b. Su aparición se da a lo largo de todo el depocentro con un volumen mínimo aflorante de 3,92 km^3, pero que extendido al área completa del depocentro 1 se aproxima a los 20,54 km^3. Los niveles intereruptivos registrados en esta unidad advierten sobre la existencia de más de un episodio explosivo durante su

depositación. Sin embargo, la preservación de los espesores hallados dentro del depocentro 1 sólo se explica por una subsidencia continua durante toda la depositación de la unidad. Aunque el límite en su propagación se observa en las estructuras de borde e internas en la localidad LAO (Lámina 5.12), existen indicios para entender que las corrientes piroclásticas responsables de la generación de esta unidad traspasaron los límites mismos del depocentro 1. En el depocentro 2 la presencia de las secuencias piroclásticas 2 se da en una posición estratigráfica coincidente (Lámina 5.21). De acuerdo a la magnitud posible de las explosiones volcánicas y a la falta de otras manifestaciones de ese tipo en el depocentro 2 es muy probable la vinculación directa entre ambas unidades. Además, los grandes bloques de composición ignimbrítica hacia el tope del abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados no pueden haber sido transportados largas distancias (Sección 4.2.8, lámina 4.65). El material que los constituye es sumamente deleznable. La opción más viable para explicar su presencia es por caída, como ocurre con los bloques graníticos desprendidos desde el *horst*. Para que ello ocurra, las corrientes piroclásticas deben superar la escarpa del borde del depocentro 1 y depositarse sobre el alto de basamento. El único registro preservado de la actividad piroclástica fuera del depocentro 1 en dicho momento corresponde a las secuencias piroclásticas 2. Al contrario de las secuencias piroclásticas 1b, éstas no poseen una gran dispersión areal sino que se concentran únicamente dentro del graben de la localidad CTL. Todas las evidencias apuntan a que el depocentro 2 se trata de una entidad de acumulación cerrada durante el Ciclo Precuyano. Carece de redes fluviales integradas que puedan salir de dicho depocentro y transportar material hacia fuera del mismo. El volumen de las secuencias piroclásticas 2 es equivalente entonces, a la totalidad del material que ingresó desde el depocentro 1 durante las explosiones volcánicas hacia el final del Ciclo Precuyano. La falta de registro sobre el *horst* se explica por su situación de alto topográfico y consiguientemente, un potencial de preservación muy bajo. Teniendo en cuenta el contraste de volúmenes entre las secuencias piroclásticas alojadas en uno y otro depocentro, se entiende que la subsidencia provocada por el desplazamiento de las fallas directas del depocentro 1 acompaña en todo momento a la depositación desde las corrientes piroclásticas. El espacio de acumulación así generado es suficiente para albergar a la mayor parte del volumen de los depósitos, siendo comparativamente muy poco lo que desborda.

La actividad del fallamiento extensional en el depocentro 1 se detiene completamente luego de los eventos pircolásticos (Lámina 5.10). Los primeros depósitos encontrados por encima, consisten en sistemas epiclásticos y calizas marinos someros. Estos cubren las trazas de las fallas internas del depocentro, sin evidenciar resaltos topográficos como escarpas o flexuras. Incluso hacia el borde suroccidental en LAO se aprecia cómo las calizas apoyan directamente sobre el basamento del *horst*, en relación de *onlap* (Lámina 5.12). La topografía del techo

precuyano es irregular pero más o menos llana a lo largo de toda el área de acumulación. Las sedimentitas cuyanas cubren completamente al sector ocupado originalmente por el relleno precuyano en el depocentro 1 y transgreden sus límites sobre el basamento. El depocentro 1 deja de ser una entidad de acumulación totalmente estructurada y prácticamente cerrada como lo es durante el Ciclo Precuyano, para pasar a ser un área aplanada sin actividad extensional a partir del Ciclo Cuyano.

En el depocentro 2 se desarrollan vastos sistemas sedimentarios aluviales hacia el final del Ciclo Precuyano (Láminas 5.13 a 5.16). Su evolución se ve directamente condicionada por la estructuración del depocentro y las variaciones en la dinámica del desplazamiento de las fallas y la subsidencia de los bloques internos. La propia compartimentalización del depocentro 2 define dos espacios distintos de acumulación. Uno consiste en el sector comprendido contra el margen activo, nororiental, y el otro dentro del graben en CTL, hacia el sector central del depocentro (Láminas 5.13 y 5.23). En el primer caso, se desarrolla un abanico aluvial dominado por flujos de detritos contra la escarpa de las fallas de borde. Su disposición es transversal a las estructuras, alimentado por una red de drenaje establecida sobre el basamento granítico del *horst* y las lavas mesosilícicas a ácidas derramadas contra la escarpa. La implantación de dicho sistema aluvial evidencia la existencia de una escarpa pronunciada contra el margen del depocentro. La subsidencia del bloque colgante es mayor que el aporte de detritos, por lo que el sistema no prograda hacia el interior del depocentro (Blair y Bilodeau, 1988 y Gordon y Heller, 1993). Sobre el mismo, discordantemente, se desarrolla luego otro abanico aluvial, pero longitudinal a las estructuras del borde y dominado por flujos hiperconcentrados. Al contrario de lo que sucede en el caso anterior, su red de drenaje se encuentra sobre el bloque colgante. La geometría del abanico muestra una dirección de transporte hacia el sureste, ocurriendo lo mismo con su sentido de progradación. Estos dos sistemas aluviales contrastantes no se dan de manera sincrónica, y su sucesión en el tiempo se origina en las variaciones ocurridas en el desplazamiento de las fallas de borde. El primer abanico denota una alta tasa de desplazamiento de las fallas extensionales, baja tasa de aporte y un bloque piso elevado. El segundo abanico se corresponde con un desplazamiento de las fallas directas asimétrico, creciente hacia el sureste, una taza de aporte moderada a alta y un bloque piso relativamente bajo con respecto al bloque colgante. Básicamente, las diferencias se deben al cambio en la dinámica del desplazamiento de las fallas desde simétrico a asimétrico, creciente hacia el sureste (Lámina 5.16). Esto provoca el basculamiento del bloque piso también hacia el sureste y consecuentemente, el levantamiento del bloque colgante hacia el noroeste. La diferencia topográfica entre los bloques piso y colgante se vuelve menos pronunciada, sobre todo hacia el noreste. La red de drenaje se ubica sobre las partes más altas del bloque colgante, hacia el

noroeste, y se conduce de manera paralela al borde del depocentro 2. El gradiente desarrollado sobre el bloque colgante es mucho menor que la pendiente de la escarpa de falla durante el primer caso. Por eso, el segundo sistema posee mayores posibilidades de progradación que el primero (Eliet y Gawthorpe, 1995).

Hacia el interior del depocentro 2, las condiciones de depositación son muy diferentes a las registradas contra el borde activo en ECM. El graben de CTL se estructura sobre el techo de las lavas mesosilícicas a ácidas, constituyendo un área deprimida muy restringida arealmente (Láminas 5.17 a 5.22). Mientras se suceden los abanicos aluviales mencionados contra el margen activo, en CTL se desarrollan sistemas aluviales volcaniclásticos. Su espesor es reducido sobre el hombro occidental del graben incrementándose notablemente en el interior del mismo. El hombro oriental es un alto que mayormente no registra depósitos precuyanos por encima (Lámina 5.18) y constituye el límite entre las dos áreas de acumulación en el depocentro 2 (Lámina 5.23). El relleno del graben es sincrónico con la extensión y longitudinal a las estructuras, con su dirección de transporte hacia el sureste (Láminas 5.21 y 5.22). Las asociaciones litofaciales observadas hacia el tope de los sistemas aluviales volcaniclásticos son coincidentes con las del abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados. Se evidencia que el basculamiento del bloque colgante hacia el sureste es un fenómeno extendido en toda el área interna al depocentro 2. El desarrollo completo de las secuencias piroclásticas 2 en el interior del graben en CTL indica el fuerte control de las fallas directas en la creación del espacio de acumulación y la conducción de las corrientes piroclásticas. Este graben constituye una zona de acumulación muy restringida pero de gran actividad durante las etapas póstumas del Ciclo Precuyano. Su evolución estructural acompaña a la mecánica observada contra el margen activo del depocentro 2 (Lámina 5.23).

La transgresión marina del Ciclo Cuyano posee características muy particulares en el depocentro 2. Hacia el borde activo, el abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados revela su pasaje transicional con los sistemas deltaicos gravosos en ECM (Sección 4.2.10). El pasaje de uno a otro sistema sedimentario se debe a la irrupción del ambiente marino en el espacio de acumulación del depocentro 2. Las condiciones de energía, los procesos de transporte, la procedencia y las direcciones del drenaje son prácticamente coincidentes en ambos sistemas (Láminas 5.15 y 5.16). Esto demuestra que las áreas de aporte y los gradientes permanecen invariables en esta región durante la transgresión marina. Los cambios observados provienen directamente del ascenso del mar y no están relacionados con la actividad de las estructuras del depocentro 2 durante las primeras manifestaciones cuyanas en el área. La unidad de sistemas deltaicos gravosos es longitudinal al borde activo del depocentro en ECM y a las fallas del graben en CTL (Láminas 5.13, 5.16 y 5.22). Ambas localidades siguen aisladas

durante esta etapa por el alto que conforma el borde oriental del graben (Lámina 5.23). De todas maneras, coinciden en la posición de las áreas de aporte, los procesos y la dirección de transporte, la procedencia y su disposición con respecto a las estructuras extensionales. En CTL los sistemas deltaicos gravosos se disponen directamente por encima de las secuencias piroclásticas 2 en el interior del graben y por sobre los sistemas aluviales volcaniclásticos y las lavas mesosilícicas a ácidas en el hombro occidental. De esta manera, no es posible observar una transición en el pasaje del Ciclo Precuyano al Cuyano tal como se manifiesta en ECM. Luego de esto, un nuevo evento extensional provoca variaciones drásticas y rápidas en el depocentro. Los sistemas deltaicos gravosos en ECM son totalmente inundados, cubiertos por los depósitos de decantación típicos de los sistemas de costa afuera, mientras que en CTL persisten. En ECM la subsidencia mecánica del bloque colgante deja a todo el sustrato por debajo del efecto de olas de tormenta. Los sistemas en CTL se encuentran aislados en una situación más somera. El graben continúa su estructuración, siendo evidente en los depósitos inferiores los cambios locales en la geometría y las direcciones de transporte producidos por el efecto del fallamiento (Lámina 5.22). Los sistemas deltaicos gravosos en CTL rellenan completamente el espacio generado dentro del graben, extendiéndose por encima del hombro occidental. La dirección predominante de progradación y transporte sigue siendo hacia el sureste, longitudinalmente a las estructuras del graben. El cese en la actividad extensional del graben se observa en sus fallas ciegas y la conformación de flexuras monoclinales sobre las mismas, que afectan a los últimos depósitos de los sistemas deltaicos gravosos en CTL.

No puede atribuirse un origen estructural a la ingresión del mar al depocentro 2, pero sí se observa un control de la actividad extensional en su subsecuente evolución (Láminas 5.13 a 5.16, 5.22 y 5.23). El aislamiento de las localidades ECM y CTL se incrementa durante esta etapa. La subsidencia del bloque colgante en ECM es muy marcada y súbita, el sistema deltaico no tiene posibilidades de reajustarse a las nuevas condiciones y toda el área adyacente al borde activo del depocentro queda totalmente inundada. Es característico el pobre desarrollo o la total ausencia de depósitos transgresivos durante este tipo de incrementos para los sistemas de deltas longitudinales a los bordes de los depocentros de rift (Gawthorpe *et al.*, 2003). Los bloques internos al depocentro 2, en la localidad CTL no experimentan una subsidencia tan marcada para este mismo momento. De hecho, experimentan condiciones someras durante un período más largo, durante el cual la actividad estructural del graben tiende incluso a desaparecer. Como ya ha sido explicado, el basculamiento de los bloques internos hacia el sureste se lleva a cabo a través de un sistema de fallas directas de rumbo noreste-suroeste hacia el borde suroriental del depocentro 2 (en la localidad MIB). De esa manera, dicha dirección en la inclinación de los bloques internos genera sobre ese borde la existencia de escarpas con

pendiente hacia el interior del depocentro. Las zonas más someras entonces, son las que se encuentran hacia el noroeste, donde se desarrollan los sistemas deltaicos gravosos, mientras que las de mayor batimetría corresponden a los del borde suroriental, donde se desarrollan sistemas de remoción en masa submarinos de la localidad MIB (Lámina 4.80). En ECM la depositación de los sistemas de remoción en masa submarinos se produce conformando un gran cuerpo de disposición longitudinal al borde del depocentro y acuñado hacia el sureste (Láminas 5.13 a 5.16). Su composición característica, con clastos de granito predominantes, proviene de los altos de basamento que constituyen el margen activo del depocentro. La actividad extensional produce escarpas pronunciadas sobre el basamento, la generación de espacio es mayor que el aporte de detritos y los sistemas se concentran en las adyacencias del borde, sobre un bloque colgante basculado hacia el sureste. En CTL el registro de los sistemas de remoción en masa submarinos se circunscribe a dos lóbulos hallados justo en el techo de los sistemas deltaicos gravosos y la base de los sistemas de costa afuera (Lámina 5.18). La irrupción de los sistemas de costa afuera en CTL es también abrupta. El pasaje es totalmente neto y no puede vincularse con la estructuración del graben en CTL, ya que ésta cesa hacia el tope de los sistemas deltaicos gravosos. Esta nueva etapa de inundación para CTL se debe a la subsidencia generalizada dentro de toda el área interna al depocentro 2, que queda por debajo del nivel de olas de tormenta (Lámina 5.23). No se descarta la influencia de un posible asenso eustático en asociación a la actividad extensional desarrollada (p.e. Howell y Flint, 1996), pero no resulta cuantificable en este caso. La presencia de los sistemas de remoción en masa submarinos en CTL denota la desaparición de la barrera estructural conformada por el hombro oriental del graben. Los productos de la degradación de la escarpa de basamento conformada por el borde nororiental del depocentro 2 alcanzan posiciones internas. En esta etapa se evidencia una reorganización estructural del depocentro. La deformación se concentra sobre el borde nororiental, dejando expuestas las escarpas de basamento. En el borde suroriental en cambio, toda el área correspondiente a la localidad MIB queda inundada y los sistemas de costa afuera ya se depositan encima de los antiguos altos de basamento que limitaban al depocentro.

Durante la depositación de la base del Ciclo Cuyano en esta área de la Cuenca Neuquina se observan cambios fundamentales en la estructuración extensional. La transgresión marina coincide en este sector con el cese de la actividad volcánica. El Ciclo Cuyano se desarrolla completamente bajo un régimen epiclástico o químico carbonático en ambiente marino. La superposición de la actividad extensional con un ascenso relativo del nivel del mar provoca patrones de relleno complejos en los depocentros. La evolución de las secuencias es muy variable de acuerdo a su posición con respecto a las estructuras (Leeder y Gawthorpe, 1987; Hardy y Gawthorpe, 1998; Gawthorpe y Leeder, 2000; Gawthorpe *et al.*, 2003 y Jackson *et al.*,

2005). La subsidencia mecánica de los bloques modifica las condiciones transgresivas regionales generando respuestas distintas en la sedimentación local (Howell y Flint, 1996; Gawthorpe *et al.*, 1997; Carr *et al.*, 2003; Sharp *et al.*, 2000a y 2000b e Young *et al.*, 2003). Estas variaciones implican la necesidad de análisis pormenorizados y de detalle en las secuencias marinas a fin de no confundir entre las respuestas a la transgresión regional y las condiciones del relleno local. En el caso estudiado, dichas diferencias se advierten al comparar la situación del ámbito correspondiente al depocentro 1 con el del depocentro 2 en tiempos cuyanos (Láminas 5.10 y 5.13). En el primer caso se registra una sedimentación carbonática somera totalmente ausente en el depocentro 2. La causa radica en la batimetría contrastante de ambos sectores. El depocentro 1 queda totalmente inactivo durante el precuyano y la transgresión se da sobre un sustrato con una topografía relativamente llana, heredada del Ciclo Precuyano. En el depocentro 2 en cambio, la ingresión marina se da sobre una topografía activa, determinada por el fallamiento de los bloques internos. No es posible determinar cuánto de la batimetría experimentada en el depocentro 2 corresponde a un componente eustático y cuánto a la estructuración. Lo que sí queda claro es que existe una influencia rotunda del fallamiento extensional sobre los sistemas sedimentarios generados y su evolución durante la transgresión. Estudios previos (Burgess *et al.*, 2000) denotaron una orientación longitudinal a las fallas del rift en las direcciones de transporte medidas en las depósitos de tipo turbidítico en los sistemas de costa afuera aflorantes dentro del área de tesis y en otras regiones de la Cuenca Neuquina. Dichos estudios son de carácter puramente sedimentológico y asumen que el control de las estructuras es pasivo, tratándose de una topografía heredada de la extensión triásica – jurásica inferior. El análisis de las distintas unidades de acumulación cuyanas aquí presentado demuestra la perduración del proceso de subsidencia mecánica durante el Ciclo Cuyano inferior.

Las cuencas de rift durante su evolución desarrollan diversas instancias de reorganización en las estructuras (Leeder y Gawthorpe, 1987; Gupta *et al.*, 1998; Cowie *et al.*, 2000 y Gawthorpe y Leeder, 2000). Estas pueden darse a nivel interno al depocentro o involucrar varios depocentros. Los eventos de reorganización involucran uniones entre los diversos segmentos de fallas, el crecimiento longitudinal de los depocentros, reconfiguración de las áreas de aporte y subsidencia, la ampliación e integración de los sistemas sedimentarios y sus zonas de acumulación (Schlische, 1992; Anders y Schlische, 1994; Faerseth *et al.*, 1997; Gupta *et al.*, 1998; Morley, 1999c; Dawers y Underhill, 2000; Gawthorpe y Leeder, 2000; Kattenhorn y Pollard, 2001; Young *et al.*, 2001; Gawthorpe *et al.*, 2003b; Bruhn y Vagle, 2005 y Hus *et al.*, 2006). Estos mecanismos son predominantemente internos durante las primeras etapas de la estructuración, pero a medida que la extensión avanza los depocentros comienzan a estar cada

vez más vinculados entre sí (Gupta *et al.*, 1998; Cowie *et al.*, 2000; Dawers y Underhill, 2000; Gawthorpe y Leeder, 2000; Young *et al.*, 2001). La reorganización lleva a que algunos depocentros queden totalmente inactivos y pasen de ser áreas importante de acumulación de relleno a zonas altas que aportan material hacia los depocentros restantes, que se encuentran más integrados y han crecido en tamaño. La subsidencia en los estadíos de rift avanzado es mucho mayor que durante los comienzos (Gupta *et al.*, 1998; Morley, 1999c y Gawthorpe y Leeder, 2000). En la zona de estudio esta situación se aprecia fácilmente al comparar los dos depocentros durante los dos ciclos estratigráficos mencionados. El Ciclo Precuyano se desarrolla en los dos depocentros a lo largo de numerosas etapas de estructuración interna que modifican la configuración de los bloques internos en cada sector. Ambos depocentros se encuentran totalmente aislados entre sí por un alto de basamento con geometría de *horst* que constituye el límite de bordes activos en cada depocentro. Sin embargo, dicha situación cambia totalmente a comienzos del Ciclo Cuyano. El depocentro 1 deja de experimentar la actividad del fallamiento directo quedando las estructuras totalmente fósiles (Lámina 5.10). El depocentro 1 pierde por completo su configuración, formando un solo bloque con el *horst* de basamento. El depocentro 2 continúa su extensión (Lámina 5.13). Luego de una última fase de reorganización en sus bloques internos, el bloque colgante completo experimenta una nueva etapa de subsidencia en la que la deformación se concentra hacia el borde activo del depocentro. Dicho límite ya no se da contra el estrecho *horst*, sino que ahora el bloque piso se encuentra constituido por toda el área del *horst* más el depocentro 1 original. En ese sentido, el Ciclo Cuyano representa en parte una fase avanzada de reconfiguración estructural para este sector de la Cuenca Neuquina. Debe considerarse además el efecto de las condiciones de nivel de mar alto sobre la sedimentación dentro de los depocentros. Como ya fuera explicado, al quedar vastas áreas por debajo del nivel de olas de tormenta, la respuesta regional a dicho fenómeno es la preservación de depósitos de decantación a lo largo de amplias zonas dentro de la cuenca. Este fenómeno está ampliamente reconocido para el Ciclo Cuyano en la Cuenca Neuquina (p.e. Gulisano, 1981 y Gulisano y Pando, 1981). El predominio de los sistemas de costa afuera esconde heterogeneidades propias de la estructuración de cada depocentro (p.e. Young *et al.*, 2001 y Bruhn y Vagle, 2005). En nuestro caso, estas son principalmente advertidas por los sistemas de remoción en masa submarinos hallados en el depocentro 2. Su presencia revela una persistencia en la actividad extensional de la cuenca y el control de las estructuras sobre su dinámica de transporte y acumulación. La subsidencia generalizada que se observa durante el Ciclo Cuyano es real, pero no es por eso de origen termal. Responde a un evento extensional con una configuración de los depocentros diferente a del Ciclo Precuyano al que se superpone un aumento eustático. La actividad de las estructuras se observa en la configuración de los

espacios de acumulación (Vergani *et al.*, 1995) y por los depósitos característicos asociados a la topografía irregular (p.e. sistemas de remoción en masa submarinos contra las fallas activas y sistemas marinos someros sobre los bloques piso de las fallas).

6.4 – Las unidades de sinrift y su estratigrafía formal

Las diversas unidades de acumulación definidas y utilizadas para el análisis tectonoestratigráfico del relleno de sinrift en el área no siguen las divisiones estratigráficas formales vigentes. En el Capítulo 2 se introdujo en el por qué de esta decisión y las ventajas que implica su no utilización. En la presente sección se especificará acerca de las equivalencias reales y las posibles entre las unidades de acumulación y la estratigrafía formal existente en el área.

6.4.1 – Ciclo Precuyano

Los depósitos precuyanos en el área fueron incluidos originalmente en las formaciones Choiyoi y Lapa (Leanza, 1990). Las complicaciones subsecuentes en la denominación Choiyoi (Desarrollada en el Capítulo 1) llevaron a que en trabajos posteriores se tendiera a abandonar la utilización de la Fm Choiyoi y se asignara al conjunto total de las rocas directamente dentro de la Fm Lapa (Franzese y Spalletti, 2001 y Franzese *et al.*, 2006).

Los resultados del presente estudio demuestran que la mayor parte de los procesos que ocurren en los depocentros extensionales de la Cuenca Neuquina no tienen resolución a la escala en la que se encuentran definidas las formaciones dentro del Ciclo Precuyano. Los límites naturales de las unidades internas del relleno de sinrift no coinciden con los de las formaciones. Cada formación incluye unidades de acumulación muy diferentes y con distinto significado tectonoestratigráfico. Además, se ha observado el importante grado de aislamiento de los depocentros durante este ciclo y la imposibilidad de correlacionar las unidades entre uno y otro depocentro. Las variaciones internas son a su vez, muy grandes. Prácticamente resultan inaplicables los conceptos de "sección tipo" y "localidad tipo" (*cf*. Comité Argentino de Estratigrafía, 1992) para un mismo depocentro. Mucho menos, su utilización para varios depocentros. Hay propuestas para definir unidades limitadas por discordancias en el registro de sinrift de la zona (Leanza, 2005 y Llambías *et al.,* 2007), pero no existen mapas ni columnas litológicas de detalle que avalen dichas menciones. De acuerdo a los resultados aquí obtenidos,

no se ha podido verificar la presencia de discordancias de carácter regional dentro del relleno precuyano de los dos depocentros en cuestión. No se descarta tampoco la existencia de eventos tectónicos regionales durante esta etapa de estructuración de la cuenca, pero el mapeo y el análisis de las secciones efectuadas para este trabajo no reconoce discontinuidades de otro tipo más que de carácter local dentro de los depocentros 1 y 2 durante el Ciclo Precuyano. De esta manera, resultan evidentes las complicaciones que surgen a la hora de intentar correlacionar a nivel de formaciones las diferentes unidades rocosas del relleno precuyano a lo largo de la Cuenca Neuquina (p.e. Franzese y Spalletti, 2001 y Llambías *et al.*, 2007). Por tal razón, en esta contribución se prefiere prescindir del ordenamiento estratigráfico formal y utilizar divisiones de mayor detalle que contemplen las particularidades genéticas de los cuerpos de roca, como sucede con las unidades acumulación.

6.4.2 - Ciclo Cuyano

En el caso de las unidades de origen marino se logra una mayor correspondencia entre las unidades de acumulación aquí utilizadas y las formaciones descriptas para el área correspondiente a los depocentros 1 y 2. De tal forma, el conjunto de los depósitos epiclásticos marino someros y las calizas marinas someras coinciden con los afloramientos de la Formación Chachil sobre el depocentro 1 (Leanza, 1990). Los sistemas de costa afuera son más o menos equivalentes con las sucesiones de la Formación Los Molles en la región (Leanza, 1990). Asimismo, la ubicación de los sistemas de remoción en masa submarinos permite incluirlos en dicha formación. El caso de los sistemas deltaicos gravosos es más complicado ya que su litología es contrastante con cualquiera de las unidades formales existentes. Sin embargo, es posible emparentarla desde un punto de vista meramente composicional con la Formación Sierra de Chacaico, aflorante en la contigua Sierra de Chacaico (Volkheimer, 1973 y Leanza, 1990). La procedencia mayoritariamente volcánica en sus detritos es semejante a lo observado para la unidad deltaica y su posición estratigráfica es coincidente. La Formación Sierra de Chacaico es de todos modos, granulométricamente mucho más fina y su depositación ha sido interpretada como de ambiente litoral a nerítico (Volkheimer, 1973). Lo importante de esta comparación es destacar su significado parecido en cuanto a constituir el producto de la degradación del paisaje volcánico precuyano durante la trangresión marina del Ciclo Cuyano. Un estudio mucho más específico de estas dos unidades podría brindar precisiones acerca de la vinculación del depocentros 2 con el de Sierra de Chacaico durante este ciclo sedimentario.

El diferente nivel de correspondencia con las unidades formales observado con respecto a los dos ciclos aquí tratados se debe a la naturaleza misma de cada uno de sus depósitos y el ambiente en el que se desarrollan. No se debe a que las formaciones del Ciclo Cuyano estén mejor definidas ni nada semejante, sino a las diferencias inherentes a la acumulación en el ambiente volcánico precuyano en contraste con uno marino epiclástico como el cuyano. Como ya se describió en las secciones previas, la acumulación en los ambientes volcánicos es sumamente intrincada e involucra procesos y productos muy disímiles en cuanto a los mecanismos de transporte y depositación. La naturaleza del material que compone tales depósitos es muy variada y los contactos entre las unidades son casi por regla, inconformes o discordantes. Todas estas características se ven magnificadas al producirse en el marco de una estructuración extensional que genera depocentros cerrados, aislados entre sí. La transgresión marina cuyana en cambio, implica condiciones de depositación mucho más homogéneas y uniformes a lo largo de amplias regiones de la cuenca. De todos modos, la prolongación areal de algunas formaciones esconde variaciones fundamentales para entender la configuración de los depocentros submarinos.

En conclusión, el empleo de los términos estratigráficos formales no presenta ventajas al estudiar los procesos que ocurren en el sinrift de los dos depocentros aquí evaluados. Su razón radica básicamente en un problema en la escala y la naturaleza de los procesos que ocurren durante esta etapa de la Cuenca Neuquina. Es recomendable entonces, prestar un cuidado particular cuando se realizan consideraciones de carácter regional mediante las formaciones involucradas en el mecanismo de apertura extensional.

6.5 – Historia evolutiva de los depocentros 1 y 2

A fin de condensar los resultados obtenidos acerca de la evolución del relleno de sinrift en los depocentros 1 y 2 se han elaborado esquemas conceptuales donde se resaltan los principales procesos operantes (Láminas 6.1 a 6.7). Se confeccionaron de manera esquemática, resaltando los principales procesos observados, su distribución en el área y orientación con respecto a las estructuras para cada depocentro.

Reconstrucción paleogeográfica - Ciclo Precuyano

- Los depocentros quedan estructuralmente configurados desde el inico del Ciclo Precuyano

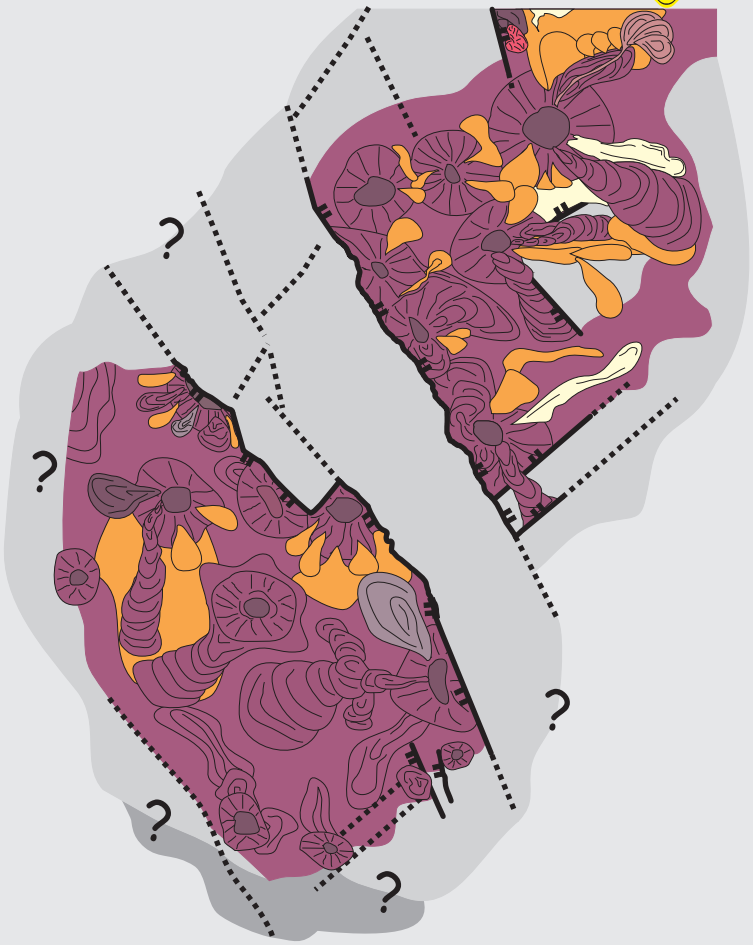
- Un alto de basamento con geometría de horst separa a los depocentros 1 y 2

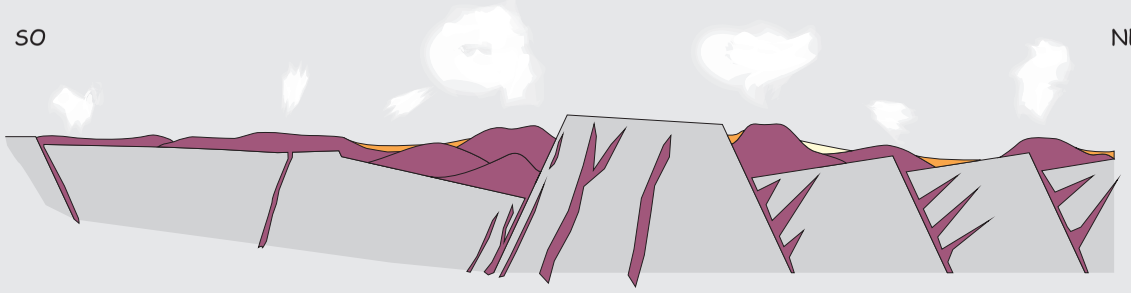
- Los dos depocentros evidencian una profusa actividad volcánica efusiva y el desarrollo de los sistemas aluviales volcaniclásticos a partir de la degradación del relieve volcánico

- Depósitos piroclásticos son registrados dentro del depocentro 1

- La geometría de los bloques internos a los depocentros controlan el emplazamiento y la geometría de los productos efusivos

- Las estructuras extensionales son utilizadas por el magma como vías de ascenso hacia la superficie







Reconstrucción paleogeográfica - Ciclo Precuyano

- La actividad volcánica continúa en el depocentro 1

- Las efusiones de lavas rellenan el paisaje, cubriendo las estructuras internas del depocentro

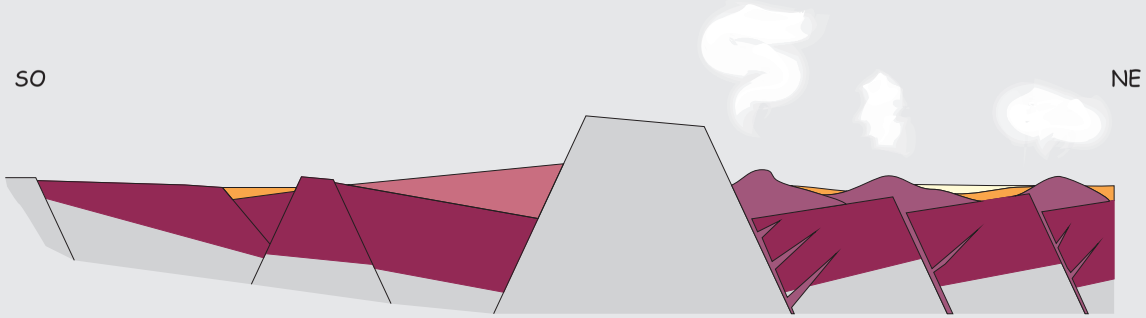
- Los sistemas aluviales volcaniclásticos se depositan sobre las coladas de lava

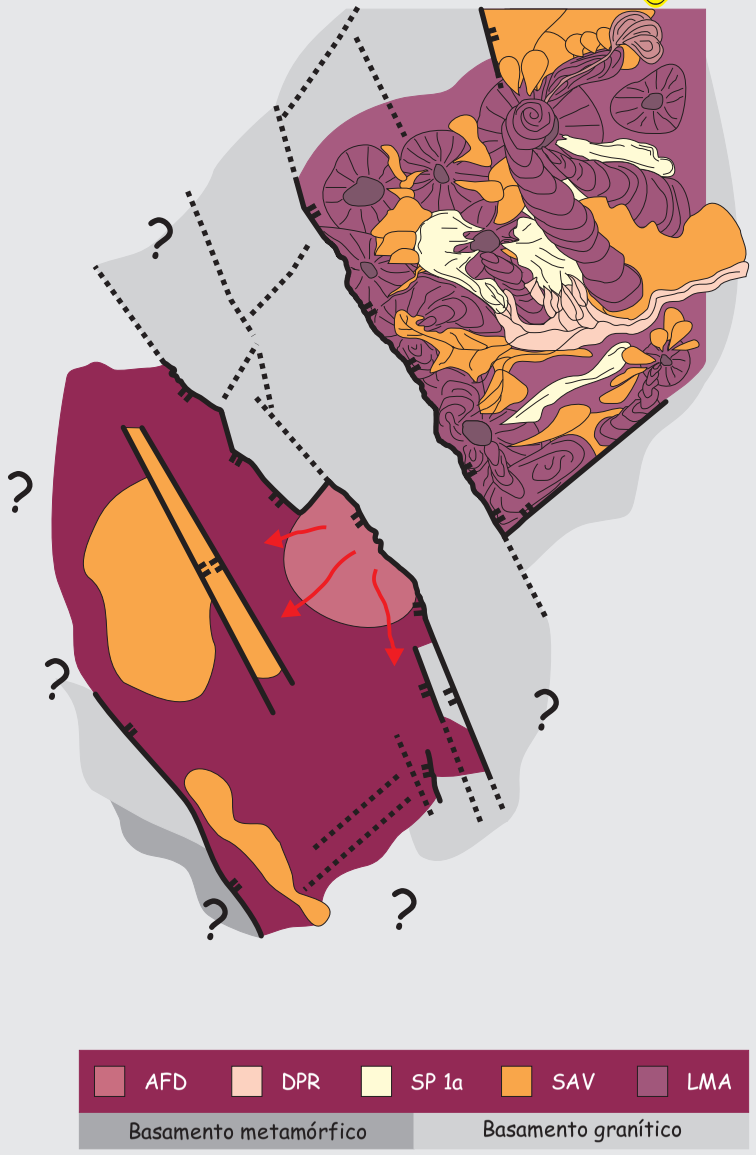
- Los depósitos piroclásticos son retrabajados por acción fluvial y aluvial

- La actividad volcánica cesa en el depocentro 2

- Contra el margen activo se forma un abanico aluvial transversal a las fallas del borde y alimentado desde el horst

- La deformación del bloque colgante origina un estrecho graben hacia la parte media del depocentro que es rellenado por sistemas aluviales volcaniclásticos originados por la degradación del sustrato volcánico





Reconstrucción paleogeográfica - Ciclo Precuyano

- Una nueva fase de extensión se registra dentro del depocentro 1, que controla el ascenso y emplazamiento de los domos y criptodomos ácidos

- La actividad magmática ácida se evidencia también por los grandes volúmenes de las secuencias piroclásticas 1b, que podrían originarse a partir de erupciones en los domos

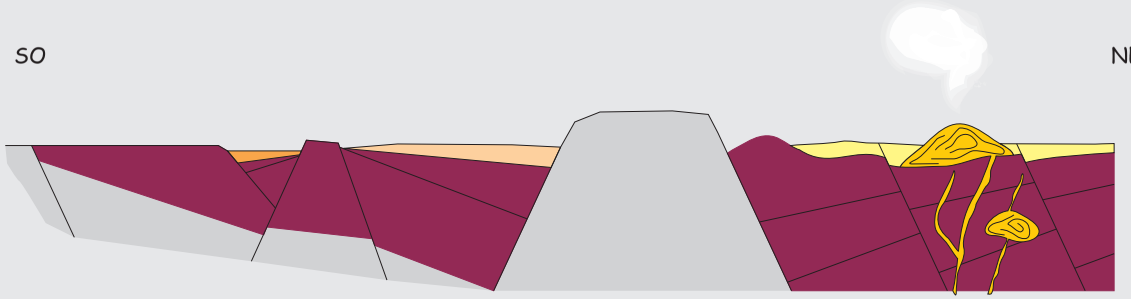
- El fallamiento interno al depocentro afecta a las porciones inferiores de las secuencias piroclásticas 1b

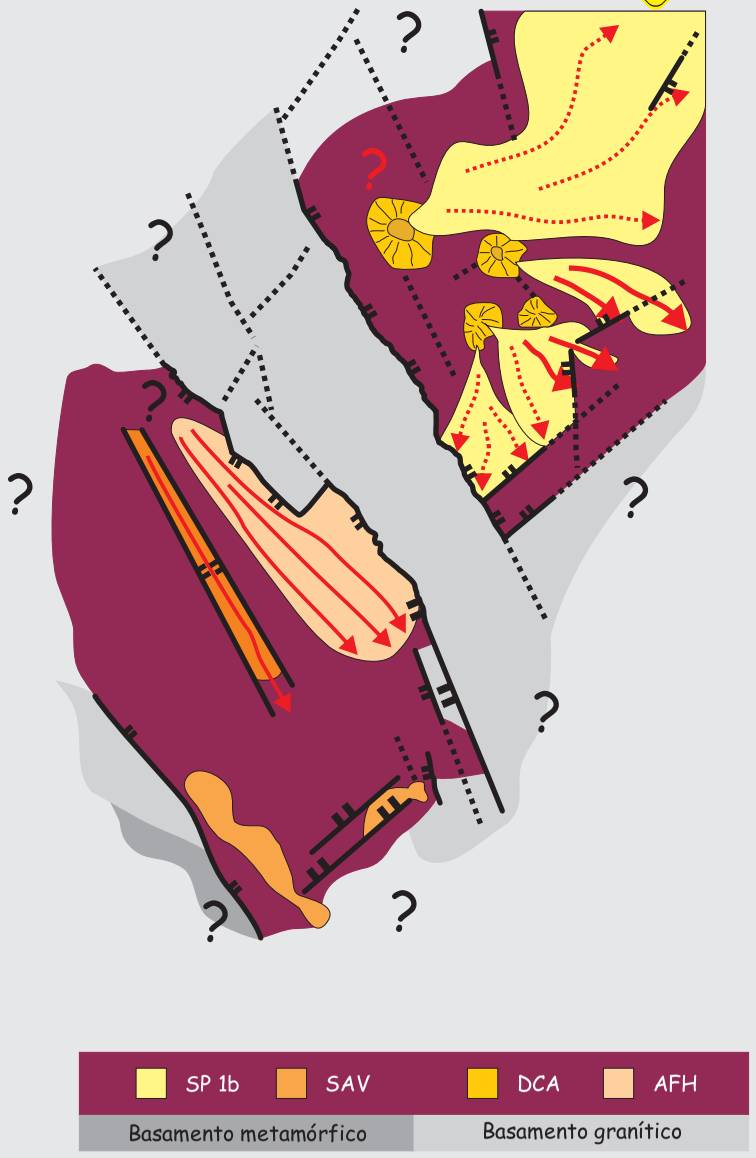
- En el depocentro 2 el desplazamiento de las fallas de borde se hace asimétrico, incrementándose hacia el sureste

- Un sistema de fallas directas noreste - suroeste acomoda en el margen suroriental el desplazamiento diferencial del bloque colgante a lo largo de las fallas de borde y su consecuente basculamiento hacia el sureste

- Se origina un abanico aluvial ongitudinal al borde y alimentado desde el interior del depocentro

- Los sistemas aluviales volcaniclásticos que rellenan el graben en el interior del depocentro 2 se transportan longitudinalmente a sus estructuras, también hacia el sureste





Reconstrucción paleogeográfica - Ciclo Precuyano

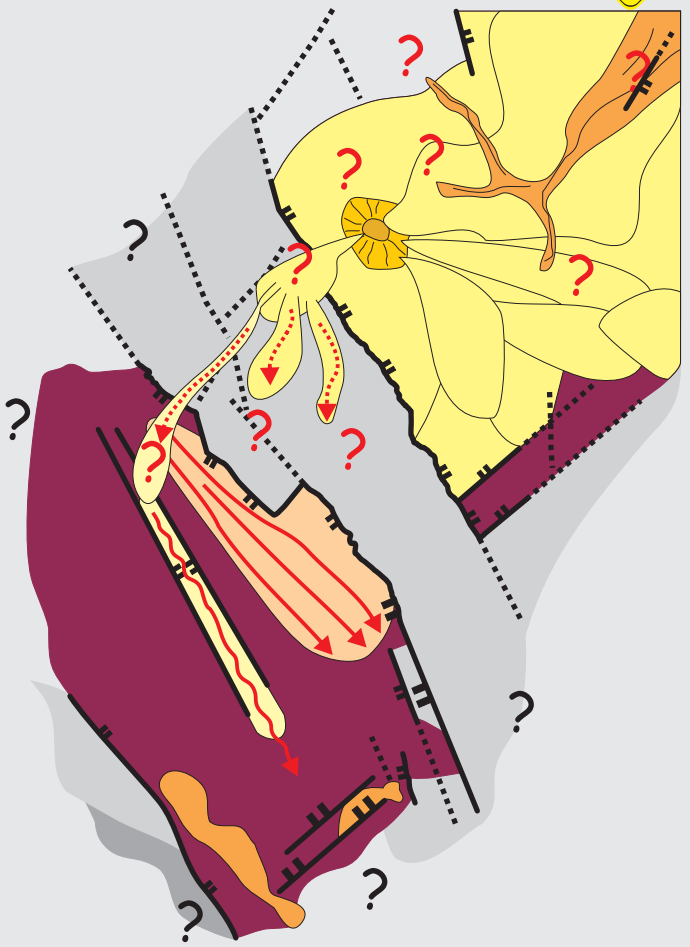
- Las erupciones continúan en el depocentro 1, cubriendo completamente su interior

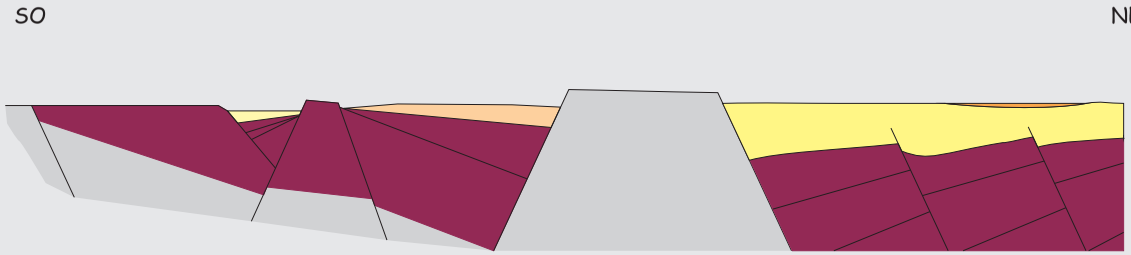
- La deformación del bloque colgante cesa y el fallamiento directo no llegan a afectar las porciones superiores de las secuencias piroclásticas 1b

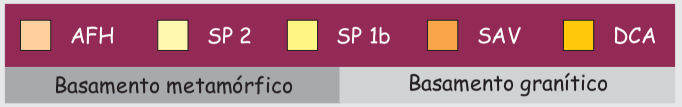
- Durante los períodos intereruptivos se registran depósitos aluviales intercalados en las secuencias piroclásticas 1b

- Se presume que las corrientes piroclásticas llegaron a sobrepasar el horst y transportarse a lo largo del graben interno al depocentro 2

- Los depósitos piroclásticos sobre el horst habrían aportado los grandes bloques ignimbríticos hallados hacia el tope del abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados







Reconstrucción paleogeográfica - Ciclo Cuyano

- La actividad volcánica cesa completamente en el área

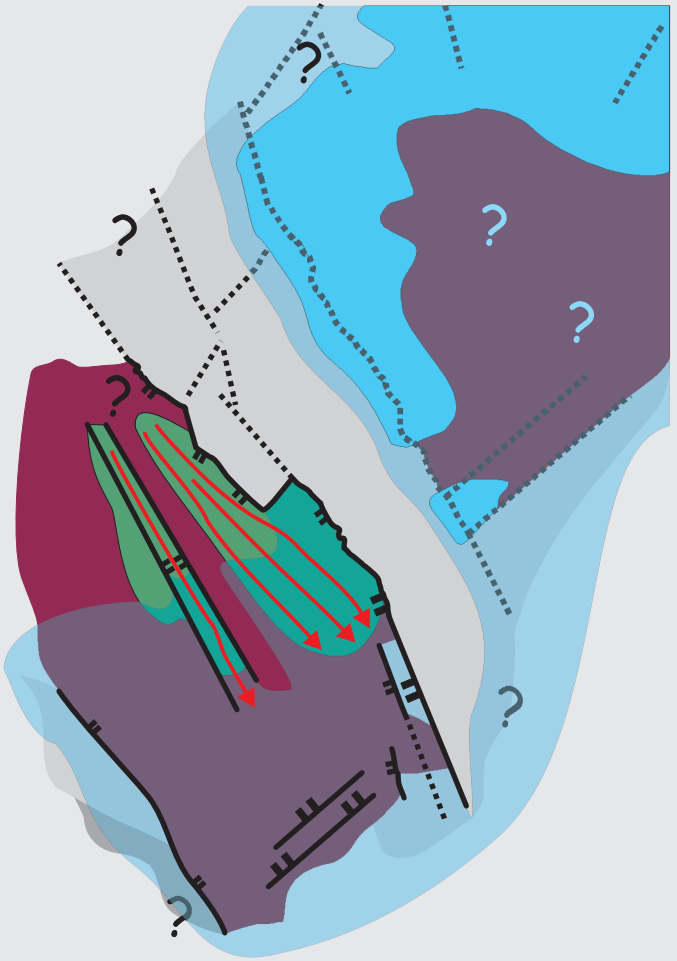
- Un ascenso del nivel eustático produce el ingreso del mar en ambos depocentros

- El sistema de fallas extensionales del depocentro 1 queda completamente inactivo y el depocentro pierde su identidad. Queda configurado como un área relativamente llana y alta adosada de manera solidaria al bloque de basamento que constituía el horst

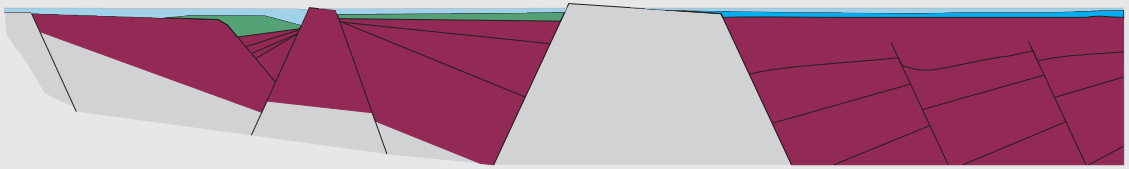
- El ingreso del mar sobre el área del antiguo depocentro 1 genera por erosión del sustrato precuyano depósitos epiclásticos marino someros

- El accidentado relieve heredado por la estructuración previa del depocentro 2 genera áreas con muy diferente batimetría dentro del mismo depocentro

- El basculamiento de los bloques colgantes hacia el sureste propicia el desarrollo de sistemas deltaicos gravosos a lo largo de las estructuras de borde del depocentro 2 y de las del graben en su interior



SO NE





Reconstrucción paleogeográfica - Ciclo Cuyano

- La estructuración del depocentro 2 continúa, generando así diferencias fundamentales en las condiciones de depositación dentro del ambiente marino en el área

- El conjunto depocentro 1 + horst pasan a constituir el bloque piso del sistema de fallas de borde del depocentro 2

- Una nueva fase de deformación produce una fuerte subsidencia en el bloque contra el margen activo inundándolo completamente por debajo del efecto de olas de tormenta

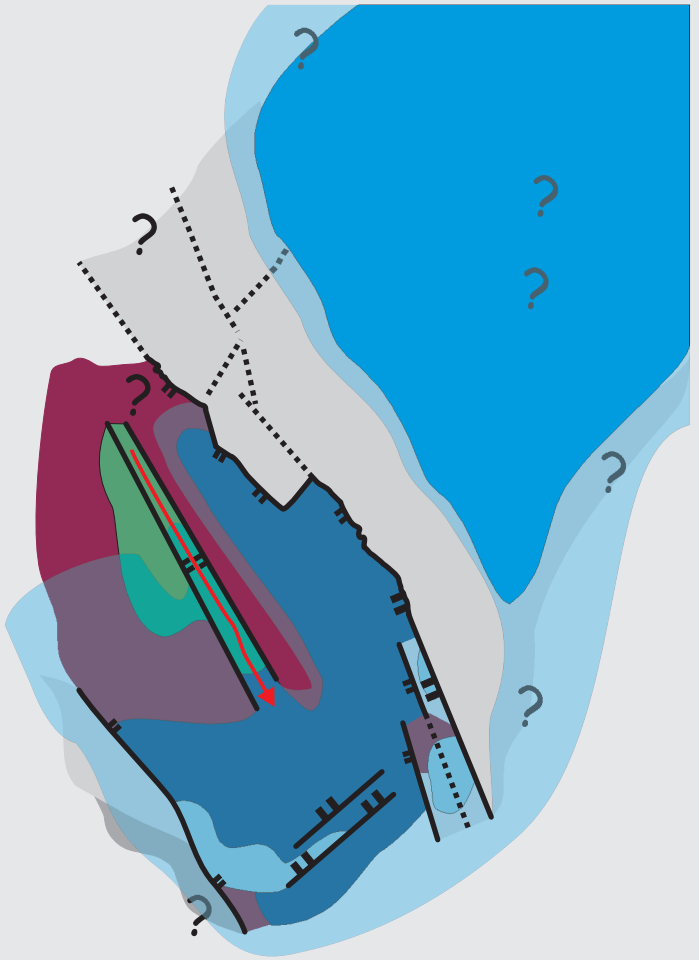
- Contra las escarpas de los bordes suroriental y suroccidental del depocentro 2 se depositan sistemas de remoción en masa submarinos sobre el sustrato precuyano

- La estructuración del graben en el interior comienza a disminuir en magnitud

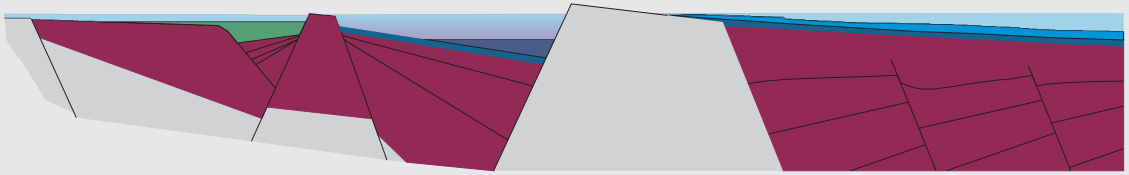
- El hombro oriental del graben sigue constituyendo una barrera interna aislándolo del sector adyacente al borde activo

- En el graben y sobre su hombro occidental continúa la depositación de los sistemas deltaicos gravosos

- El área correspondiente al antiguo depocentro 1 y al horst se encuentra en una situación elevada, con poco aporte detrítico, que propicia el desarrollo de calizas marinas someras



SO NE





Reconstrucción paleogeográfica - Ciclo Cuyano

- El aumento en el nivel del mar inunda completamente el área, constituyendo un ambiente marino dominado por decantación hemipelágica

- Se produce una nueva fase de subsidencia mecánica en el depocentro 2

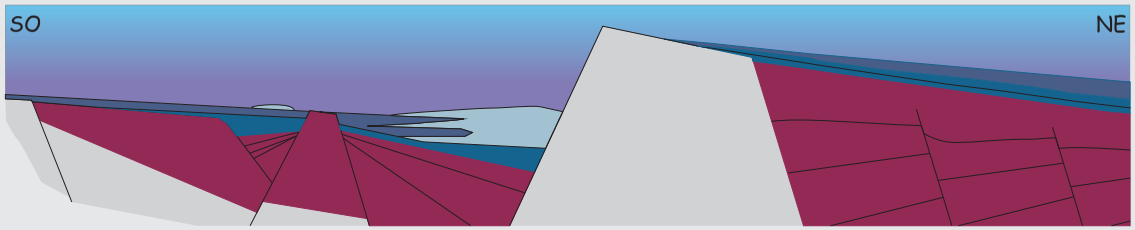
- Las estructuras internas al depocentro 2 se tornan inactivas

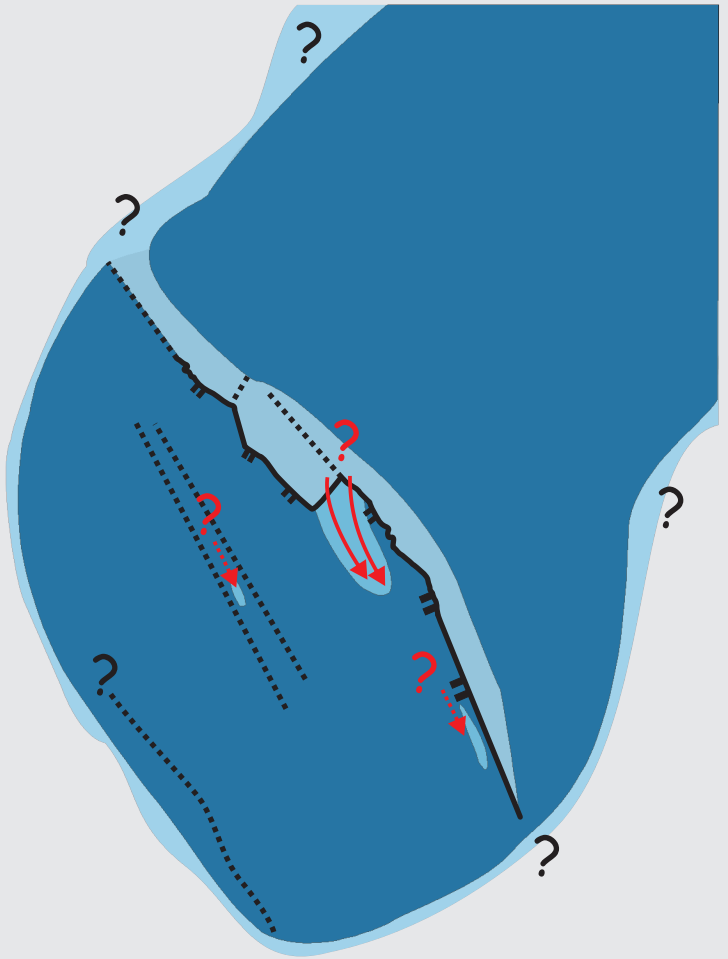
- La deformación se concentra hacia el margen nororiental con el desplazamiento del bloque colgante completo

- La presencia de grandes escarpas sobre el basamento granítico y las inestabilidades producidas durante la estructuración generan sistemas de remoción en masa subácueos

- La dirección de transporte de los sistemas de remoción en masa subácueos es longitudinal a las estructuras del borde del depocentro 2

- Durante el Ciclo Cuyano se produce luna total reconfiguración de los depocentros precuyanos originales







Capítulo 7- Conclusiones

A continuación se enuncian los resultados más sobresalientes del presente trabajo de tesis doctoral:

Se corrobora la existencia de un relleno de sinrift en el área de estudio, conformado conjuntamente por las formaciones Lapa, Chachil y Los Molles, ocupando un espacio dentro de depocentros extensionales cuyas estructuras se encuentran invertidas en diferente grado por eventos compresivos posteriores.

El desarrollo de las sucesiones de sinrift responde a una compleja interacción de procesos de acumulación en continua interacción con la deformación extensional del Triásico superior - Jurásico inferior.

Durante la etapa de sinrift se define al principio un ambiente volcánico bajo condiciones de depositación continental para el Ciclo Precuyano, seguido por la transgresión marina del Ciclo Cuyano y un cese generalizado de la actividad volcánica en el área.

Se reconoce en el área de estudio la existencia de dos depocentros extensionales, con geometría de graben, separados por un alto de basamento con geometría de *horst*. El depocentro 1 es un graben más o menos simétrico cuya actividad extensional finaliza durante la transición del Ciclo Precuyano al Ciclo Cuyano. El depocentro 2 en cambio, es un graben fuertemente asimétrico que experimenta una actividad continua de las estructuras extensionales durante todo el Ciclo Precuyano y buena parte del Ciclo Cuyano inferior. Cada uno de los depocentros posee una historia evolutiva distinta definida fundamentalmente por las propias diferencias estructurales, dinámica de la subsidencia y la manifestación de la actividad volcánica.

El relleno de sinrift se compone de rocas sedimentarias epiclásticas, químicas carbonáticas, piroclásticas y lávicas. Su análisis litofacial permitió identificar 23 litofacies diferentes para las rocas epiclásticas, 5 para las rocas químicas carbonáticas, 17 para las rocas piroclásticas y 7 para las lávicas. Las diversas combinaciones litofaciales observadas se corresponden con asociaciones litofaciales que se sintetizaron en los siguientes tipos para el caso de las rocas epiclásticas: Sistemas aluviales dominados por flujos de detritos (A1), sistemas

aluviales dominados por flujos hiperconcentrados (A2), sistemas aluviales dominados por flujos tractivos no encauzados (A3), sistemas aluviales mixtos con igual participación de flujos de detritos e hiperconcentrados (A4), secuencias fluviales con canales gravosos con organización interna (F1), secuencias fluviales con canales gravosos a gravosos finos sin organización interna (F2), secuencias deltaicas gravosas (D), secuencias marinas abiertas (M), secuencias de remoción en masa submarinas (R) y secuencias de tipo turbidítico (T). Las rocas calcáreas se reunieron en secuencias calcáreas marinas someras (C). Entre las rocas piroclásticas se diferenciaron sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad no diluidas (I 1), sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad totalmente diluidas (I 2) y sucesiones depositadas a partir de corrientes piroclásticas de densidad complejas (I 3). Las rocas lávicas se distinguieron en doladas y coladas dómicas (VC), domos (VD) y criptodomos (VR).

El relleno de sinrift fue dividido en las siguientes unidades de acumulación: Lavas mesosilícicas a ácidas (LMA), domo de autobrechas (DAB), domos y criptodomos ácidos (DCA), sistemas aluviales volcaniclásticos (SAV), secuencias prioclásticas 1a (SP 1a), secuencias piroclásticas 1b (SP 1b), secuencias piroclásticas 2 (SP 2), depósitos piroclásticos retrabajados (DPR), abanico aluvial dominado por flujos de detritos (AFD) y abanico aluvial dominado por flujos hiperconcentrados (AFH) para las unidades internas al Ciclo Precuyano y en sistemas marinos someros (epiclásticos marinos someros - EMS y calizas marinas someras - CMS), sistemas deltaicos gravosos (SDG), sistemas de costa afuera (SCA) y sistemas de remoción en masa submarinos (SRMS) para las unidades internas al Ciclo Cuyano.

Los principales controles geológicos sobre la acumulación del relleno de sinrift son de origen volcánico y estructural.

Los controles de origen volcánico se agrupan en dos términos elementales: composición y volumen del material de relleno y la generación de un relieve propio del paisaje volcánico. El primero de ellos se manifiesta en la proporción mayoritaria de elementos de origen volcánico en el material que compone al relleno de sinrift. La capacidad que posee el ambiente volcánico de generar geoformas positivas le imprime al relleno de sinrift variaciones laterales y verticales abruptas y de alta frecuencia, que generan complejos patrones estratigráficos.

El control de las estructuras sobre la acumulación del relleno de sinrift es crucial y se manifiesta en la configuración del espacio de acumulación dentro de los depocentros:

generación y distribución de las áreas de aporte y acumulación, determinación de los patrones de subsidencia, posición y orientación de los sistemas sedimentarios con respecto a las estructuras de borde e internas, direcciones de transporte, geometría de las unidades de acumulación, creación y modificación de gradientes topográficos, y proporciona las vías de ascenso y emplazamiento para los productos magmáticos. La estructuración extensional de sinrift determina las condiciones de depositación y acumulación tanto para el ambiente continental como para el marino, y del mismo modo, afecta a la actividad volcánica.

El análisis de los dos depocentros estudiados revela que se encontraron aislados uno del otro durante la mayor parte de su historia. El depocentro 1 se caracteriza por un relleno eminentemente de origen volcánico durante el Ciclo Precuyano, con desarrollo de potentes sucesiones lávicas y productos piroclásticos con depósitos aluviales y fluviales asociados. Hacia el tope del mismo se registra un evento piroclástico que llega a ocupar prácticamente todo su espacio. El depocentro 2 se compone de espesos derrames de lavas amalgamadas, sucedidas hacia el tope del Ciclo Precuyano por sistemas aluviales ubicados hacia el borde activo del depocentro o en un graben hacia el interior del mismo. La ingresión marina con la que comienza la depositación del Ciclo Cuyano es diferente en ambos depocentros. La estructuración del depocentro 1 ha finalizado completamente y pasa a ser un área llana y elevada con respecto al depocentro 2. Mientras que en el ámbito del depocentro 1 se produce la depositación de sistemas epiclásticos y calcáreos marinos someros en el depocentro 2 los sistemas aluviales devienen en deltas gravosos cuya depositación se ve afectada por una topografía irregular otorgada por la actividad extensional. La subsidencia mecánica continúa en el depocentro 2, a la que se le suma el efecto de la transgresión marina generalizada que inunda toda el área. El espacio de acumulación es dominado por los sistemas de costa afuera y contra las escarpas de las fallas todavía activas en el depocentro 2 se produce la depositación de sistemas de remoción en masa desde los bordes. Es recién a partir de este momento que las condiciones de depositación se tornan más o menos uniformes entre los dos ámbitos definidos. Tan solo el depocentro 2 persiste como un espacio de acumulación definido por una estructuración activa.

El variado y complejo escenario en el que se dio la acumulación del relleno de sinrift en la Cuenca Neuquina posee un carácter netamente local que imposibilita la correlación de los procesos actuantes y de las unidades de roca a lo largo de grandes extensiones sin antes conocer en detalle todas las características de cada depocentro. El complejo patrón estratigráfico

observado impide su caracterización a partir de una única columna estratigráfica incluso para cada uno de los dos depocentros aquí estudiados.

La variedad en los ambientes que intervienen en la evolución del relleno de sinrift conjuntamente con la escala y diversidad de los procesos actuantes tiene una respuesta en las sucesiones rocosas que lo componen inferior a la resolución de las unidades formales identificadas en el área.

Debido al carácter fuertemente local de los procesos identificados en el sinrift todas las interpretaciones y conclusiones obtenidas de este trabajo de tesis doctoral son válidas únicamente para la región aquí estudiada hasta tanto se cuente con información obtenida a la misma escala en otros depocentros de rift de la Cuenca Neuquina.

Bibliografia

Acocella, V.; Morvillo, P. y Funiciello R. 2005. What controls relay ramps and transfer faults within rift zones? Insights from analogue models. Journal of Structural Geology 27: 397-408.

Alaniz-Alvarez, S. A.; Nieto-Samaniego, A. F. y Ferrari, L. 1998. Effect of strain rate distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. Geology 26 (7): 591-594.

Allen, P. A. y Allen, J. R. 1990. Basin Analysis: principles and applications. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 451 pp.

Allen, S. R. y Cas, R. A. F. 1998. Lateral variations within coarse co-ignimbrite lithic breccias of the Kos Plateau Tuff, Greece. Bulletin of Volcanology 59: 356-377.

Álvarez, P. P. y Ramos, V. A. 1999. The Mercedario rift system in the principal Cordillera of Argentina and Chile (32°LS). Journal of South American Earth Sciences 12: 17-31.

Anders, M. H. y Schlische, R. 1994. Overlapping faults, intrabasin highs, and the growth of normal faults. The Journal of Geology 102: 165-180.

Bahk, J. J. y Chough, S. K. 1996. An interplay of syn- and interruption depositional processes: the lower part of the Jangki Group (Miocene), SE Korea. Sedimentology 43: 421-438.

Baudon; C. y Cartwright, J. A. 2008. The kinematics of reactivation of normal faults using high resolution throw Mapping. Journal of Structural Geology 30: 1072-1084.

Bermúdez, A.; Delpino, D. y Pángaro F. 2002. Volcanismo de arco asociado a procesos de subducción - extensión durante el Triásico Superior - Jurásico Inferior (Precuyano). Area Cerrro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo en Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.

Best, M. G. y Christiansen, E. H. 2001. Igneous Petrology. Blackwell Science, Inc. 460 pp.

Bilmes, A.; Muravchik, M.; D`Elia, L. y Franzese, J. R. 2008. Interacción entre las secuencias sineruptivas e intereruptivas en los depósitos precuyanos del sinrift de la Cuenca Neuquina, Sierra de Chacaico, Neuquén. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas II: 746-747. San Salvador de Jujuy, Argentina, del 7 al 10 de noviembre de 2008.

Blair, T. C. 1999a. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentology 46: 913-940.

Blair, T. C. 1999b. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentology 46: 941-965.

Blair, T. C. 1999c. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California. Sedimentology 46: 1015-1028.

Blair, T. C. y Bilodeau, W. L. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. Geology16: 517-520.

Blair, T. C. y McPherson, J. G. 1992. The Trollheim alluvial fan facies model revisited. Geological Society of America Bulletin 104: 762-769.

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, A64 (3): 450-489

Blair, T. C. y McPherson, J. G. 2008. Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies models. Sedimentology 55: 579-615.

Bott, M. H. P. 1995. Mechanisms of rifting: geodynamic modelling of continental rift systems. En: Olsen, K. H. (ed.). Continental rifts: evolution, structure, tectonics. International Lithosphere Program, Publication 264: 27-43. Elsevier.

Bracaccini, I. O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (2): 275-282.

Branney, M. J. 1991. Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, English Lake District: An exceptionally large-magnitude phreatoplinian eruption. Geological Society of America Bulletin 103: 886-897.

Branney, M. J. y Kokelaar, P. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacemente of high-grade ignimbrite. Bulletin of Volcanology 54: 504-520.

Branney, M. J. y Kokelaar, P. 1994. Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. Geological Society of America Bulletin 106: 507-530.

Branney, M. J. y Kokelaar, P. 1997. Giant bed from sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. Geology 25: 115-118.

Branney, M. J. y Kokelaar, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. Geological Society, Memoir 27. 143 pp.

Brantley, S. R. y Waitt, R. B. 1988. Interrelations among pyroclastic surge, pyroclastic flow, and lahars in Smith Creek valley during first minutes of 18 May 1980 eruption of Mount St. Helens, USA. Bulletin of Volcanology 50: 304-326.

Brooker, M. R.; Houghton, B. F.; Wilson, C. J. N. y Gamble, J. A. 1993. Pyroclastic phases of a rhyolitic dome-building eruption: Puketarata tuff ring, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. Bulletin of Volcanology 55: 395-406.

Brookfield, M. E. 1984. Eolian facies. En: Walker, R. G. (ed.) Facies Models, Second Edition. Geoscience Canada, Reprint Series 1: 91-104.

Brown, R. J. y Branney, M. J. 2004a. Event-stratigraphy of a caldera-forming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Poris Formation. Bulletin of Volcanology 66: 392-416.

Brown, R. J. y Branney, M. J. 2004b. Bypassing and diachronous deposition from density currents: Evidence from a giant regressive bed form in the Poris ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. Geology 32 (5): 445-448.

Brown, R. J., Kokelaar, B. P. y Branney, M. J. 2007. Widespread transport of pyroclastic density currents from large silicic tuff, Scafell caldera, English Lake District, UK. Sedimentology 54 (5): 1163- 1190.

Bruhn, R. y Vagle, K. 2005. Relay ramp evolution and mass flow deposition (Upper Kimmeridgian-Lower Volgian) in the Tail End Graben, Danish North Sea. Basin Research 17 (4): 551-568.

Buck, W. R. 2004. Consequences of asthenospheric variability on continental rifting. En: Karner, G. D.; Taylor, B.; Driscoll, N. W. y Kohlstedt, D. L. Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins: 1-30. MARGINS Theoretical and Experimental Earth Science Series. Columbia University Press.

Burgess, P. M.; Flint, S. y Johnson, S. 2000. Sequence stratigraphic interpretation of turbiditic strata: An example from Jurassic strata of the Neuquén basin, Argentina. Geological Society of America Bulletin 112 (11): 1650-1666.

Carey, S.; Sigurdsson, H.; Mandeville, C. y Bronto, S. 1996. Pyroclastic flows and surges over water: an example from the 1883 Krakatau eruption. Bulletin of Volcanology 57: 493-511.

Carr, I. D.; Gawthorpe, R. L.; Jackson, C. A. L.; Sharp, I. R. y Sader, A. 2003. Sedimentology and sequence stratigraphy of early sin-rfit tidal sediments: the Nukhul Formation, Suez Rift, Egypt. Journal of Sedimentary Research 73 (3): 407-420.

Cas, R. A. F. y Wright, J. W. 1987. Volcanic successions, modern and ancient. Chapman & Hall. 528 pp.

Cas, R. A. F. y Wright, J. V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. Bulletin of Volcanology 53: 357-380.

Chough, S. K. y Sohn, Y. K. 1990. Depositional mechanics and sequences of base surges, Songaskan tuff rings, Cheju Island, Korea. Sedimentology 37: 1115-1135.

Clifton, H. E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) Facies Models Revisited. SEPM Special Publication 84: 293-338.

Cobbold, P. R. y Rossello, E. A. 2003. Aptian to recent deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology 20: 429-443.

Cole, R. B. y Ridgway, K. D. 1993. The influence of volcanism on fluvial depositional systems in a Cenozoic strike-slip basin, Denali fault system, Yukon Territory, Canada. Journal of Sedimentary Research 63 (1): 152-166.

Cole, R. B.; Milner, D. M. y Spinks, K. D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. Earth Science Reviews 69: 1-26.

Comité Argentino de Estratigrafía. 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 20: 1-64. Buenos Aires.

Commins, D.; Gupta, S. y Cartwright, J. 2005. Deformed streams reveal growth and linkage of a normal fault array in the Canyonlands graben, Utah. Geology 33 (8): 645-648.

Condie, K. C. 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. 4ta edición. Butterworth-Heinemann. Oxford. 288 pp.

Coombs, M. L.; Eichelberger, J. C. y Rutherford, M. J. 2002. Experimental and textural constraints on mafic enclave formation in volcanic rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research 119: 125-144.

Cowie, P. A.; Gupta, S. y Dawers, N. H. 2000. Implications of fault array evolution for synrift depocentro development: insights from a numerical fault growth model. Basin Research 12: 241-261.

Crane, W. H y Lowe, D. R. 2008. Architecture and evolution of the Paine channel complex, Cerro Toro Formation (Upper Cretaceous), Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile. Sedimentology 55: 979-1010.

Crider, J. G. 2001. Oblique slip and the geometry of normal fault linkage: mechanics and a case of study from the Basin and Range in Oregon. Journal of Structural Geology 23: 1997-2009.

Cristallini, E.; Pando, G.; Martínez, J. M.; Buhler, M.; Tomezzoli, R.; Barredo, S. y Zambrano, O. 2008. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas II: 759-760. San Salvador de Jujuy, Argentina, del 7 al 10 de noviembre de 2008.

Cucchi, R. y Leanza, H. A.; Repol, D.; Escosteguy, L.; González, R. y Danieli, J. C. 2005. Hoja Geológica 3972-IV, Junín de Los Andes. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 357, 102 pp. Buenos Aires.

Cuerda, A. J.; Schauer, O. C. y Zunesen, A. 1981. Afloramientos fosilíferos de la Formación Aluminé, en el sector de Rahue, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36 (4): 329-332.

Damborenea, S. E. y Leanza, H. 1993. Lapa. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. E. (eds.). Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen IX, Jurásico: 217-219. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) Nº 21. Buenos Aires.

Dasgupta, P. 2003. Sediment gravity flow - the conceptual problems. Earth Science Reviews 62: 265-281.

Davidson, J. y De Silva, S. 2000. Composite volcanoes. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). Encyclopedia of Volcanoes: 663-682. Academic press.

Dawers, N. H. y Underhill, J. R. 2000. The role of fault interaction and linkage in controlling synrift stratigraphic sequences: Late Jurassic, Stratfjord East Area, Northern North Sea. AAPG Bulletin 84 (1): 45-64.

Densmore, A. L.; Dawers, N. H.; Gupta, S. y Guidon, R. 2005. What sets topographic relief in extensional footwalls? Geology 33 (6): 453-456.

Dewey, J. F. 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7 (6): 1123-1139.

Digregorio, J. H. 1965. Corte El Caracol, Loma Montosa Oeste, Dos Cerritos, Planicie Morada, Señal Centro, Señal Picada y Valle Verde. Zona Catriel; provincias de Río Negro y Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe Inédito.

Digregorio, J. H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina: 439-505. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Digregorio, J. H. y Uliana, M. A. 1980. Cuenca Neuquina. En: Turner, J. C. M. (ed.). Geología Regional Argentina: 985-1032. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.

Doyle, M.G. y McPhie, J. 2000. Facies architecture of a silicic intrusion-dominated volcanic centre at Highway–Reward, Queensland, Australia. Journal of Volcanology and Geothermal Research 99: 79–96.

Einsele, G. 2000. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. Springer, 2da edición. 792 pp.

Eliet, P. P. y Gawthorpe, R. L. 1995. Drainage development and sediment supply within rifts, examples from the Sperchios basin, Central Greece. Journal of the Geological Society, London, 152: 883-893.

Ellis, P. G. y McClay, K. R. 1988. Listric extensional fault systems - results of analogue model experiments. Basin Research 1: 55-70.

Faerseth, R. B.; Knudsen, B. E.; Liljedahl, T.; Midboe, P. S. y Soderstrom, B. 1997. Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea. Journal of Structural Geology 19 (10): 1285-1302.

Falivenea, O.; Arbués, P.; Howell, J.; Muñoz, J. A.; Fernández, O. y Marzo, M. 2006. Hierarchical geocellular facies modelling of a turbidite reservoir analogue from the Eocene of the Ainsa basin, NE Spain. Marine and Petroleum Geology 23: 679–701.

Ferello, R. 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Águila (Neuquén) y sus relaciones. Boletín de Informaciones Petroleras, 8: 1-16. Buenos Aires.

Fisher, R. V. 1961. Proposed calssification of volcaniclastic sediments and rocks. Geological Society of America Bulletin 72: 1409-1414.

Fisher, R. V. y Schminke, H.-U. 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag. 472 pp

Franzese, J. R. 1992. Petrología y tectónica del basamento del Cordón de la Piedra Santa, provincia de Neuquén. Tesis Doctoral (Inédito). Museo de La Plata, 269 pp. La Plata.

Franzese, J. R. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. Revista Geológica de Chile 22 (2): 193-202.

Franzese, J. R. y Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. Journal of South American Earth Sciences 14: 257-270.

Franzese, J. R.; Gómes Pérez, I. y Veiga, G. 1998. Estratigrafía sin-rift de la Cuenca Neuquina en el área de los Ríos Ñireco y Catán Lil, Neuquén, Argentina. En: Décimo Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 32. Buenos Aires.

Franzese, J. R.; Salas, R. y Muravchik, M. 2004. Análisis 2D de subsidencia en la Cuenca Neuquina (República Argentina): un caso de superposición de mecanismos de subsidencia en cuencas marginales. Geotemas 6 (2): 145-148.

Franzese, J. R.; Veiga, G. D.; Schwarz, E. y Gómez – Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a mesozoic graben border system: the chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society, London, 163: 707–721.

Franzese, J. R.; Veiga, G.D.; Muravchik, M.; Ancheta, Daniela y D' Elía, L. 2007 Estratigrafía de `sin-rift´ (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile 34 (1): 49-62.

Galli, C. A. 1969. Descripción Geológica de la Hoja 38c, Piedra del Águila (provincias del Neuquén y Río Negro). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 111. Buenos Aires.

Gawthorpe, R. L. y Colella, A. 1990. Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. En: Colella, A. y Prior, D. B. Coarse grained deltas. Special Publications International Association of Sedimentologists 10: 113-127.

Gawthorpe, R. L. y Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research 12: 195-218.

Gawthorpe, R. L.; Hardy, S. y Ritchie, B. 2003a. Numerical modelling of depositional sequences in half-graben rift basins. Sedimentology 50: 169-185.

Gawthorpe, R. L.; Sharp, I.; Underhill, J. R. y Gupta, S. 1997. Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. Geology 25: 795-798.

Gawthorpe, R. L.; Jackson, C. A. L.; Young, M.; Sharp, I. R.; Moustafa, A. y Leppard, C. V. 2003b. Normal fault growth, displacement localisation and the evolution of normal fault populations: the Hammam Faraun fault block, Suez Rift, Egypt. Journal of Structural Geology 25: 883-895.

Gentili, C. A. 1946. Estudio geológico de "Espinazo del Zorro" y sus alrededores en el Neuquén Central. Tesis doctoral (inédita). Museo de Ciencias Naturales de La Plata.

Giambiagi, L.; Bechis, F.; Barredo, S. y Tunik, M. 2008a. Cinemática de la apertura de los depocentros Atuel y Cara Cura - Reyes, Cuenca Neuquina: Rift con múltiples sets de fallas. VII Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 431-442. Mar del Plata, Argentina, del 5 al 8 de noviembre de 2008.

Giambiagi, L.; Bechis, F.; Tunik, M. y Barredo, S. 2008b. Cuencas de rift con múltiples sets de fallas: Caso de estudio del sector septentrional de la Cuenca Neuquina. XVII Congreso Geológico Argentino, Actas II: 767-768. San Salvador de Jujuy, Argentina, del 7 al 10 de noviembre de 2008.

Giambiagi, L.; Bechis, F.; Lanés, S.; Tunik, M.; García, V.; Suriano, J. y Mescua, J. 2008c. Formación y evolución triásico - jurásica del depocentro Atuel, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 520-533.

Gifkins, C.; Herrmann, W. y Large, R. 2005. Altered Volcanic Rocks. A guide to description and interpretation. CODES - Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania. 286 pp.

Gladstone, C. y Sparks, S. 2002. The significance of grain-size breaks in turbidite and pyroclastic density current deposits. Journal of Sedimentary Research 72 (1): 182-191.

Gómez-Pérez, I. 2003. An Early Jurassic deep-water stromatolitic bioherm related to possible methane seepage (Los Molles Formation, Neuquén, Argentina). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 201: 21-49.

Gómez Pérez, I. y Franzese, J. R. 1999. Early evolution of the Neuquén Basin (cerro Chachil area, Argentina): relevance for syn-rift hydrocarbon plays. En: Macdonald, D. y Flecker, R. (eds.). The role of geological fieldwork in hydrocarbon exploration and production. Abstracts: 43-44. Geological Society of London, Petroleum Group and Cambridge Arctic Shelf Programme, Cambridge, UK.

Gordon, I. y Heller, P. L. 1993. Evaluating major controls on basinal stratigraphy, Pine Valley, Nevada: Implications for syntectonic deposition. Geological Society of America Bulletin 105: 47-55.

Grimaud, P.; Richert, J. P.; Rolet, J.; Tiercelin, J.J.; Xavier, J.P.; Morley, C.; Coussement, C.; Karanja, S.; Renaut, R. W.; Gurein, G.; Le Turdu, C. y Michel-Noel, G. 1994. Fault geometry and extension mechanisms in the Central Kenya Rift, East Africa. A 3D remote sensing approach. BCREDP 18.

Groeber, P. 1918. Estratigrafía del Dogger en la República Argentina (Estudio sintético comparativo). Boletín Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Serie B: Geología, 18: 1-85.

Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 158: 1-110. Buenos Aires.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, Hoja Chos Malal. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1 (3): 177-208.

Groeber, P. 1956. Acerca de la edad del Sañicolitense. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11 (4): 67-98.

Groeber, P.; Stipanicic, P. N. y Mingramm, A. 1953. Jurásico. Geografía de la República Argentina, 11: 143-347. Buenos Aires.

Gulisano, C. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geologico Argentino, Actas III: 579-592. San Luis.

Gulisano, C. A. 1993. Precuyano. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. E. (eds.). Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen IX, Jurásico: 334. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) Nº 21. Buenos. Aires.

Gulisano, C. y Pando, G. A. 1981. Estratigrafia y facies de los depositos jurasicos entre Piedra del Aguila y Sanico, Departamento Collon Cura, Provincia del Neuquén. VIII Congreso Geologico Argentino, Actas III: 553-577. San Luis.

Gulisano, C. A. y Gutiérrez Pleimling, A. R. 1994. The Jurassic of the Neuquén Basin, Part (a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E-2, 111.

Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling, A. R. y Digregorio, R. E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas I: 236-259. San Carlos de Bariloche.

Gupta, S.; Cowie, P. A.; Dawers, N. H. y Underhill, J. R. 1998. A mechanism to explain rift-basin subsidence and stratigraphic patterns through fault-array evolution. Geology 26 (7): 595-598.

Hanson, R. E. y Hargrove, U. S. 1999. Processes of magma/wet sediment interaction in a large-scale Jurassic andesitic peperite complex, northern Sierra Nevada, California. Bulletin of Volcanology 60: 610-626.

Hanson, R. E. y Wilson, T. J. 1993. Large-scale rhyolite peperites (Jurassic, southern Chile). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 54: 247-264.

Hardy, S. y Gawthorpe, R. L. 1998. Effects of variations in fault slip rate on sequence stratigraphy in fan deltas: Insights from numerical modeling. Geology 26 (10): 911-914.

Haughton, P. D. W. 1993. Simultaneous dispersal of volcaniclastic and non-volcanic sediments in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstone, east-central Scotland. Special Publications International Association of Sedimentology 17: 451-471.

Haughton, P. D. W. 2000. Evolving turbidite systems on a deforming basin floor, Tabernas, SE Spain. Sedimentology 47: 497-518.

Holdsworth, R. E.; Butler, C. A. y Roberts, A. M. 1997. The recognition of reactivation during continental deformation. Journal of the Geological Society, London 154: 73-78.

Howell, J. A. y Flint, S. S. 1996. A model for high resolution sequence stratigraphy within extensional basins. In: Howell, J. A. y Aitken, J. F. (eds), High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications, Geological Society Special Publication No. 104: 37-49.

Howell, J. A.; Schwarz, E.; Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G. D.; Spalletti, L. A.; Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds.). The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252: 1-14.

Hubbard, S. M.; Romans, B. W. y Graham, S. A. 2008. Deep-water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes basin, Chile: architectural elements of a sinous basin axial channel belt. Sedimentology 55: 1333-1362.

Hus, R.; De Batist, M.; Klerx, J. y Matton, C. 2006. Fault linkage in continental rifts: structure and evolution of a large relay ramp in Zavarotny; Lake Baikal (Russia). Journal of Structural Geology 28: 1338-1351.

Jackson, J. y McKenzie, D. 1983. The geometrical evolution of normal fault systems. Journal of Structural Geology 5: 471-482.

Jackson, J. A. y White, N. J. 1989. Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. Journal of Structural Geology 11 (1/2): 15-36.

Jackson, C.A.L.; Gawthorpe, R.L. y Sharp, I.R. 2006. Style and sequence of deformation during extensional fault-propagation folding: examples from the Hammam Faraun and El-Qaa fault blocks, Suez Rift, Egypt. Journal of Structural Geology 28: 519–535.

Jackson, C. A. L.; Gawthorpe, R. L.; Carr, I. D. y Sharp, I. R. 2005. Normal faulting as a control on the stratigraphic development of shallow marine syn-rift sequences: the Nukhul and Lower Rudeis Formations, Hammam Faraun fault blocks, Suez Rift, Egypt. Sedimentology 52: 313-338.

Jaupart, 2000. Magma ascent at shallow levels. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). Encyclopedia of Volcanoes: 237-245. Academic press.

Jones, B.; Renaut, R. W. y Rosen, M. R. 1997. Vertical zonation of biota in microstromatolites associated with hot springs, North Island, New Zealand. Palaios12: 220-236.

Jones, B.; Renaut, R. W. y Rosen, M. R. 2001. Taphonomy of silicified filamentous microbes in modern geothermal sinters - implications for identification. Palaios 16: 580-592.

Kattenhorn, S. A. y Pollard, D. D. 2001. Integrating 3-D seismic data, field analogs, and mechanical models in the analysis of segmented normal faults in the Wytch Farm oil field, southern England, United Kingdom. AAPG Bulletin 85 (7): 1183-1210.

Kaven, J. O. y Martel, S. J. 2007. Growth of surface-breaching normal faults as a three-dimensional fracturing process. Journal of Structural Geology 29: 1463-1476.

Keranen, K.; Klemperer, S. L.; Gloaguen, R. e EAGLE Working Group. 2004. Three-dimensional seismic imaging of a protoridge axis in the Main Ethiopian rift. Geology 32 (11): 949-952.

Kneller, B. C. y Branney, M. J. 1995. Sustained high-density turbidity currents and deposition of thick massive sands. Sedimentology 42: 607-616.

Krainer, K. y Spötl, C. 1998. Abiogenic silica layers within a fluvio-lacustrine succession, Bolzano Volcanic Complex, northern Italy: a Permian analogue for Magadi-type cherts? Sedimentology 45: 489-505.

Kuznir, N. J. y Park, R. G. 1987. The extensional strength of the continental lithosphere: Its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness. En: Coward, M. P.; Dewey, J. D. y Hancock. P. L. (eds.). Continental Extensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications 28: 35-52.

Kusznir, N. J. ; Roberts, A. M. y Morley, C. K. 1995. Forward and reverse modelling of rift basin formation. En: Lambiase, J. J. (ed.). Hydrocarbon Habitat in Rift Basins. Geological Society Special Publication 80: 33-56.

Lagmay, A. M. F.; van Wyck de Vries, B.; Kerle, N. y Pyle, D. M. 2000. Volcano instability induced by strike-slip faulting. Bulletin of Volcanology 62: 331-346.

Lambert, L. R. 1946. Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay Có (Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 1 (4): 231-246.

Lambert, L. R. 1948. Geología de la zona de las cabeceras del Río Catan-Lil, Territorio del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 3 (4): 245-257.

Lambert, L. R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b, Zapala. Territorio Nacional de Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 83: 1-93. Buenos Aires.

Lanés, S. 2005. Late Triassic to Early Jurassic sedimentation in northern Neuquén Basin, Argentina: Tectosedimentary Evolution of the First Transgression. Geologica Acta 3 (2): 81-106.

Lanés, S.; Giambiagi, L.; Bechis, F.; Tunik, M. 2008. Sucesiones del Triásico tardío – Jurásico temprano del depocentro Atuel: estratigrafía secuencial y controles tectónicos. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 534-548.

Leanza, H. A. 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la Comarca del Cerro Chachil, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4): 272-299.

Leanza, H. A. y Blasco, G. 1990. Estratigrafía y ammonites pliensbachianos del área del Arroyo Ñireco, Neuquén, Argentina, con la descripción de Austromorphites gen. nov. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (1-2): 159-174.

Leanza, H. A.; Llambías, E. J. y Carbone, O. 2005. Unidades estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del viento y la Sierra de Chacaicó durante los inicios de la Cuenca Neuquina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo en Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.

Leeder, M. R. 1995. Continental rifts and proto-oceanic rift troughs. En: Busby, C. J. e Ingersoll, R. V. (eds.). Tectonics of sedimentary basins: 119-148. Blackwell Science, 1ra edición.

Leeder, M. R. y Gawthorpe, R. L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: Coward, M. P.; Dewey, J. F. & Hancock, P. L. (eds). Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication No. 28: 139-152

Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior –Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. A. (eds.). Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional del Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243.

Legarreta, L.; Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal pattern, sequences and paleogeographic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology 120: 303-330.

Le Turdu, C. ; Tiercelin, J.J. ; Richert, J. P. ; Rolet, J.; Xavier, J.P.; Renaut, R. ; Lezzar, K. E. y Coussement, C. 1999. Influence of preexisting oblique discontinuities on the geometry and evolution of extensional fault patterns : Evidence from the Kenya Rift using SPOT imagery. En Morley, C.K. (Ed). Geoscience of Rift Systems – Evolution of East Africa: AAPG Studies in Geology 44: 173-191.

Lipman, P. W. 2000. Calderas. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). Encyclopedia of Volcanoes: 643-662. Academic press.

Llambías, E. J. y Sato, A. M. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 111-131.

Llambías, E. J. y Stipanicic, P. N. 2002. Grupo Choiyoi. En: Stipanicic, P. N. y Marsicano, A. C. (eds.). Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen VIII, Triásico. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) Nº 26: 89-90. Buenos Aires.

Llambías, E. J.; Leanza, H. A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37° 05′ S – 37° 15′ S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (2): 217-235.

Lofgren, G. 1971. Experimentally produced devitrification textures in natural rhyolitic glass. Geological Society of America Bulletin 82: 111-124.

Manceda, R. y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén Rift in the Malargüe Fold and Thrust Belt, Mendoza, Argentina. En: Tankard, A. J.; Suárez S., R.; y Welsink, H. J. (eds.). Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62: 369-382.

Mandeville, C.; Carey, S.y Sigurdsson, H. 1996. Sedimentology of the Krakatau 1883 submarine pyroclastic deposits. Bulletin of Volcanology 57: 511-529.

McClay, K. R.; Waltham, D. A.; Scott , A. D. and Abousetta, A. 1991. Physical and seismic modelling of listric normal fault geometries. En Roberts, A. M.; Yielding, G. y Freeman, B. Geological Society, London, Special Publications 56: 231-239.

McIlroy, D.; Flint, S.; Howell, J. A. y Timms, N. 2005. Sedimentology of the tide dominated Jurassic Lajas Formation, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G. D.; Spalletti, L. A.; Howell, J. A. y Schwarz,

E. (eds.). The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252: 83-107.

McKenzie, D. P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters 40: 25–32.

McPherson, J. G.; Shanmugam, G. y Moiola, R. J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse grained deltas. Geological Society of America, Bulletin 99: 331-340.

McPhie, J. 1995. A Pliocene shoaling basaltic seamount: Ba Volcanic Group at Rakiraki, Fiji. Journal of Volcanology and Geothermal Research 64: 193-210.

McPhie, J.; Doyle, M. y Allen, R. 1993. Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES - University of Tasmania. 198 pp.

Miall, A. D. 2006. The Geology of Fluvial Deposits. Springer, 4ta impresión. 582 pp.

Moore, I. y Kokelaar, P. 1997. Tectonic influences in piecemeal caldera collapse at Glencoe Volcano, Scotland. Journal of the Geological Society, London, 154: 765-768.

Moore, I. y Kokelaar, P. 1998. Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: A case study of Glencoe volcano, Scotland. Geological Society of America Bulletin 110 (11): 1448-1466.

Morley, C.K. 1999a. How successful are analogue models in addressing the influence of pre-existing fabrics on rift structure? Journal of Structural Geology 21: 1267-1274.

Morley, C.K. 1999b. Influence of pre-existing fabrics on rift structure. En: Morley, C.K. (ed.). Geoscience of rift systems – Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology 4: 151–160.

Morley, C.K. 1999c. Patterns of displacement along large normal faults: Implication for basin evolution and fault propagation, based on examples from East Africa. AAPG Bulletin 83 (4): 613–634.

Morley, C.K.; Gabdi, S. y Seusutthiya, K. 2007. Fault superimposition and linkage resulting from stress changes during rifting: Examples from 3D seismic data, Phitsanulok Basin, Thailand Journal of Structural Geology 29: 646-663.

Morley, C.K.; Ngenoh D. K. y Ego, J. K. 1999a. Introduction to the East African Rift System. En: Morley, C.K. (ed.). Geoscience of rift systems – Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology 4: 1-18.

Morley, C.K.; Haranya, C.; Phoosongsee, W.; Pongwapee, S.; Kornsawan, A. y Wanganan, N. 2004. Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. Journal of Structural Geology 26: 1803-1829.

Morley, C.K.; Wescott, W. A.; Stone, D. M.; Harper, R. M.; Wigger, S. T.; Day, R. A. y Karanja, F. M. 1999b. Geology and geophysics of the western Turkana basins, Kenya. En: Morley, C.K. (ed.). Geoscience of rift systems – Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology 4: 19–54.

Mortimer, E.; Gupta, S. y Cowie, P. 2005. Clinoform nucleation and growth in coarse grained deltas, Loreto Basin, Baja California Sur, Mexico: a response to episodic accelerarions in fault displacement. Basin Research 17 (3): 337-360.

Mountney, N. P. 2006. Eolian facies models. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) Facies Models Revisited. SEPM Special Publication 84: 19-83.

Moustafa, A. R. 2002. Controls on the geometry of transfer zones in the Suez rift and northwest Red Sea: Implications for the structural geometry of rift systems. AAPG Bulletin 86 (6): 979-1002.

Muravchik, M. y Franzese, J. R. 2005. Carbonatos lacustres someros en las facies volcaniclásticas del Precuyano de la Sierra de Chacaico, Neuquén. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas III: 111-116. La Plata, 2005.

Németh, K. y Martin, U. 2007. Practical Volcanology. Lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies. Occasional Papers of the Geological Institute of Hungary 27. 221 pp.

Nichols, G. y Thompson, B. 2005. Bedrock lithology control on contemporaneous alluvial fan facies, Oligo-Miocene, southern Pyrenees, Spain. Sedimentology 52: 571-585.

Noffke, N.; Knoll, A. H. y Grotzinger, J. P. 2002. Sedimentary controls on the formation and preservation of microbial mats in siliciclastic deposits: a case study from the Upper Neoproterozoic Nama Group, Namibia. Palaios 17: 533-544.

Orchuela, I. A. y Ploszkiewicz, J. V. 1984. La Cuenca Neuquina. In: Ramos, V. A. (ed) Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro. IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 163-188.

Orton, G. J. 2002. Volcanic Environments. En: Reading, H. G. (ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3ra ed., pp. 485-567. Blackwell Science.

Orton, G. J. y Reading, H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. Sedimentology 40: 475-512.

Palmer, B. A.; Purves, A. M. y Donoghue, S. L. 1993. Controls on accumulation of a volcaniclastic fan, Ruapehu composite volcano, New Zealand. Bulletin of Volcanology 55: 176-189.

Palmer, B. A. y Walton, A. W. 1990. Accumulation of volcaniclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Mrysvale Volcanic Field, Utah. Geological Society of America Bulletin 102: 734-748.

Parker, G. 1965. Relevamiento geológico en escala 1:25000 entre arroyo Picún Leufú y Catán Lil, ambos lados de la ruta nacional nº 40. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe Inédito.

Parsons, T. y Thompson, G. A. 1993. Does magmatism influence low-angle normal faulting? Geology 21: 247-250.

Peacock, D. C. P.; Knipe, R. J. y Sanderson, D. J. 2000. Glossary of normal faults. Journal of Structural Geology 22: 291-305.

Pickering, K. T.; Hodgson, D. M.; Platzman, E.; Clark, J. D. y Stephens, C. 2001. A new type of bedform produced by backfilling processes in a submarine channel, Late Miocene, Tabernas - Sorbas Basin, SE Spain. Journal of Sedimentary Research 71 (5): 692-704.

Posamentier, H. W. y Walker, R. G. 2006. Deep-water turbidites and submarine fans. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) Facies Models Revisited. SEPM Special Publication 84: 397-520.

Postma, G. 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Colella, A. y Prior, D. B. Coarse grained deltas. Special Publications International Association of Sedimentologists 10: 13-27.

Ramos, V. A. 1978. Estructura. VII Congreso Geológico Argentino. Relatorio, Geología y Recursos Naturales del Neuquén: 99-118.

Ramos, V. A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G. D.; Spalletti, L. A.; Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds.). The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252: 15-35.

Reading, H. G. y Collinson, J. D. 2002. Clastic coasts. En: Reading, H. G. (ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3ra ed., pp. 154-231. Blackwell Science.

Reading, H. G. y Richards, M. 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. AAPG Bulletin 78 (5): 792-822.

Renaut, R. W. y Owen, R. B. 1988. Opaline cherts associated with sublacustrine hydrothermal springs at Lake Bogoria, Kenya Rift valley. Geology 16: 699-702.

Renaut, R. W.; Jones, B. y Tiercelin, J.-J. 1998. Rapid in situ silicification of microbes at Loburu hot springs, Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. Sedimentology 45: 1083-1103.

Renaut, R. W.; Jones, B.; Tiercelin, J.-J. y Tarits, C. 2002. Sublacustrine precipitation of hydrothermal silica in rift lakes: evidence from Lake Baringo, Central Kenya Rift Valley. Sedimentary Geology, 148: 235-257.

Riccardi, A. C. 1993. Chacaico. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. E. (eds.). Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen IX, Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) Nº 21: 131-133. Buenos Aires.

Riccardi, A. C. y Gulisano C. A. 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4): 346-364.

Riccardi, A.C., Damborenea, S., Manceñido, M., Scasso, R., Lanés, S., Iglesia Llanos, M. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52: 228-234.

Riding, R. 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. Sedimentology 36: 837-855.

Riggs, N. R.; Hurlbert, J. C.; Schroeder, T. J. y Ward, S. A. 1997. The interaction of volcanism and sedimentation in the proximal areas of a Mid-Tertiary volcanic dome field, Central Arizona, USA. Journal of Sedimentary Research 67 (1): 142-153.

Roberts, A. M.; Kusznir, N. J.; Yielding, G. y Styles, P. 1998. 2D flexural backstripping of extensional basins: the need for a sideways glance. Petroleum Geoscience 4: 327–338.

Rogers, N. y Hawkesworth, C. 2000. Composition of magmas. . En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). Encyclopedia of Volcanoes: 115-131. Academic press.

Rolleri, E. O. y Criado Roqué, P. 1970. Geología de la Provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza 1969. Actas II: 1-60.

Rollinson, H. R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation. Longman Scientific & Technical. 352 pp.

Rubin, A. M. 1990. A comparison of rift-zone tectonics in Iceland and Hawaii. Bulletin of Volcanology 52: 302-319.

Runkel, A. C. 1990. Lateral and temporal changes un volcanogenic sedimentation; analysis of two Eocene sedimentary aprons, Big Bend region, Texas. Journal of Sedimentary Petrology 60 (5): 747-760.

Schiuma, M. y Llambías, E. J. 2007. New ages on Lower Jurassic volcanism in the Dorsal de Huincul, Neuquén. III Simposio Argentino del Jurásico. Resúmes: 74. Mendoza.

Schiuma, M. y Llambías, E. J. 2008. New ages and chemical analysis on Lower Jurassic volcanism close to the Huincul High, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63 (4): 644-652.

Schlische, R.W. 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. Basin Research 3: 123-141.

Schlische, R.W. 1992. Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America: Evidence for the growth of the basin and its bounding structures. Geological Society of America Bulletin 104: 1246-1263.

Schlische, R.W.; Young, S. S.; Ackerman, R. V. y Gupta, A. 1996. Geometry and scalling relations of a population of very small rift-related normal faults. Geology 24 (8): 683-686.

Scholz, C. H. y Contreras, J. C. 1998. Mechanics of continental rift achitecture Geology 26 (11): 967-970.

Schubel, K. A. y Simonson, B. M. 1990. Petrography and diagenesis of cherts from Lake Magadi, Kenya. Journal of Sedimentary Petrology, 60 (5): 761-766.

Schumacher, R. y Schmincke, H-U. 1990. The lateral facies of inimbrites at Laacher See volcano. Bulletin of Volcanology 52: 271-285.

Schwarz, E. y Arnott, W. C. 2007. Anatomy and evolution of a slope channel-complex set (Neoproterozoic Isaac Formation, Windermere Supergroup, southern Canadian Cordillera): implications for reservoir characterization. Journal of Sedimentary Research 77: 89–109.

Schwarz, E.; Buckley, S. J.; Terlaky, V.; Howell, J. A. y Arnott, R. W. C. 2008. VII Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos: 217-224. Mar del Plata, Argentina, del 5 al 8 de noviembre de 2008.

Sengör, A. C. M. 1995. Sedimentation and tectonics of fossil rifts. En: Busby, C. J. e Ingersoll, R. V. (eds.). Tectonics of sedimentary basins: 53-117. Blackwell Science, 1ra edición.

Shanmugam, G. 2002. Ten turbidite myths. Earth-Science Reviews 58: 311-341.

Shanmugam, G. y Moiola, R. J. 1995. Reinterpretation of depositional processes in a classis flysch sequenca (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. AAPG Bulletin 79 (5): 672-695.

Sharp, I. R.; Gawthorpe, R. L.; Armstrong, B. y Underhill, J. R. 2000a. Propagation history and passive rotation of mesoscale normal faults: implications for synrift stratigraphic development. Basin Research 12: 285-305.

Sharp, I. R.; Gawthorpe, R. L.; Underhill, J. R. y Gupta, S. 2000b. Fault-propagation folding in extensional settings: Examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt. Geological Society of America Bulletin 112 (12): 1877-1899.

Sillitoe, R. H. 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the Argentinian Andes. Economic Geology 72: 99-103.

Smith, G. A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: the Deschutes Formation (Neogene) in Central Oregon. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 613-629.

Smith, G. A. 1988. Neogene synvolcanic and syntectonic sedimentation in central Washington. Geological Society of America Bulletin 100: 1479-1492.

Smith, G. A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sediments. En: Fisher, R. V. y Smith, G. A. (eds.). Sedimentation in Volcanic Settings. SEPM Special Publication No. 45: 109-121.

Smith, G. A. y Lowe, D. R. 1991. Lahars: Vocano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R. V. y Smith, G. A. (eds.). Sedimentation in Volcanic Settings. SEPM Special Publication No. 45: 59-70.

Smith, G. A.; Moore, J. D. y McIntosh, W. C. 2002. Assessing roles in volcanism and basin subsidence in causing Oligocene-Lower Miocene sedimentation in the Northern Rio Grande Rift, New Mexico, U.SA.. Journal of Sedimentary Research 72 (6): 836-848.

Sohn, Y. K. 1997. On traction-carpet sedimentation. Journal of Sedimentary Research 67 (3): 502-509.

Sohn, Y. K. 2000. Depositional processes of submarine debris flow in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation Journal of Sedimentary Research 70 (3): 491-503.

Sohn, Y. K. y Chough, S. K. 1989. Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea). Sedimentology 36: 837-855.

Sohn, Y. K. y Son, M. 2004. Synrift stratigraphic geometry in a transfer zone coarse-grained delta complex, Miocene Pohang Basin, SE Korea. Sedimentology 51: 1387-1408.

Sohn, Y. K.; Choe, M. Y. y Jo, H. R. 2002. Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). Terra Nova 14 (5): 405–415.

Spalletti, L. A. 1997. Los sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (Argentina), Anales 49: 109-124.

Spalletti, L. A. y Morel, E. 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: La Formación Chihuíu (Triásico), sur de Mendoza, Argentina. IV Reución Argentina de Sedimentología, Actas I: 159-166. La Plata.

Spalletti, L. A.; Arrondo, O. G.; Morel, E. y Ganuza, D. G. 1998. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el sector occidental del Macizo Norpatagónico. Argentina. V Congreso Geológico Chileno, Actas II: 395-413.

Stewart, A. L. y McPhie, J. 2003. Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. Journal of Volcanology and Geothermal Research 124: 129-148.

Stipanicic, P. N. 1965. El Jurásico en Vega de La Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Aggasiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (4): 403-478.

Stipanicic, P. N. 1967. Consideraciones sobre las edades de algunas fases magmáticas del Neopaleozoico y Mesozoico. Revista de la Asociación Geológica Argentina 22 (2): 101-133.

Stipanicic, P. N.; Rodrigo, F.; Baulies, O. L. y Martínez, C. G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (2): 67-98.

Stollhofen, H.; Gerschütz, S.; Stanistreet, I. G. y Lorenz, V. 1998. Tectonic and volcanic controls on Early Jurassic rift-valley lake deposition during emplacement of the Karoo flood basalts, southern Namibia. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 140: 185-215.

Stow, D. A. V.; Reading, H. G. y Collinson, J. D. 2002. Deep Seas. En: Reading, H. G. (ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3ra ed., pp. 395-453. Blackwell Science.

Suárez, M. y R. de la Cruz, 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas I: 266-270.

Tankard, A. J.; Uliana, M. A.; Welsink, H. J.; Ramos, V. A.; Turic, M.; França, A. B.; Milani, E. J.; de Brito Neves, B. B.; Eyles, N.; Skarmeta, J.; Santa Ana, H.; Wiens, F.; Cirbián, M.; López P., O.; Germs, G. J. B.; De Wit, M. J.; Machacha, T. y McG. Miller, R. 1995. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana. En: Tankard, A. J.; Suárez S., R.; y Welsink, H. J. (eds.). Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62: 5–52.

Tucker, M. E. 2001. Sedimentary petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks. 3ra ed. Blackwell Scientific Publications. 262 pp.

Turner, J. C. M. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 20 (3): 153-184.

Uliana, M. A. y Biddle, K. T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. Revista Brasileira de Geociências 18 (2): 172.190.

Uliana, M. y Legarreta, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology, 16 (4): 397-420.

Uliana, M. A.; Biddle, K. T. y Cerdán, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG Memoir 46: 599-614.

van Wyck de Vries, B. y Merle, O. 1996. The effect in volcanic constructs on rift fault patterns Geology 24 (7): 643-646.

van Wyck de Vries, B. y Matela, R. 1998. Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. Journal of Volcanology and Geothermal Research 81: 1-18.

Varela, R., Teixeira, W., Cingolani, C. y Dalla Salda, L. 1994. Edad Rubidio-Estroncio de granitoides de Aluminé - Rahué, Cordillera Nordpatagónica, Neuquén, Argentina. VII Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1254-1258. Concepción.

Veiga, G. D.; Lara, M. E.; Bruveris, P.; Vottero, A. y Tomassi, E. 1997. Análisis sismo-estratigráfico de depósitos de post-rift en el sector nor-oriental de la Cuenca Neuquina - Argentina. Memorias del

I Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Sociedad Venezolana de Geología, Tomo I: 323-331. Noviembre 1997.

Vergani, G. D.; Tankard, A. J.; Belotti, H. J. y Weisink, H. J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén basin, Argentina. En: Tankard, A. J.; Suárez S., R.; y Welsink, H. J. (eds.). Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62: 383-402.

Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacai Co y adyacencias (Cuenca Neuquina, República Argentina). I. Estratigrafía de las formaciones Serra de Chacai Co (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano, Aaleniano), Cura Niyeu (Bayociano) y Lajas (Caloviano inferior). Ameghiniana 10 (2): 105-131.

Waitt, R. B. 2007. Primary volcaniclastic rocks: Comment. Geology, doi: 10.1130/G23685C.1.

Wagreich, M. y Strauss, P. E. 2005. Source area and tectonic control on alluvial-fan development in the Miocene Fohnsdorf intramontane basin, Austria. En: Harvey, A. M.; Mather, A. E. y Stokes, M. (eds.). Alluvial Fans: Geomorphology, Sedimentology, Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 251: 207-216.

Walker, R. G. 1984a. General Introduction: facies, facies sequences and facies models. En: Walker, R. G. (ed.) Facies Models, Second Edition. Geoscience Canada, Reprint Series 1: 1-10.

Walker, R. G. 1984b. Turbidites and associated coarse clastic deposits. En: Walker, R. G. (ed.) Facies Models, Second Edition. Geoscience Canada, Reprint Series 1: 171-188.

Walker, R. G. y Cant, D. J. 1984. Sandy fluvial systems. En: Walker, R. G. (ed.) Facies Models, Second Edition. Geoscience Canada, Reprint Series 1: 71-89.

Walker, R. G. 2006. Facies models revisited. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) Facies Models Revisited. SEPM Special Publication 84: 1-17.

Walton, A. W. y Palmer, B. A. 1988. Lahar facies of the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene) in the Mrysvale Volcanic Field, southwestern Utah. Geological Society of America Bulletin 100: 1078-1091.

Waresback, D. R. y Turbeville, B. N. 1990. Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: The Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. Geological Society of America Bulletin 102: 283-314.

Weaver, C. E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Memoir of the University of Washington, 1: 1-469.

Weaver, C. E. 1942. A general summary of the Mesozoic and Cenozoic of South America. VIII American Scientific Congress (1940). Proceedings 4, Geology: 149-193. Washington.

Wescott, W. A.; Wigger, S. T.; Stone, D. M. y Morley, C.K. 1999. Geology and geophysics of the Lotipiki Plain. En: Morley, C.K. (ed.). Geoscience of rift systems – Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology 4: 55-66.

White, J. D. L. y Houghton, B. F. 2006. Primary volcanistic rocks: Geology 34: 677–680.

White, J. D. L. y Houghton, B. F. 2007. Primary volcaniclastic rocks: Reply. Geology, doi: 10.1130/G23985Y.1.

Wright, V. P y Burchette, T. P. 2002. Shallow-water carbonate environments. En: Reading, H. G. (ed.). Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. 3ra ed., pp. 325-394. Blackwell Science.

Xia, L.; Xu, X.; Xia, Z.; Li, X.; Ma, Z. y Wang, L. 2004. Petrogenesis of Carboniferous rift-related volcanic rocks in the Tianshan, northwestern China. Geological Society of America Bulletin 116 (3/4): 419-433.

Young, M. J.; Gawthorpe, R. L. y Hardy, S. 2001. Growth and linkage of a segmented normal fault zone; the Late Jurassic Murchison-Stratfjord North Fault, Northern North Sea. Journal of Structural Geology 23: 1933-1952.

Young, M. J.; Gawthorpe, R. L. y Sharp, I. R. 2003. Normal fault growth and early syn-rift sedimentology and sequence stratigraphy: Thal Fault, Suez Rift, Egypt. Basin Research 15: 479-502.

Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fol. And Thrust Belt of the southern Neuquén Basin. En: Veiga, G. D.; Spalletti, L. A.; Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds.). The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications, 252: 37-56.

Ziegler, P. A. y Cloething, S. 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. Earth-Science Reviews 64: 1-50.

Zöllner, W. y Amos, A. 1973. Descripción geológica de la Hoja 32b Chos Malal, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional de Minería y Geología (Buenos Aires). Boletín 143, 91 pp.

Mapa geológico del área de estudio

70°40'0"W 70°35'0"W 70°30'0"W

2360000 2366000 2372000 2378000

5678000 5672000 5666000 5660000 5654000 5648000 5642000

39°5'0"S 39°10'0"S 39°15'0"S 39°20'0"S

Arroyo Nireco
Arroyo Pichi Picún Leufú
Arroyo Piletas
Arroyo Picún Leufú
Arroyo Llao Llao
Arroyo Catán Lil
Río Catán Lil
Cordón de la Piedra Santa
Sierra de Catán Lil

Cerro Chachil
Cerro Chihuido Bayo
Cerro Mesa
Cerro Mallín de Ibáñez

0 1 2 3 4Km

Referencias generales

- Depósitos modernos
- Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera — SCA
- Calizas marinas someras — CMS
- Epiclásticos marinos someros — EMS
- Sistemas de remoción en masa submarinos — SRMS
- Sistemas deltaicos gravosos — SDG

Ciclo Precuyano
- Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados) — AFH
- Abanico aluvial (flujos de detritos) — AFD
- Secuencias piroclásticas 2 — SP 2
- Secuencias piroclásticas 1b — SP 1b
- Domos y criptodomos ácidos — DCA
- Depósitos piroclásticos retrabajados — DPR
- Secuencias piroclásticas 1a — SP 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos — SAV
- Domo de autobrechas — DAB
- Lavas mesosilícicas a ácidas — LMA

- Basamento granítico
- Basamento metamórfico

- Falla directa
- Falla directa; la estructura se continúa en un lineamiento
- Falla inversa
- Falla inversa; posible inversión de una falla antigua
- Falla extensional, luego invertida
- Falla extensional, posiblemente invertida luego
- Falla extensional, posiblemente invertida luego; la estructura se continúa en un lineamiento
- Falla rotacional, extensional hacia un lado del punto de pivote e inversa hacia el otro
- Lineamiento
- Posible falla extensional, luego invertida
- Posible falla extensional, presumiblemente invertida luego
- Pliegue anticlinal
- Pliegue sinclinal
- Flexura monoclinal
- 18 Rumbo e inclinación de una capa
- Diques volcánicos

Apéndice 2 – Perfiles litológicos de detalle

Se presentan en esta sección los perfiles litológicos de detalle levantados en el área de estudio. Su ubicación se muestra en los mapas de las carátulas que hacen de separadores para cada grupo de perfiles ordenado de acuerdo a la localidad en la que se encuentran. Los perfiles han sido dibujados a escala 1:200.

Las referencias se encuentran en la página siguiente.

Perfiles localidad NIR: Páginas 3 a 17

Perfiles localidades PLS, PCL y PPC: Páginas 18 a 34

Perfiles localidad PLT: Páginas 35 a 49

Perfiles localidad LAO: Páginas 50 a 53

Perfiles localidad ECM: Páginas 54 a 64

Perfiles localidad CTL: Páginas 65 a 79

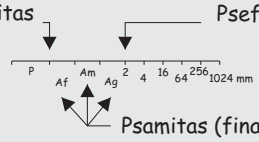
Perfiles localidad NPS: Páginas 80 a 82

Referencias de los perfiles litológicos de detalle

Litologías

- Conglomerado matriz sostén
- Conglomerado grano sostén, moderadamente seleccionado
- Conglomerado grano sostén muy bien seleccionado
- Sabulitas
- Roca psamítica grano sostén
- Rocas pelíticas
- Mudstones silicificados
- Lavas porfíricas
- Roca lávica, afanítica y ácida
- Lavas con alteración diferencial
- Cubierto
- Cubierto: no se representa su longitud total en el perfil

Pelitas — Psefitas



Escala granulométrica

Psamitas (finas, medianas y gruesas)

Ciclo Cuyano

Sistemas de costa afuera	SCA
Calizas marinas someras	CMS
Epiclásticos marinos someros	EMS
Sistemas de remoción en masa submarinos	SRMS
Sistemas deltaicos gravosos	SDG

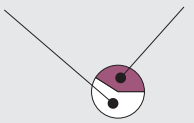
Ciclo Precuyano

Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados)	AFH
Abanico aluvial (flujos de detritos)	AFD
Secuencias piroclásticas 2	SP 2
Secuencias piroclásticas 1b	SP 1b
Domos y criptodomos ácidos	DCA
Depósitos piroclásticos retrabajados	DPR
Secuencias piroclásticas 1a	SP 1a
Sistemas aluviales volcaniclásticos	SAV
Domo de autobrechas	DAB
Lavas mesosilícicas a ácidas	LMA
Basamento granítico	
Basamento metamórfico	

Estructuras y composición

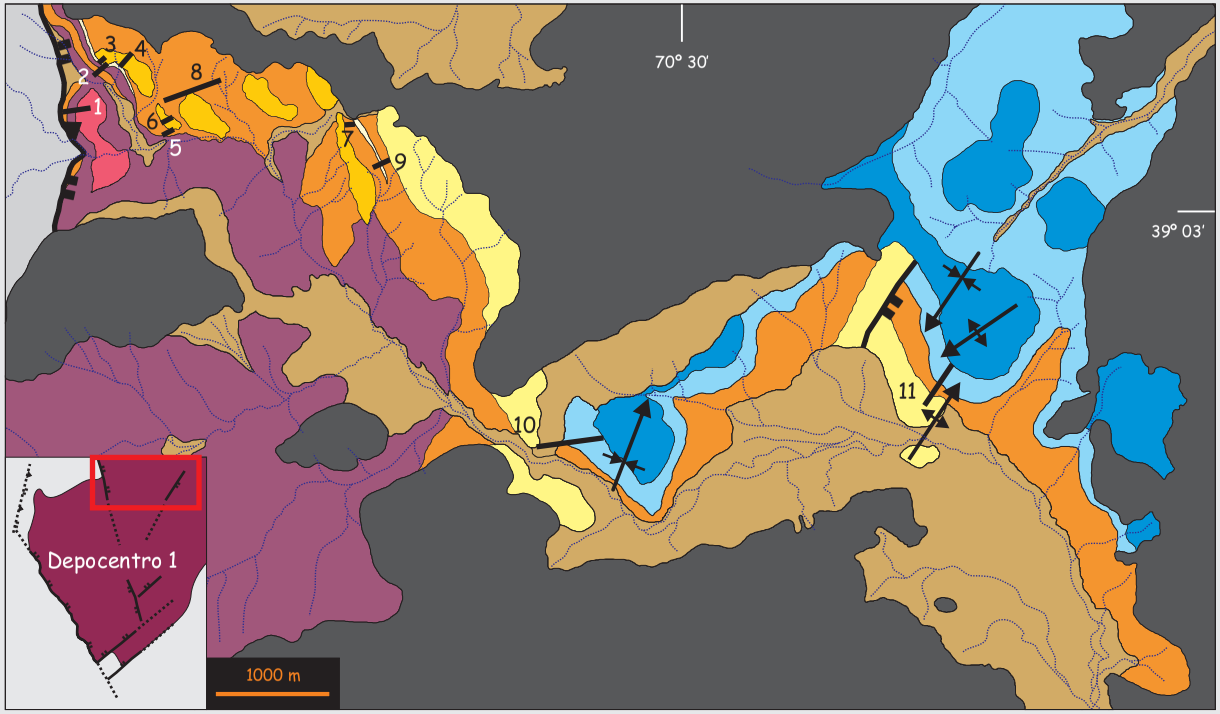
- Estratificación / laminación planar
- Estratificación entrecruzada planar
- Estratificación entrecruzada en artesa
- Estructura en montículo
- Gradación normal
- G — Gradación inversa en los granos más gruesos
- Marca de hoyo de flujo
- N 86°/21° — Dirección de paleocorrientes
- Clastos pumiceos
- Clastos de origen granítico
- Clastos de origen volcánico efusivo
- Autobrechamiento
- Fósiles de invertebrados marinos
- Restos vegetales
- Rastros de actividad orgánica

Diagrama de torta sobre procedencia de clastos: graníticos vs. volcánicos efusivos



59%

Perfiles litológicos de detalle - Localidad NIR



Perfiles litológicos de detalle levantados en la localidad NIR:

1 - NIR 9: S 39° 2' 23,1"; O 70° 33' 41,8"

2 - NIR 11: S 39° 2' 17"; O 70° 33' 33,6"

3 - NIR 12: S 39° 2' 13,9"; O 70° 33' 21,8"

4 - NIR 15: S 39° 2' 16,7"; O 70° 33' 17,5"

5 - NIR 17: S 39° 2' 33,4"; O 70° 33' 3,1"

6 - NIR 19: S 39° 2' 35,3"; O 70° 33' 7,7"

7 - NIR 25: S 39° 2' 33,1" 70° 32' 1,1"

8 - NIR 34: S 39° 2' 28,3"; O 70° 33' 4"

9 - NIR 36: S 39° 2' 44"; O 70° 31' 49,9"

10 - NIR 39: S 39° 4' 6,4"; O 70° 30' 41,4"

11 - NIR 43: S 39° 3' 46,1"; O 70° 28' 38"

Depósitos modernos

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

Calizas marinas someras

Epiclásticos marinos someros

Ciclo Precuyano

Secuencias piroclásticas 1b

Criptodomos ácidos

Secuencias piroclásticas 1a

Sistemas aluviales volcaniclásticos

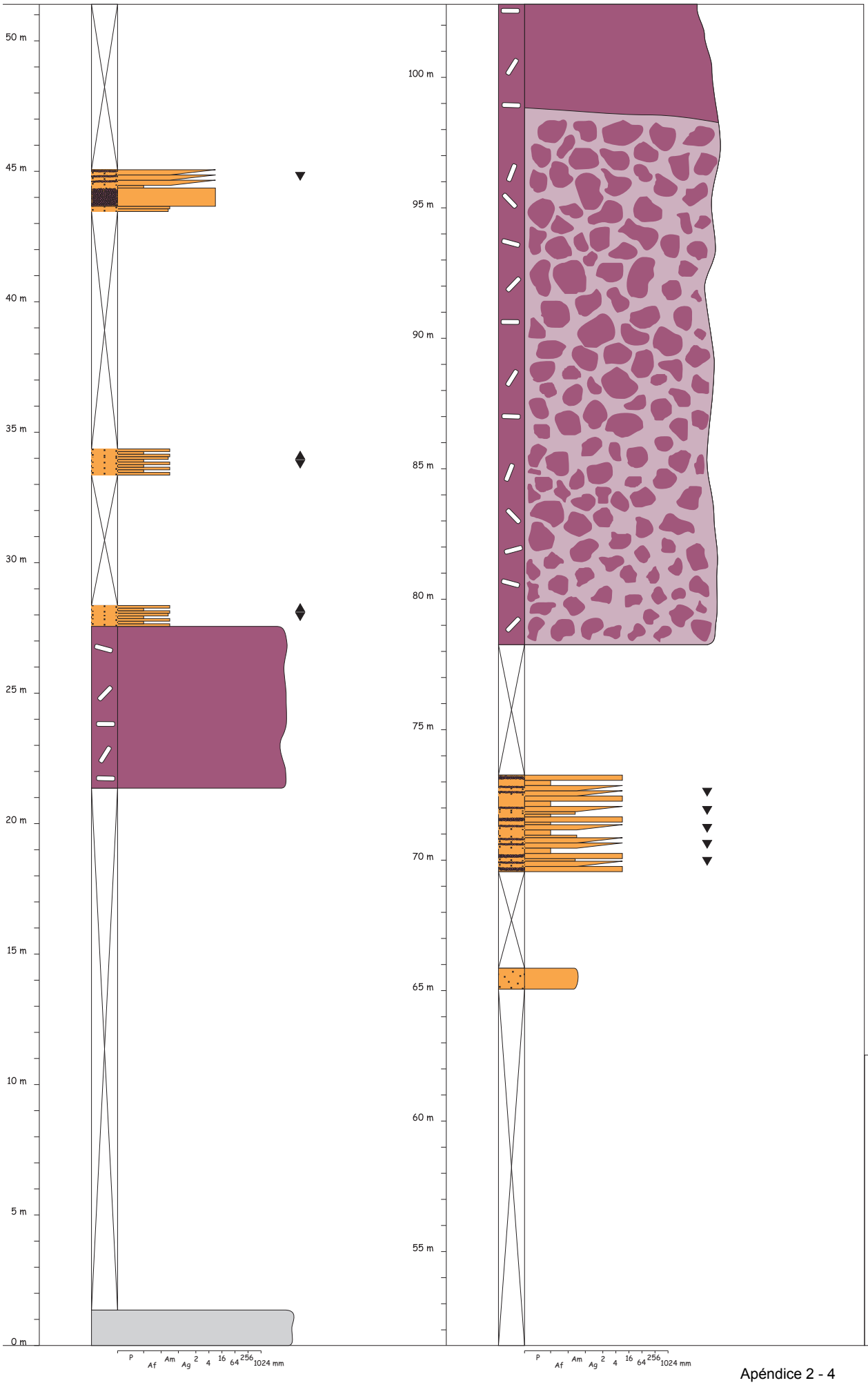
Domo de autobrechas

Lavas mesosilícicas a ácidas

Basamento granítico

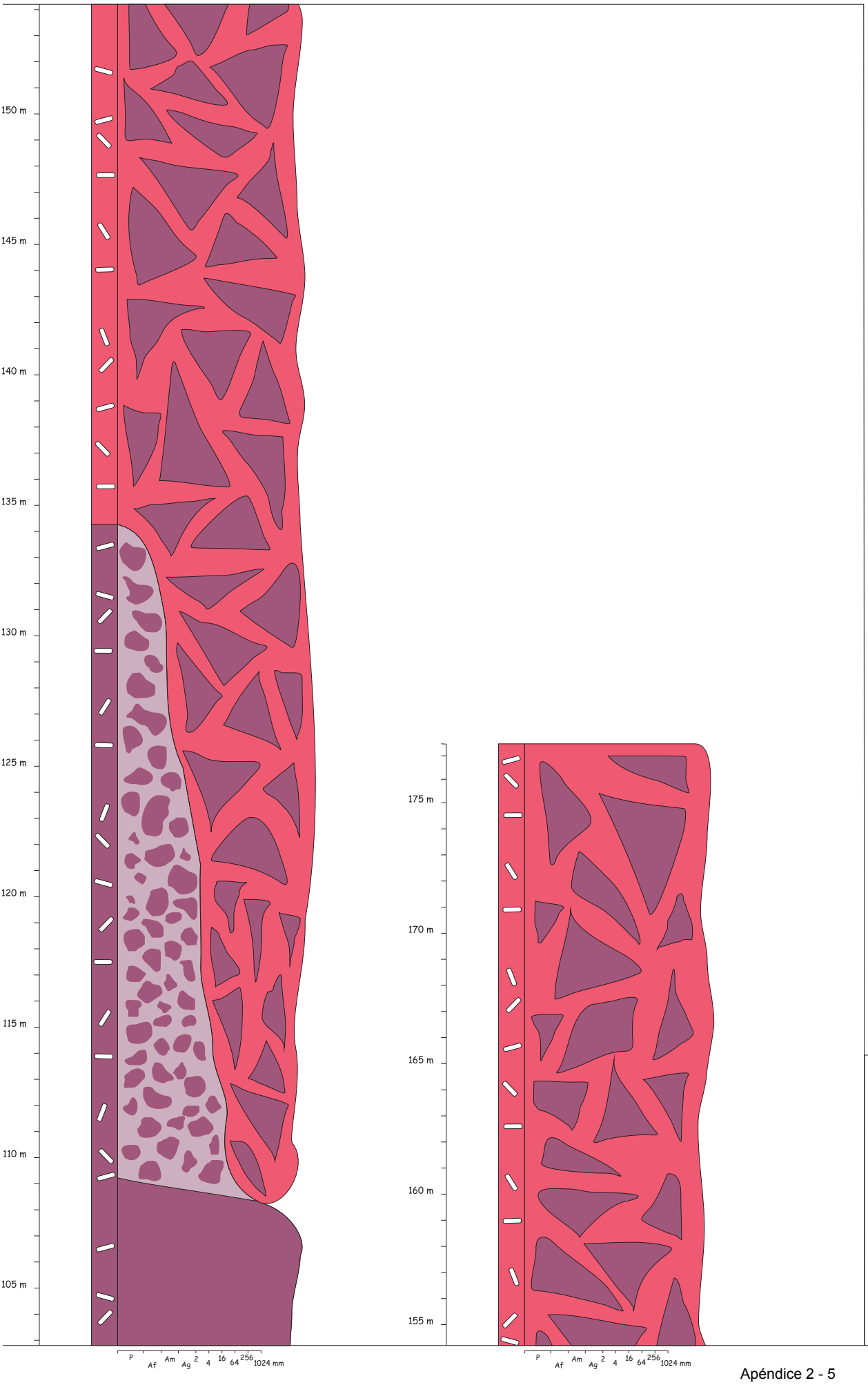
Diques de riolitas foliadas

Perfil NIR 9



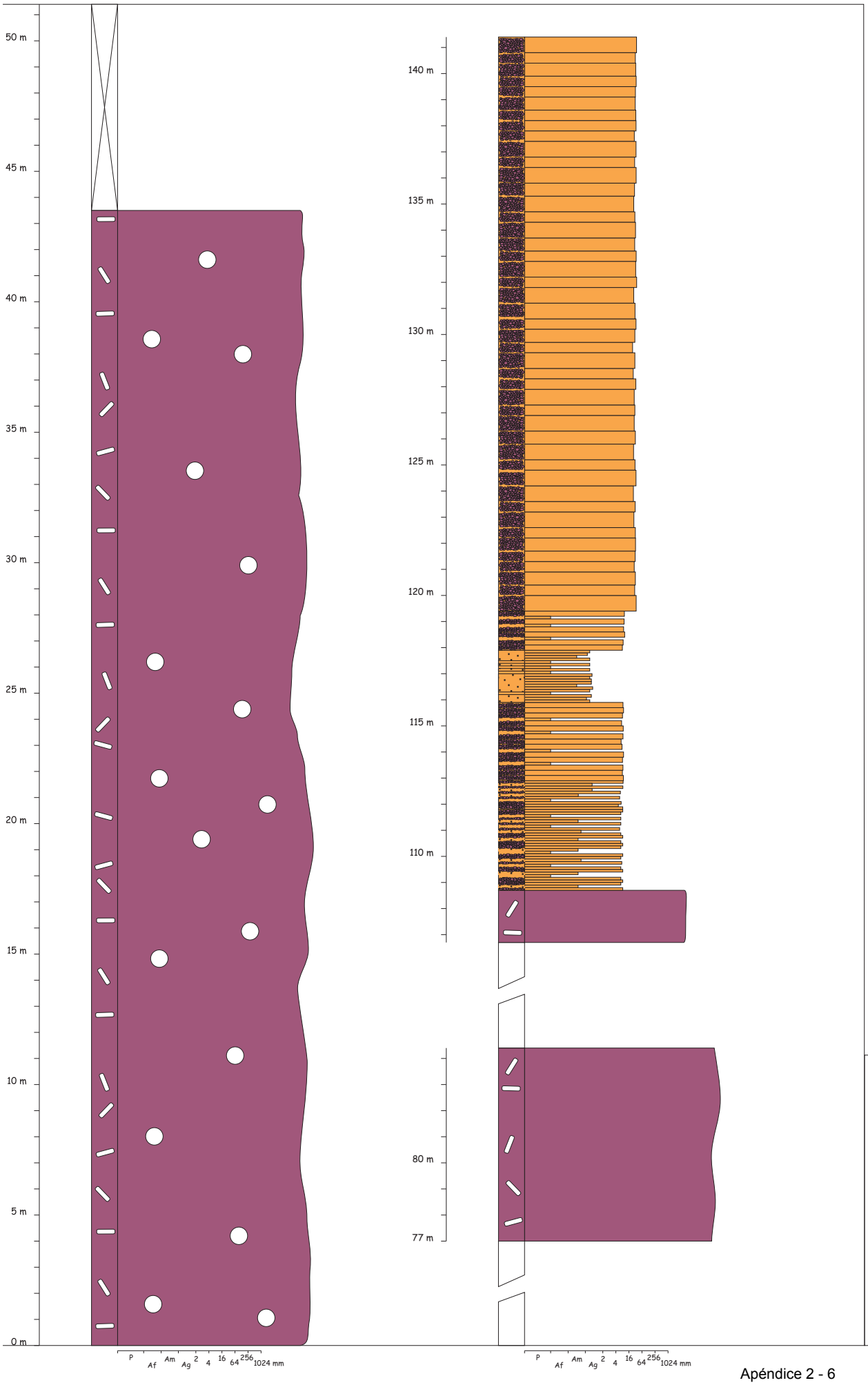
Perfil NIR 9 - Hoja 1

Perfil NIR 9



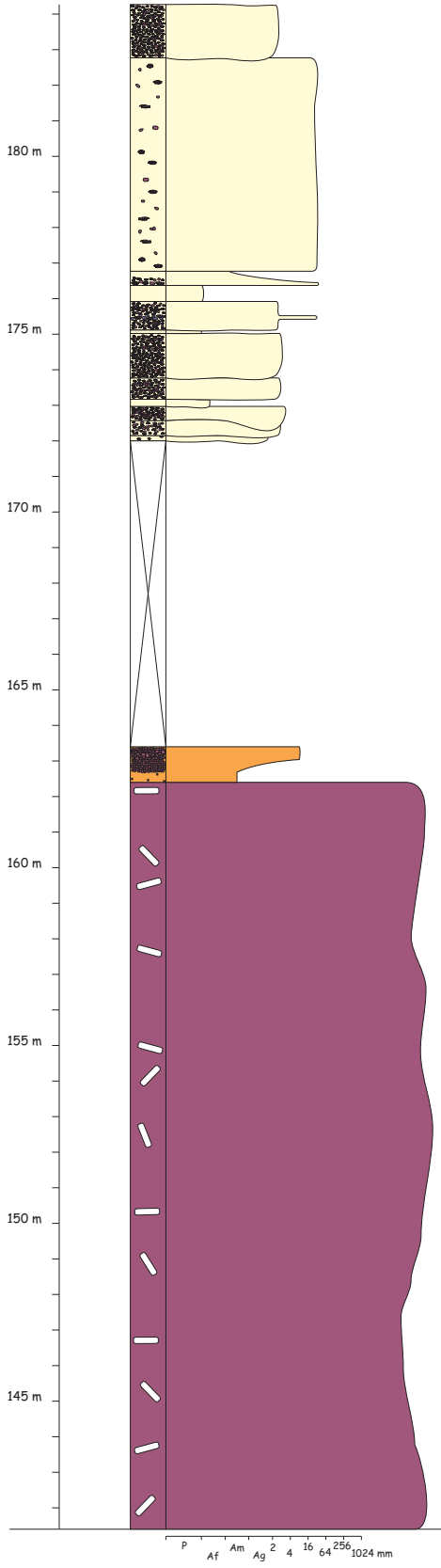
Perfil NIR 9 - Hoja 2

Perfil NIR 11



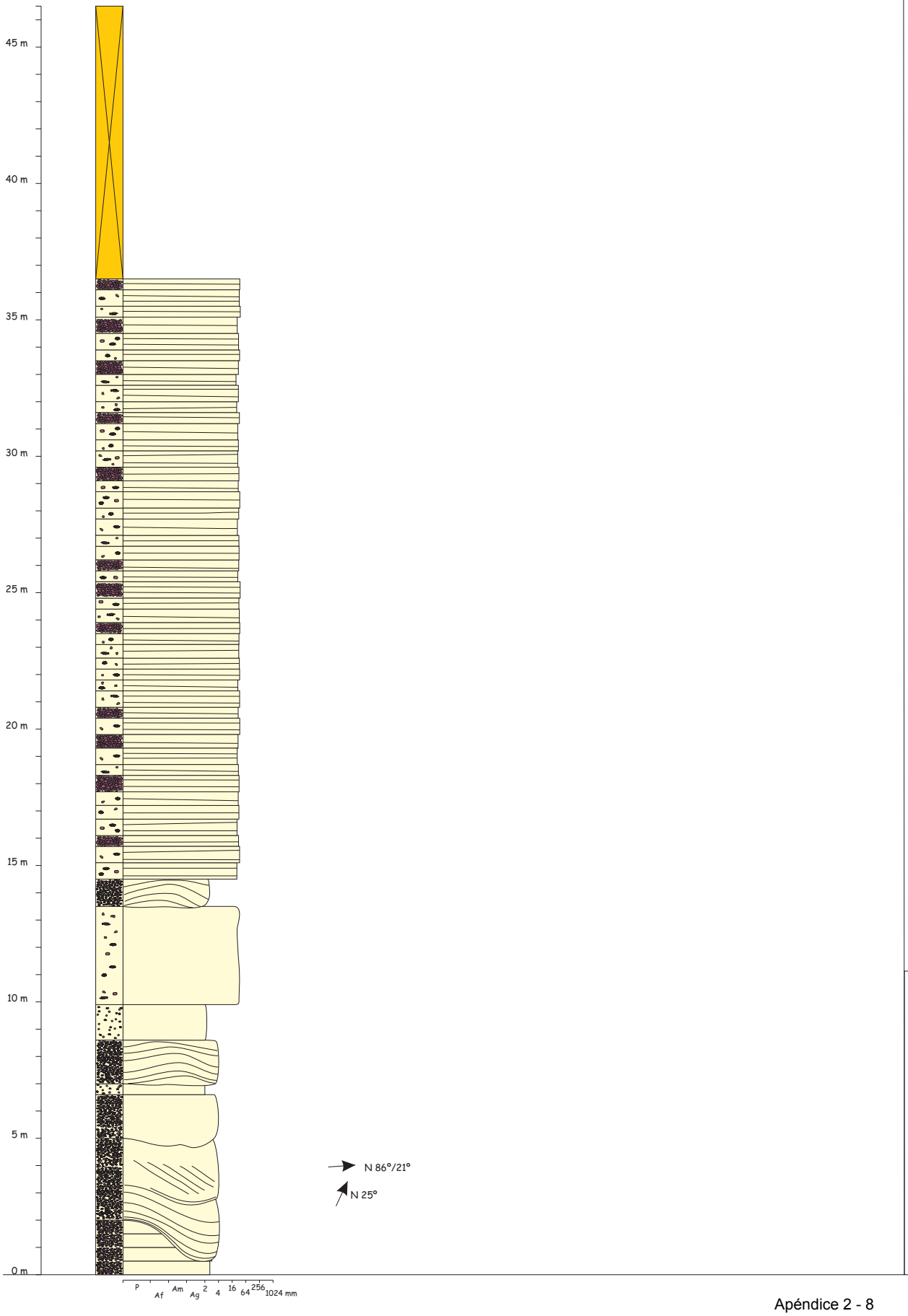
Perfil NIR 11 - Hoja 1

Perfil NIR 11



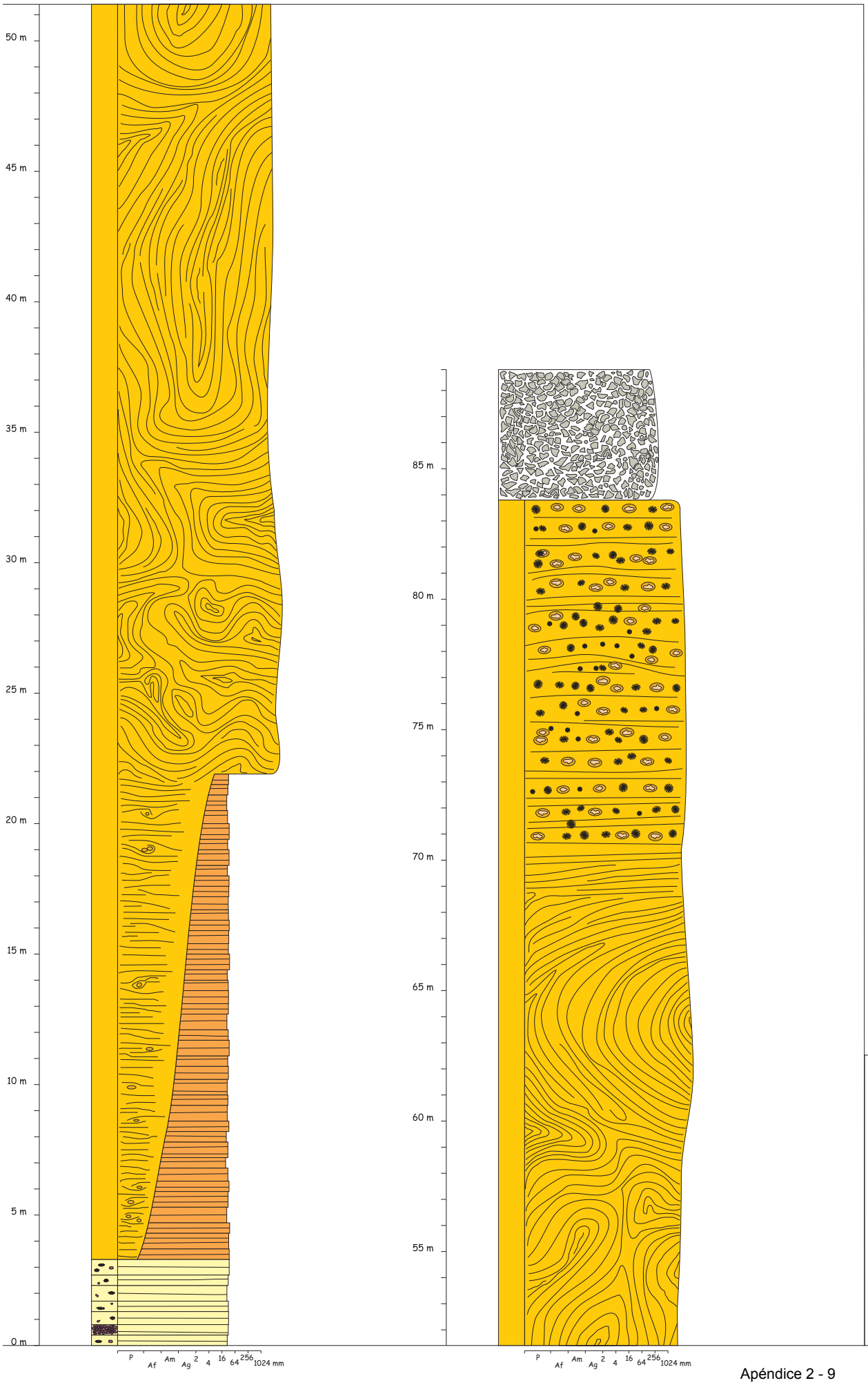
Perfil NIR 11 - Hoja 2

Perfil NIR 12



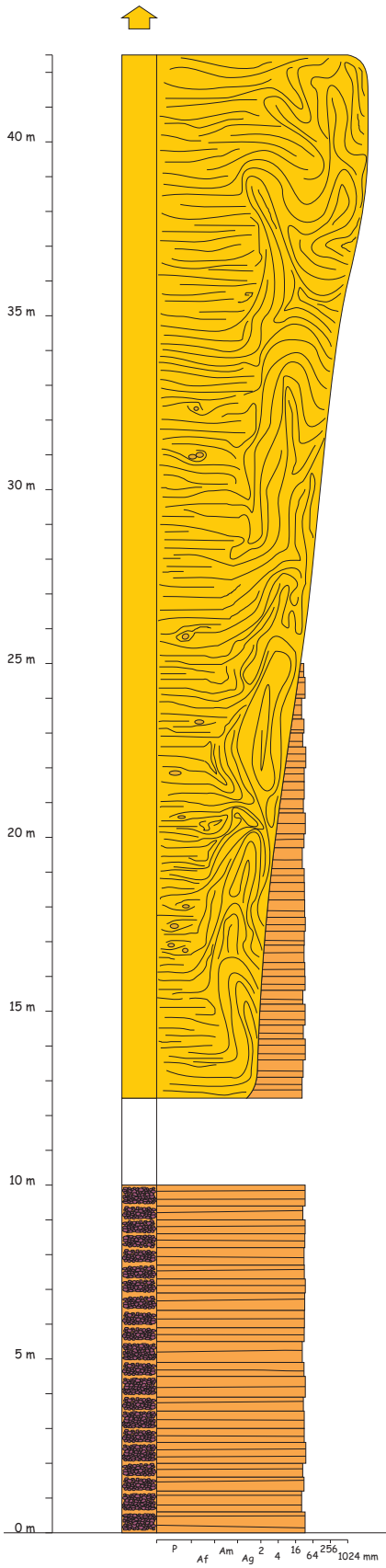
Perfil NIR 12

Perfil NIR 15



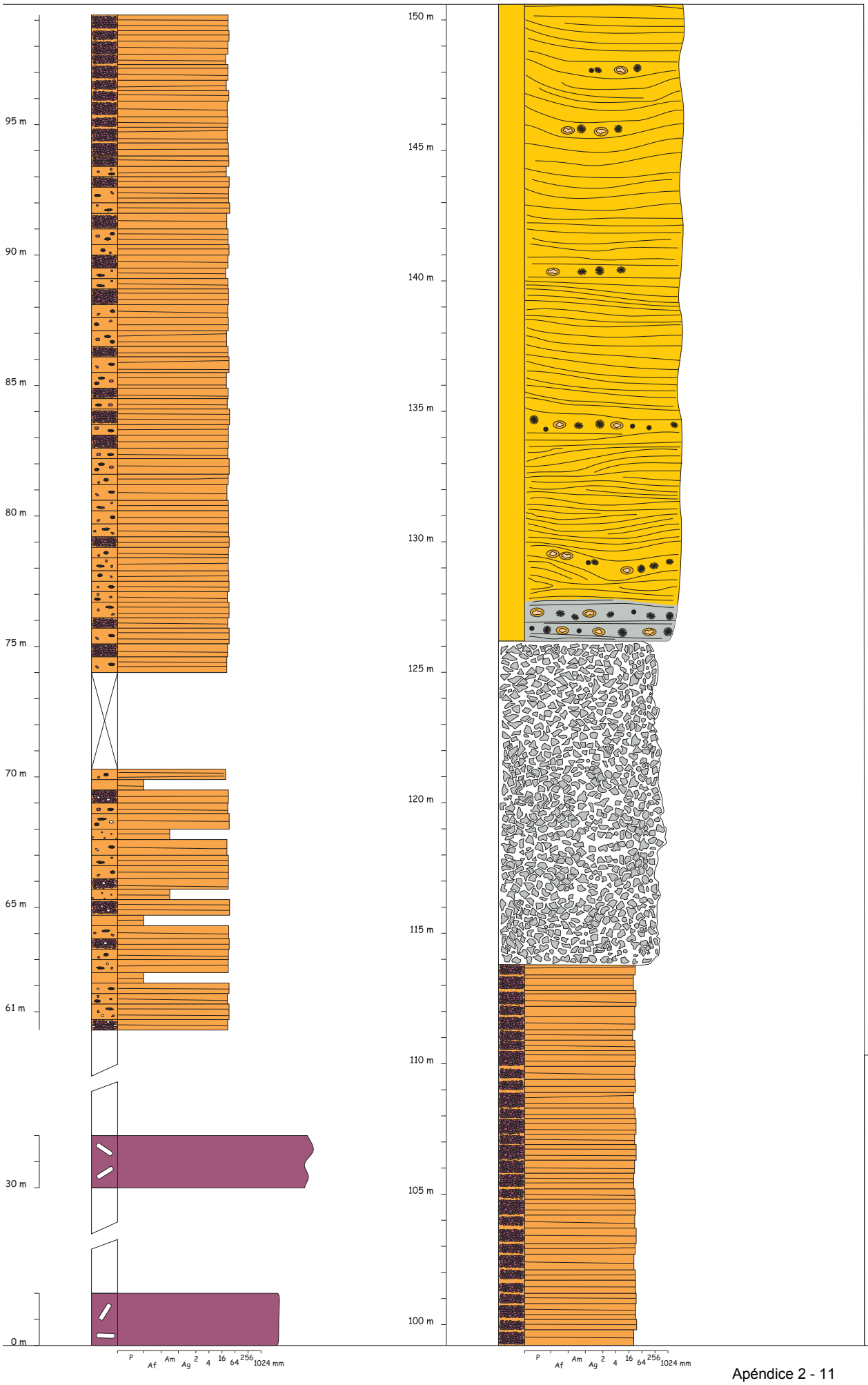
Perfil NIR 15

Perfil NIR 17



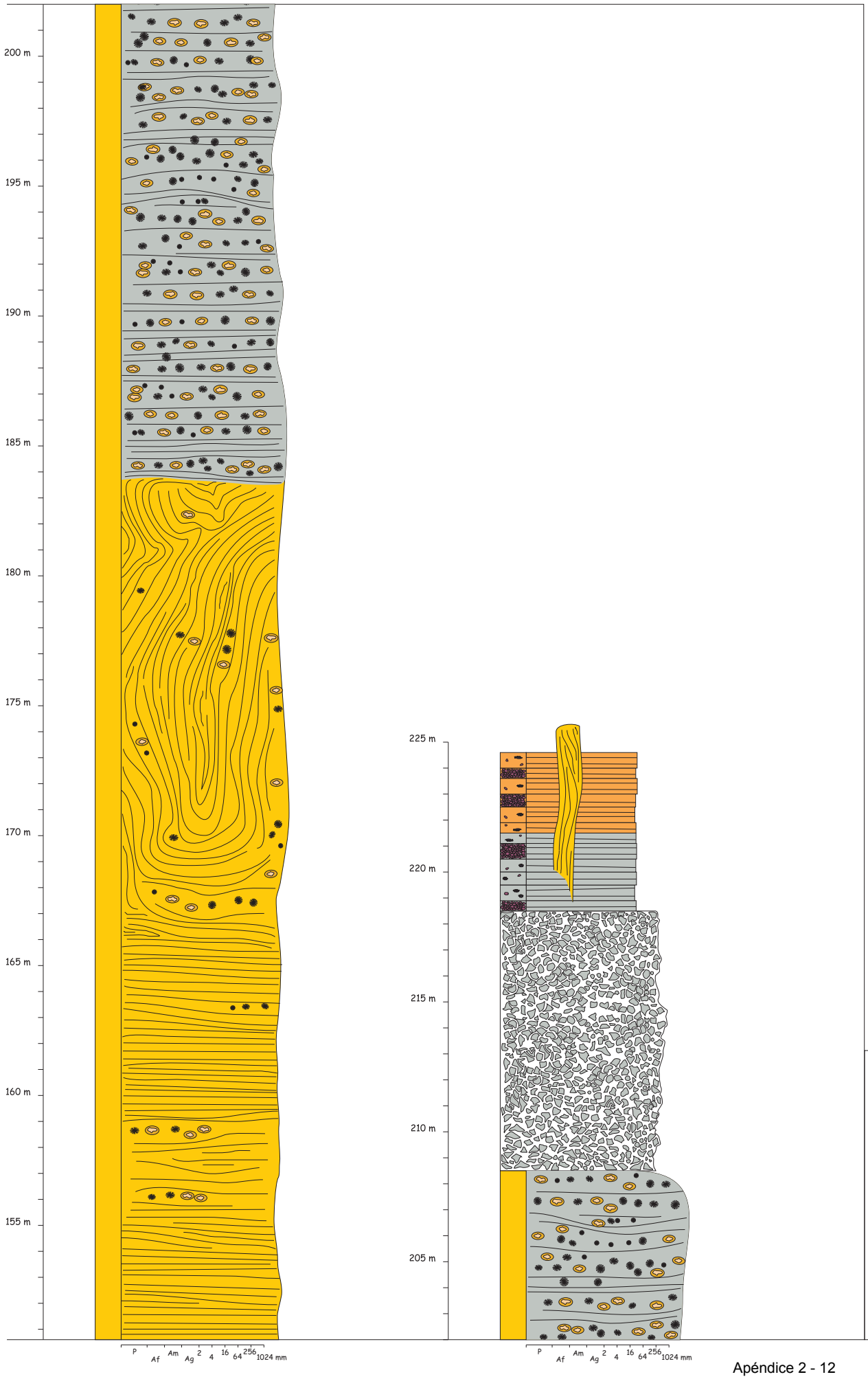
Perfil NIR 17

Perfil NIR 19



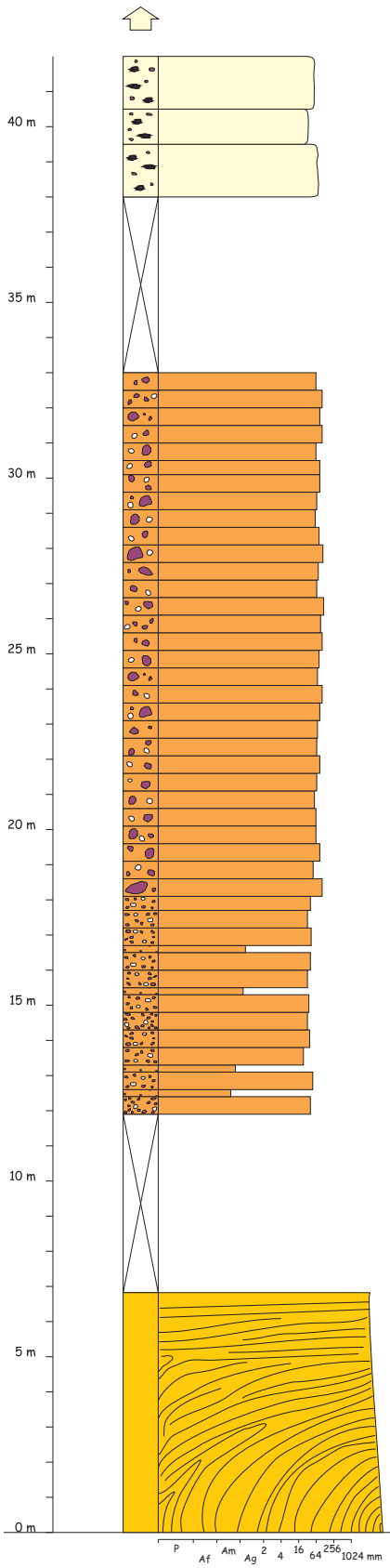
Perfil NIR 19 - Hoja 1

Perfil NIR 19



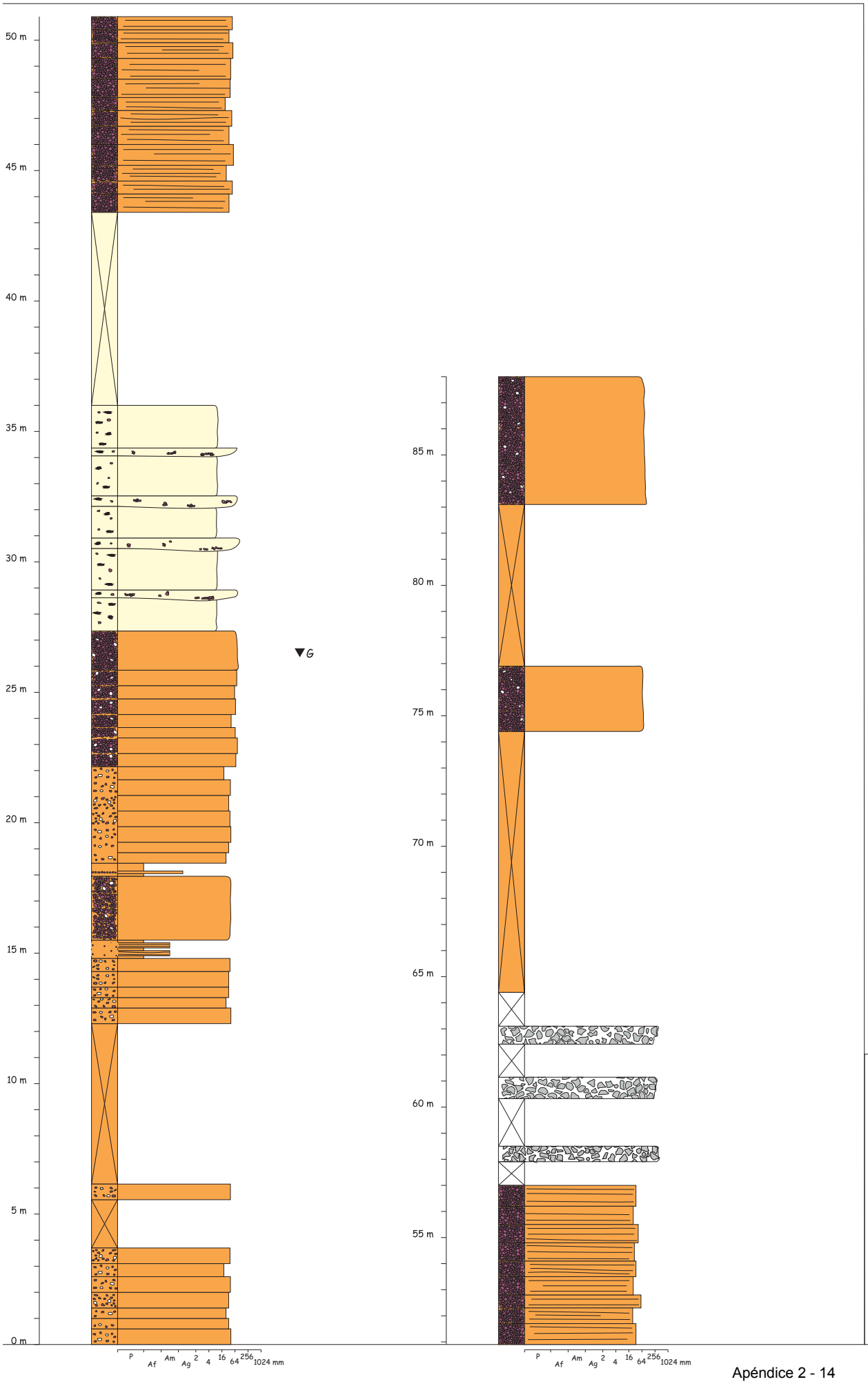
Perfil NIR 19 - Hoja 2

Perfil NIR 25



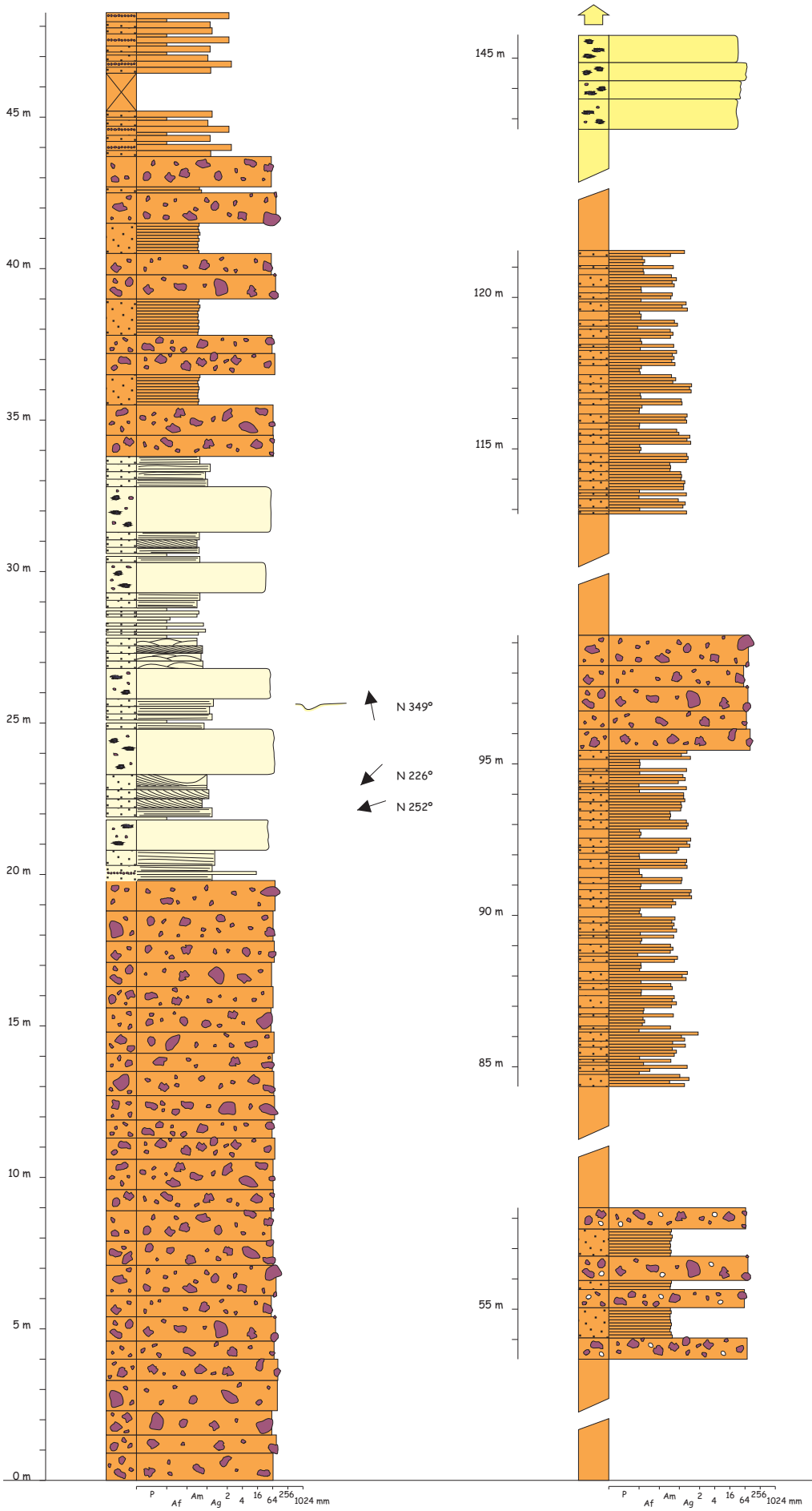
Perfil NIR 25

Perfil NIR 34



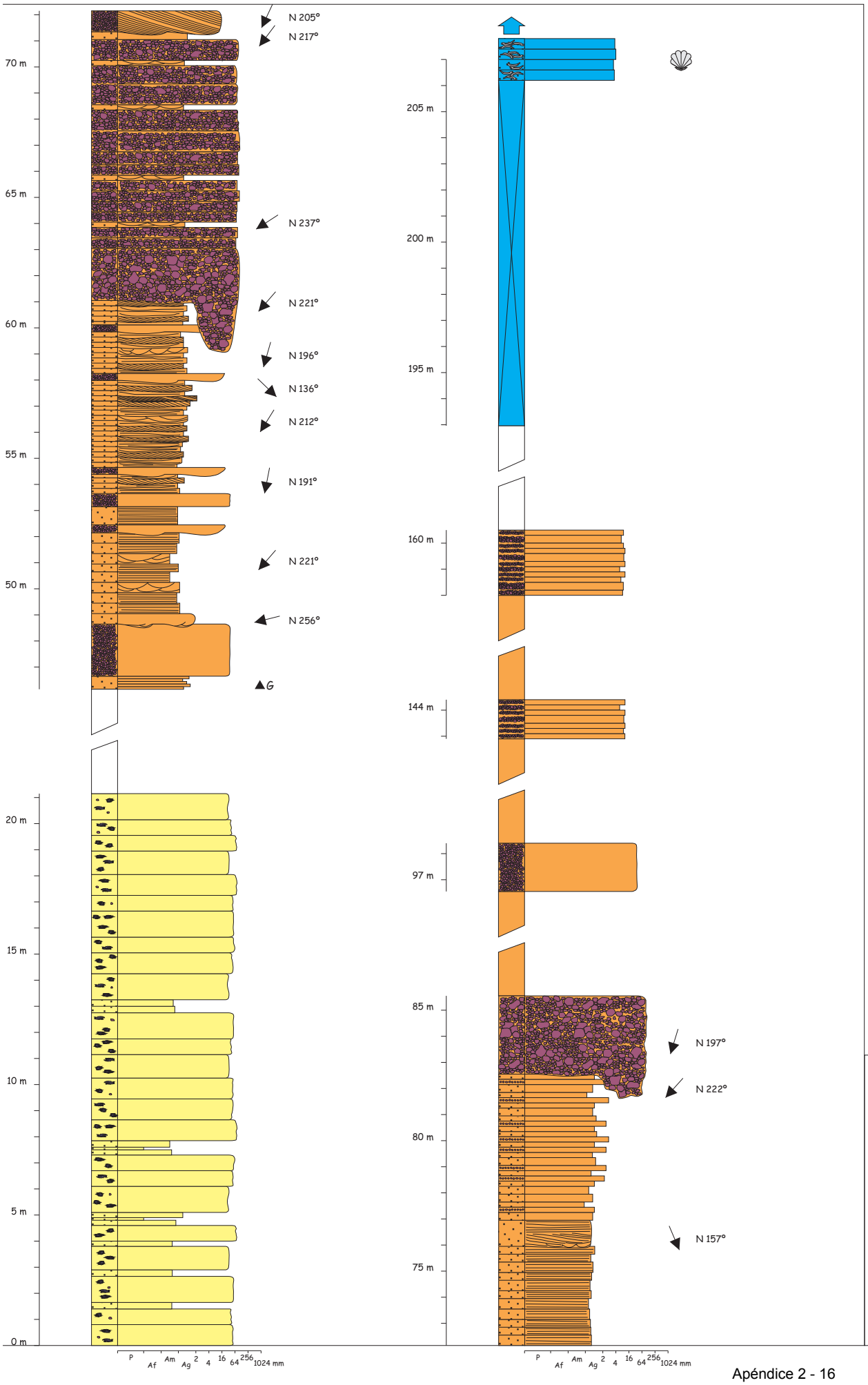
Perfil NIR 34

Perfil NIR 36



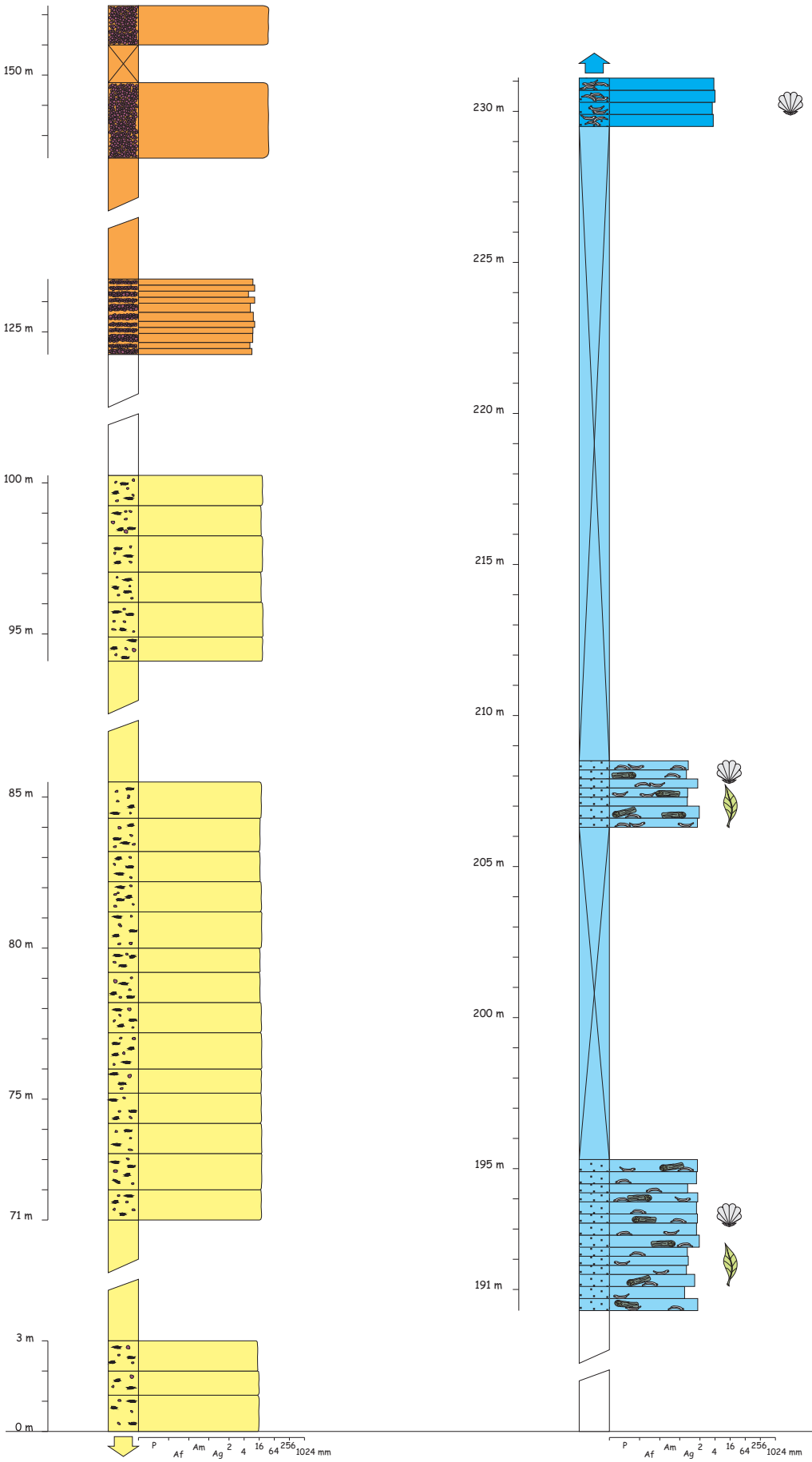
Perfil NIR 36

Perfil NIR 39



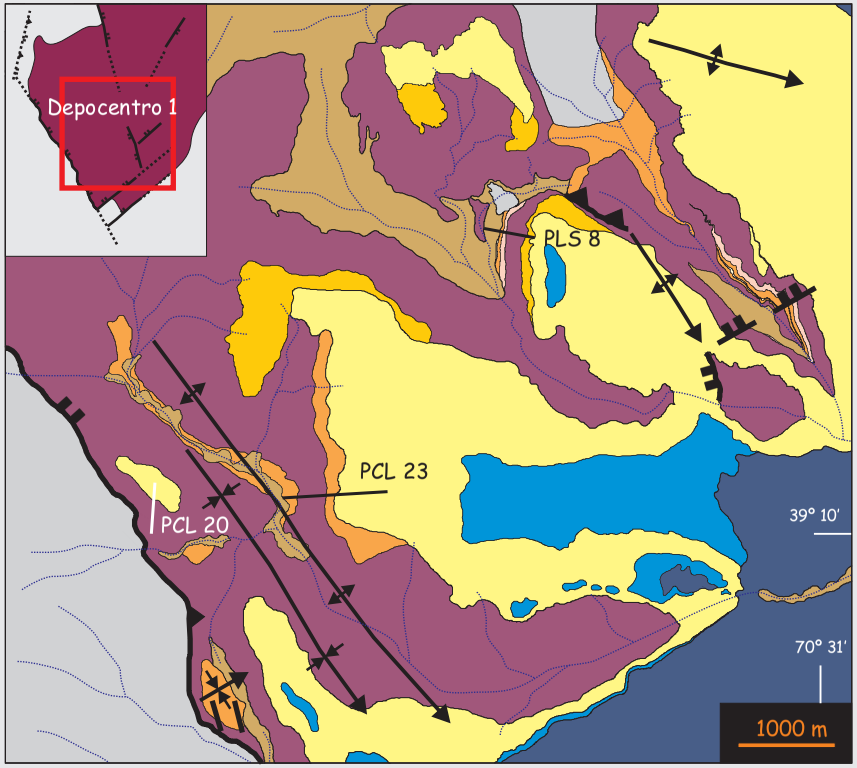
Perfil NIR 39

Perfil NIR 43



Perfil NIR 43

Perfiles litológicos - Localidades PLS, PCL y PPC



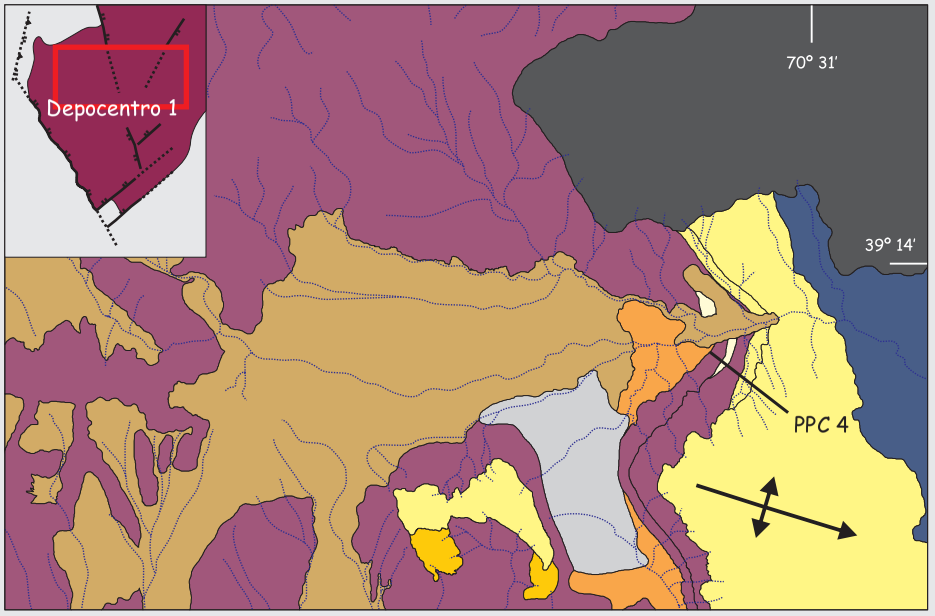
Perfiles litológicos de detalle levantados en la localidad PLT:

- PLS 8: S 39° 8' 21,5"; O 70° 33' 5,1"

- PCL 20: S 39° 9' 43,8"; O 70° 35' 31,6''

- PCL 23: S 39° 9' 49,1"; O 70° 34' 27,7''

- PPC 4: S 39° 6' 38,4"; O 70° 31' 44,1"

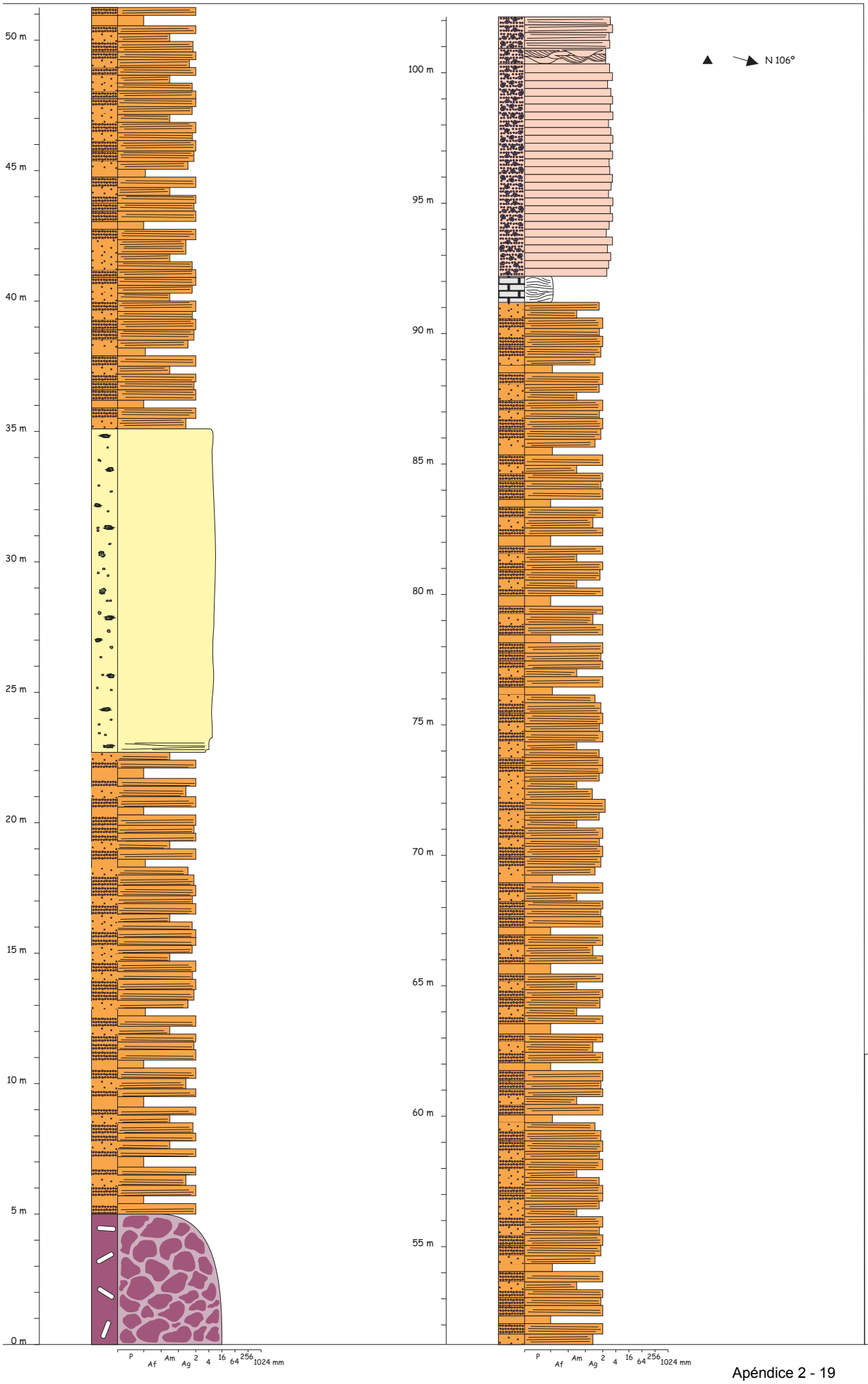


Depósitos recientes

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras

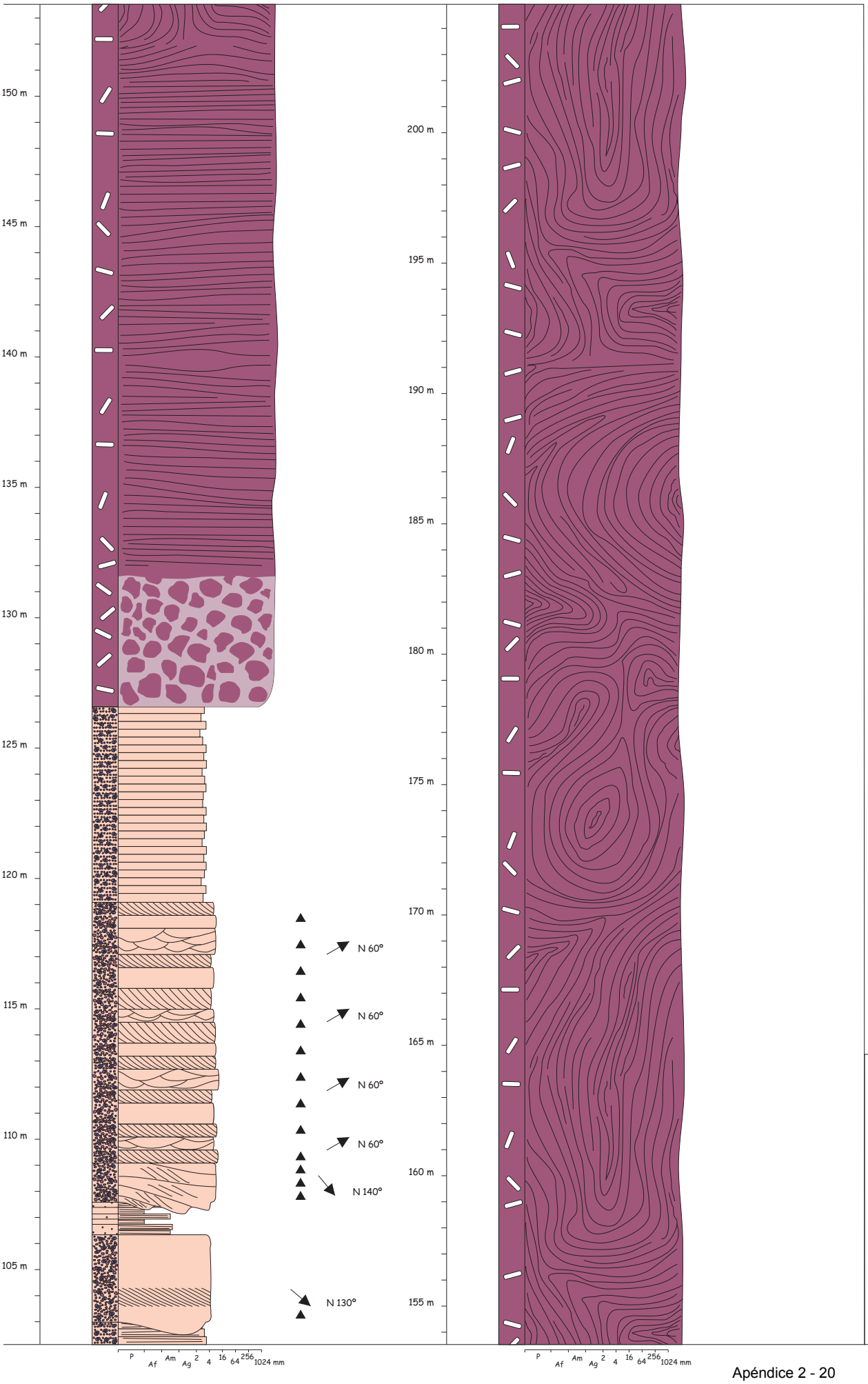
Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 1b
- Domos ácidos
- Depósitos piroclásticos retrabajados
- Secuencias piroclásticas 1a
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

Perfil PLS 8



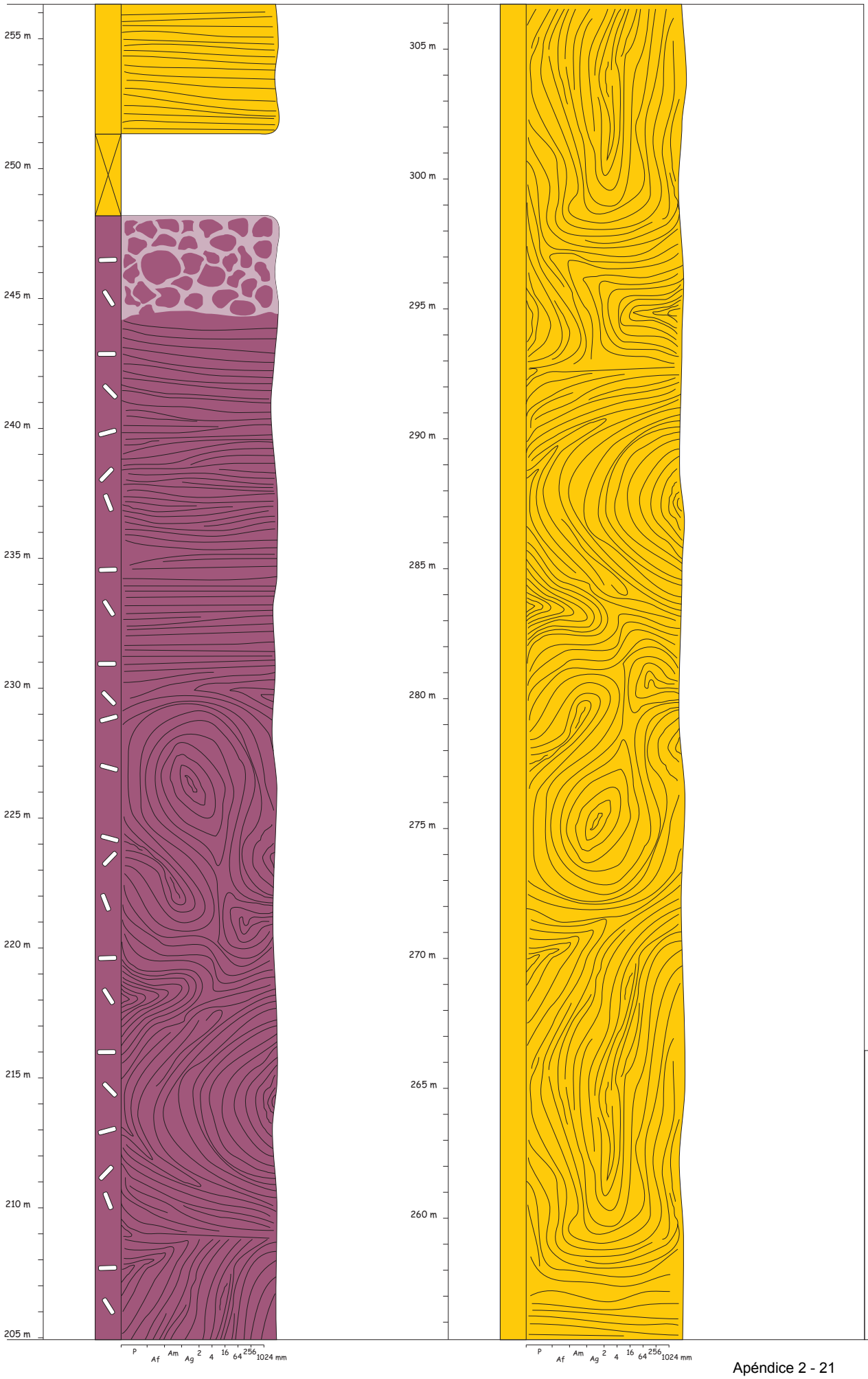
Perfil PLS 8 - Hoja 1

Perfil PLS 8



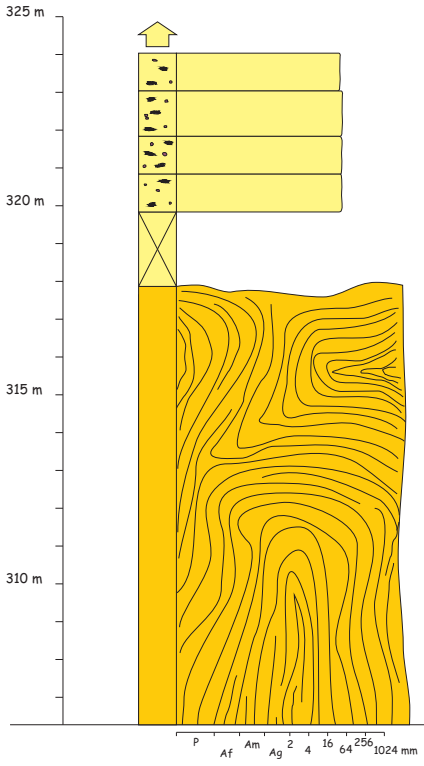
Perfil PLS 8 - Hoja 2

Perfil PLS 8



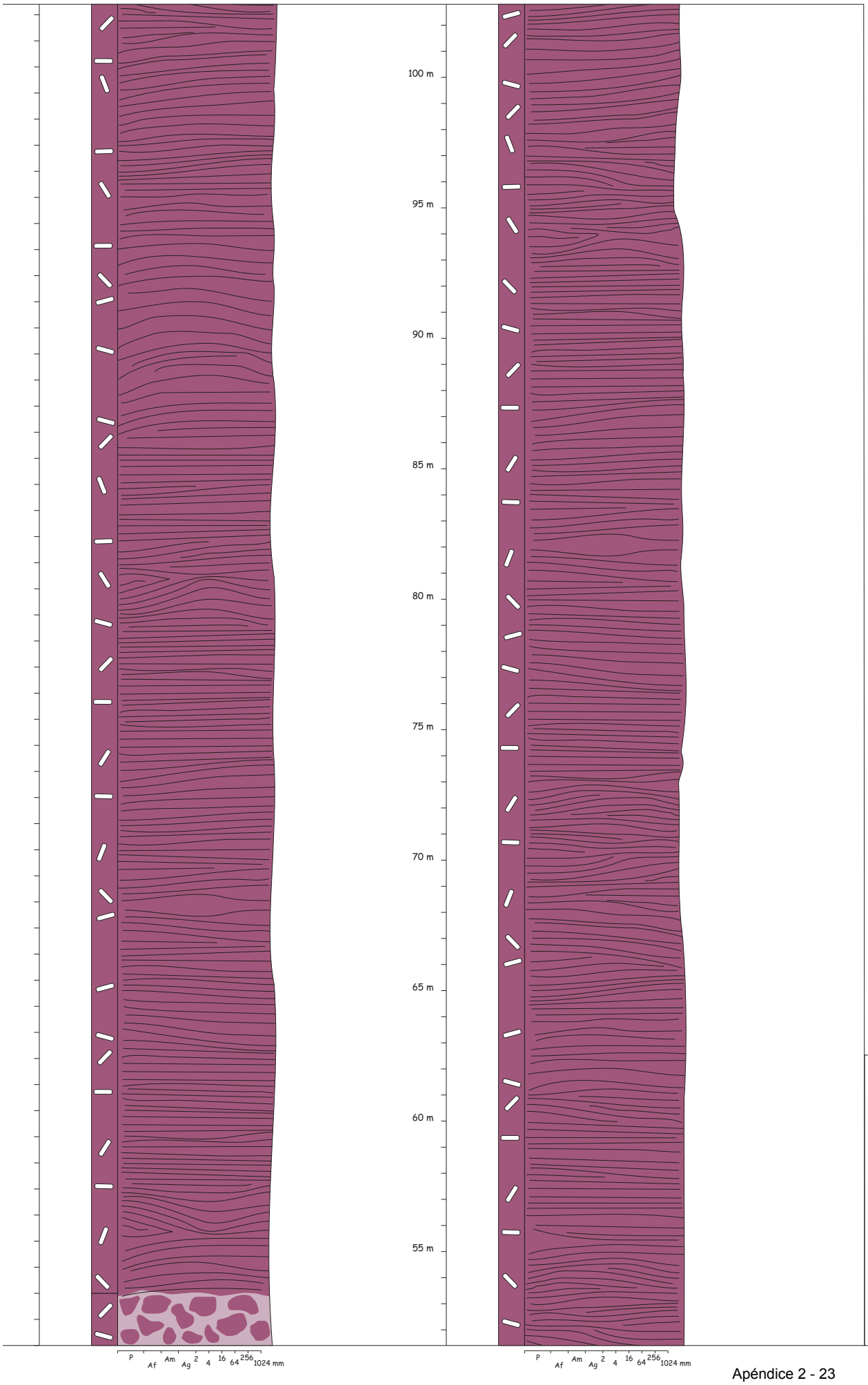
Perfil PLS 8 - Hoja 3

Perfil PLS 8



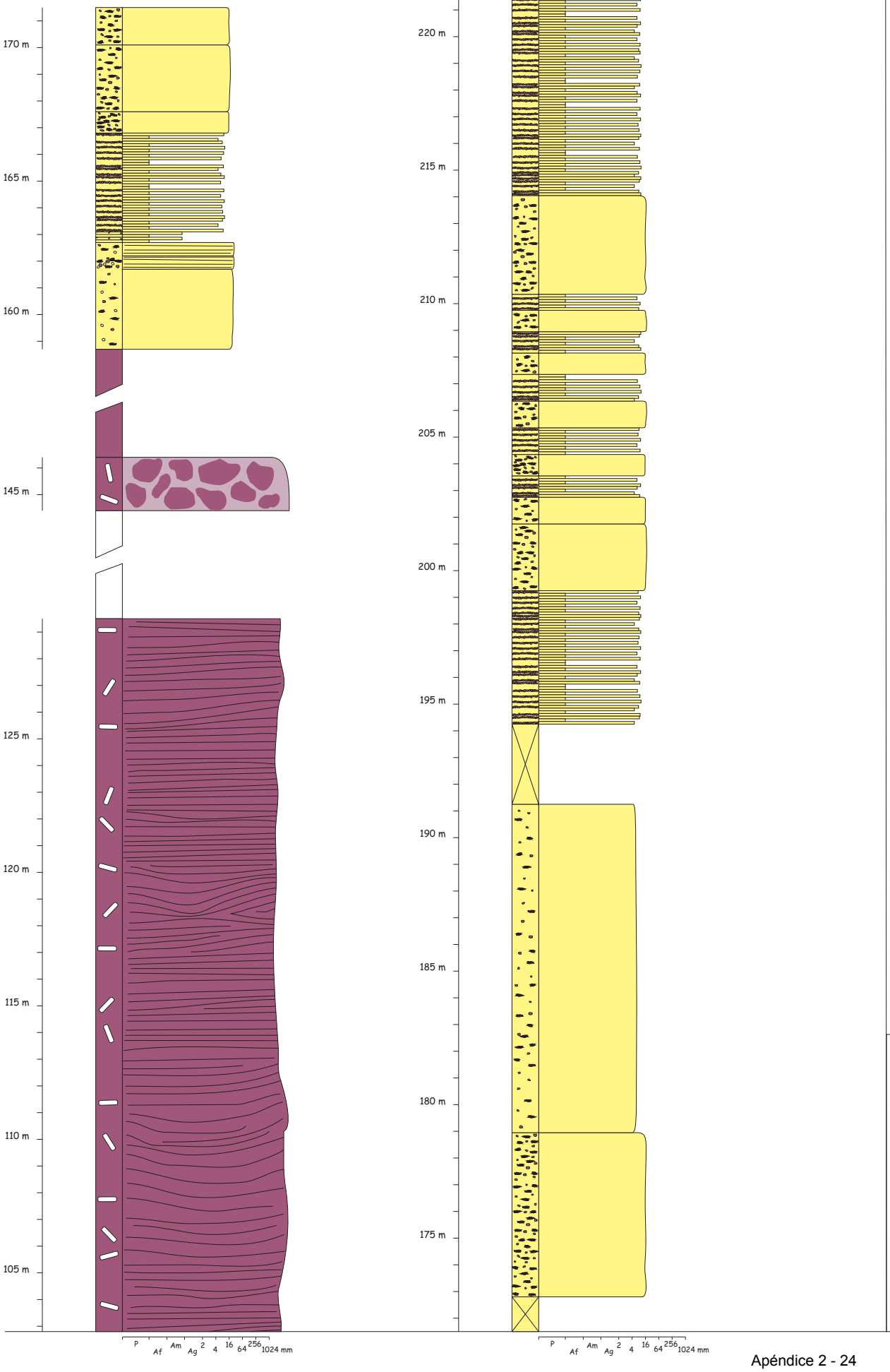
Perfil PLS 8 - Hoja 4

Perfil PCL 20



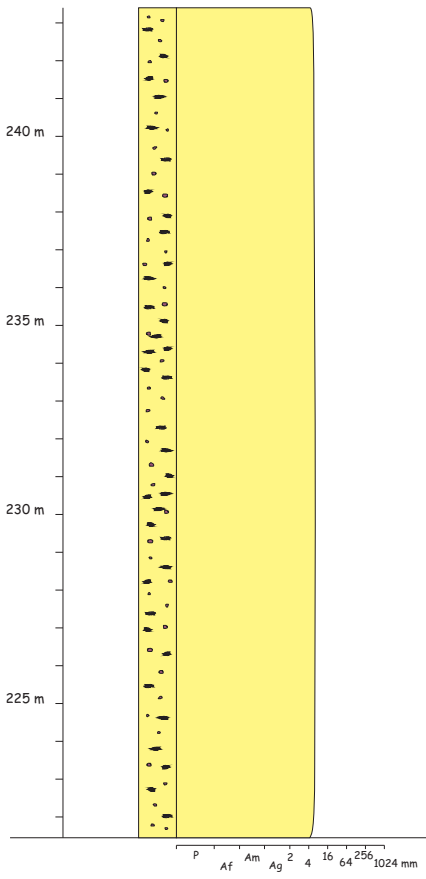
Perfil PCL 20 - Hoja 1

Perfil PCL 20



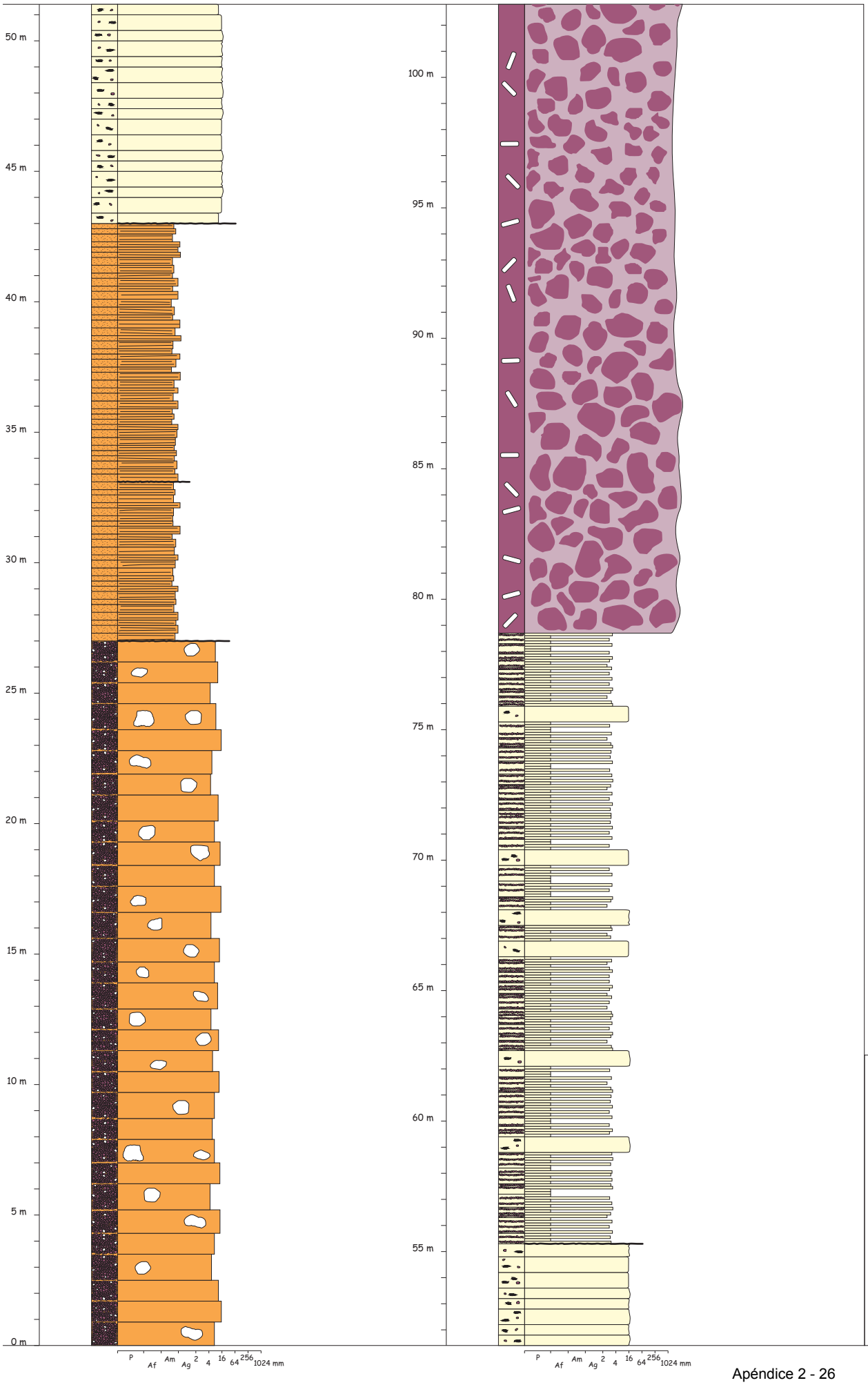
Perfil PCL 20 - Hoja 2

Perfil PCL 20



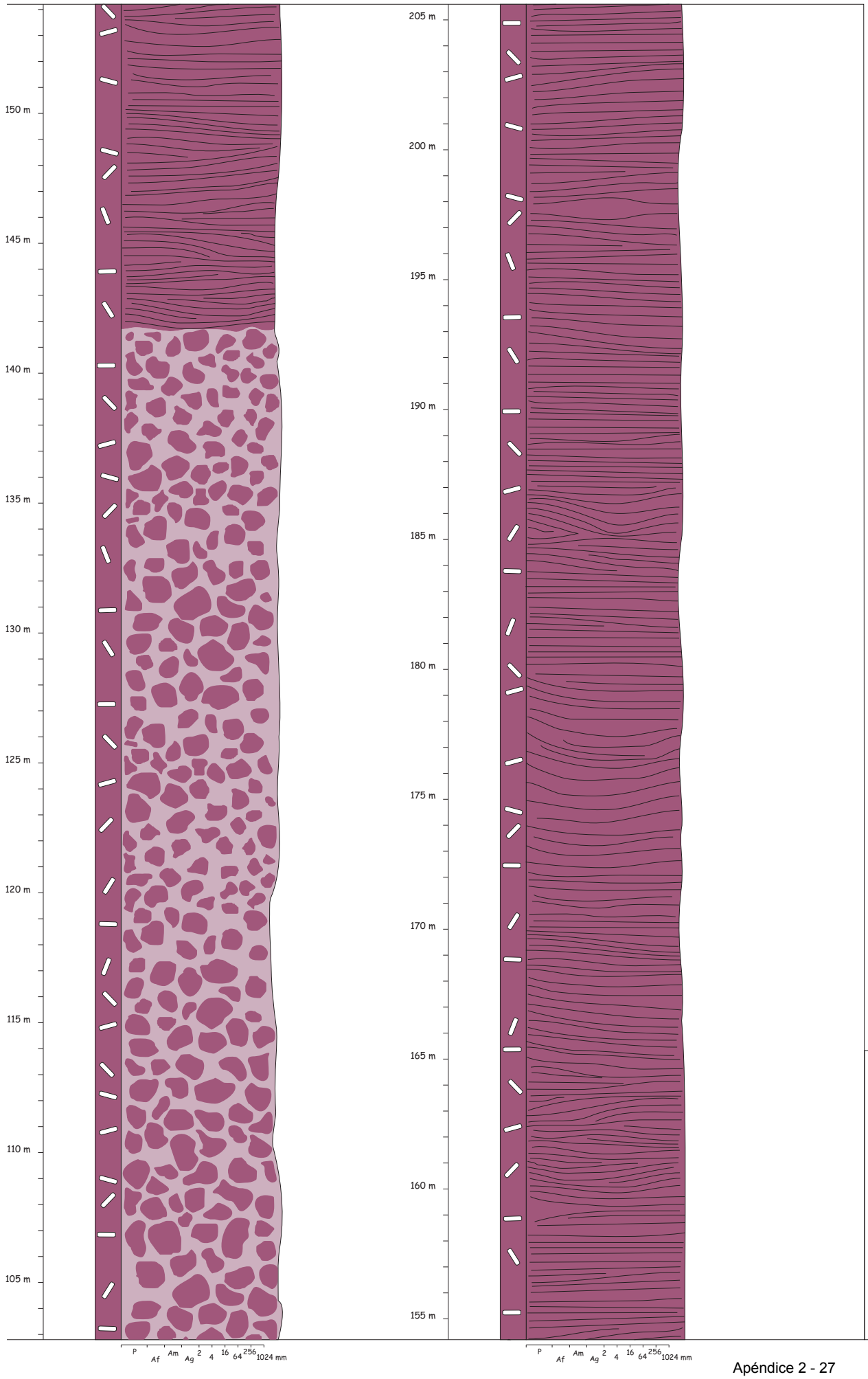
Perfil PCL 20 - Hoja 3

Perfil PCL 23



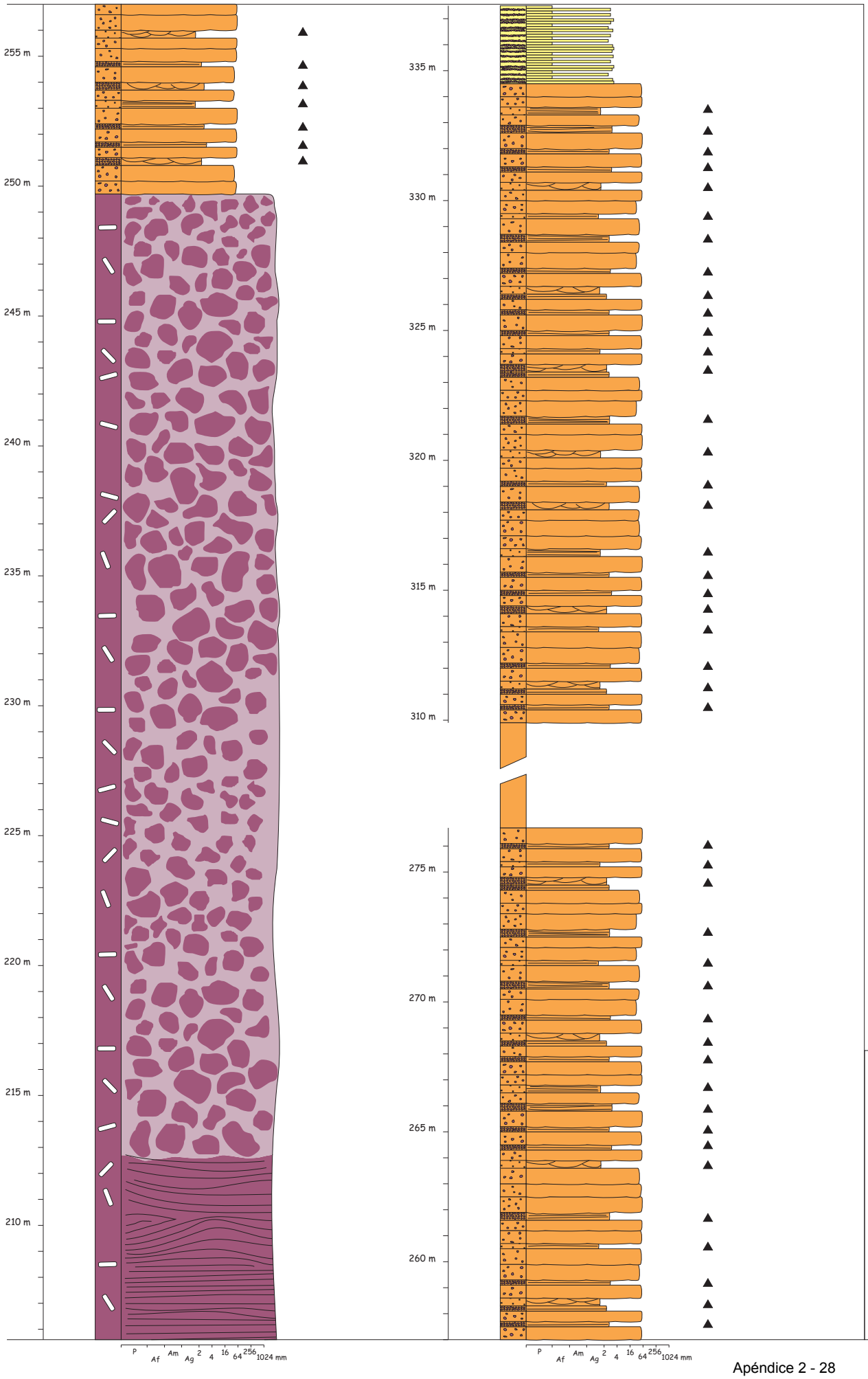
Perfil PCL 23 - Hoja 1

Perfil PCL 23



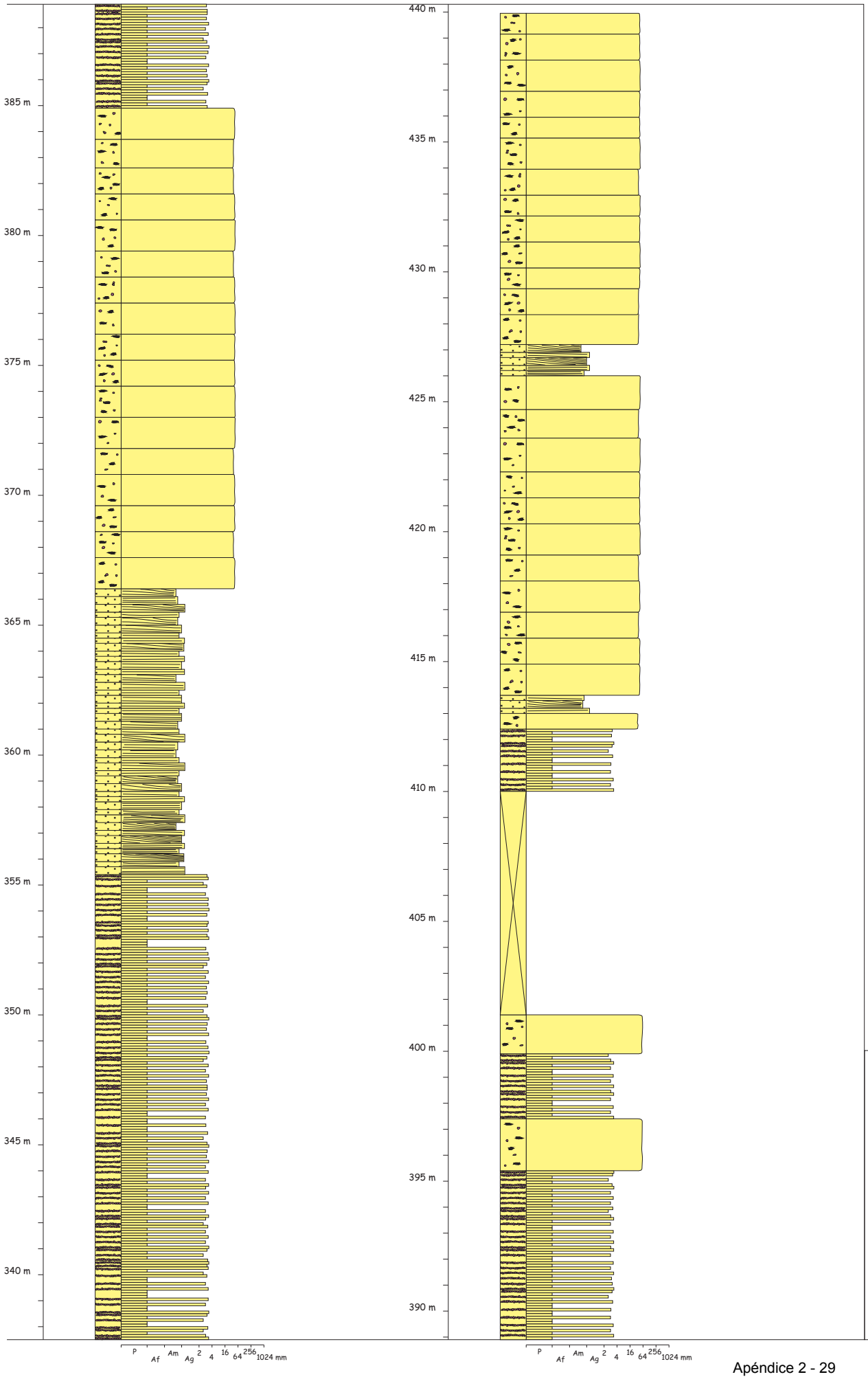
Perfil PCL 23 - Hoja 2

Perfil PCL 23



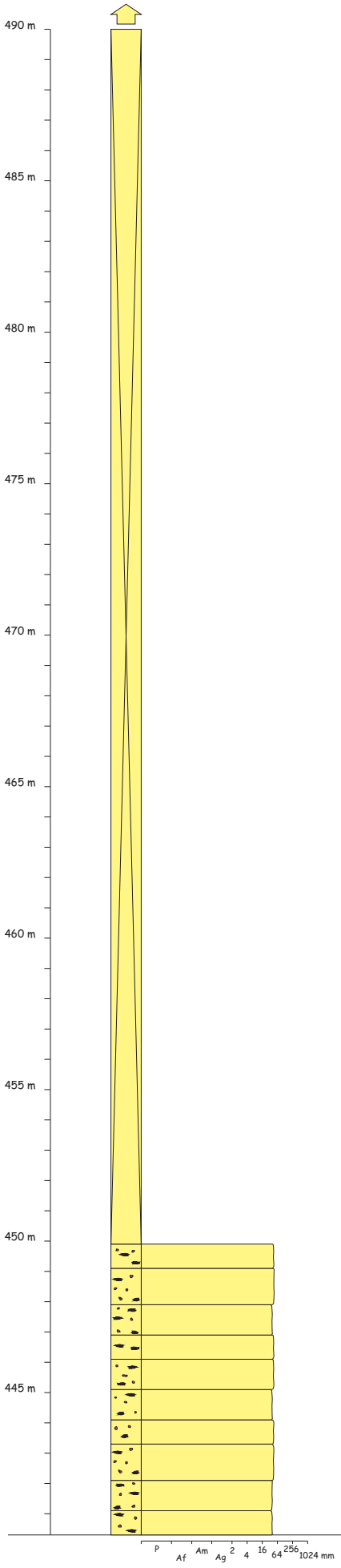
Perfil PCL 23 - Hoja 3

Perfil PCL 23



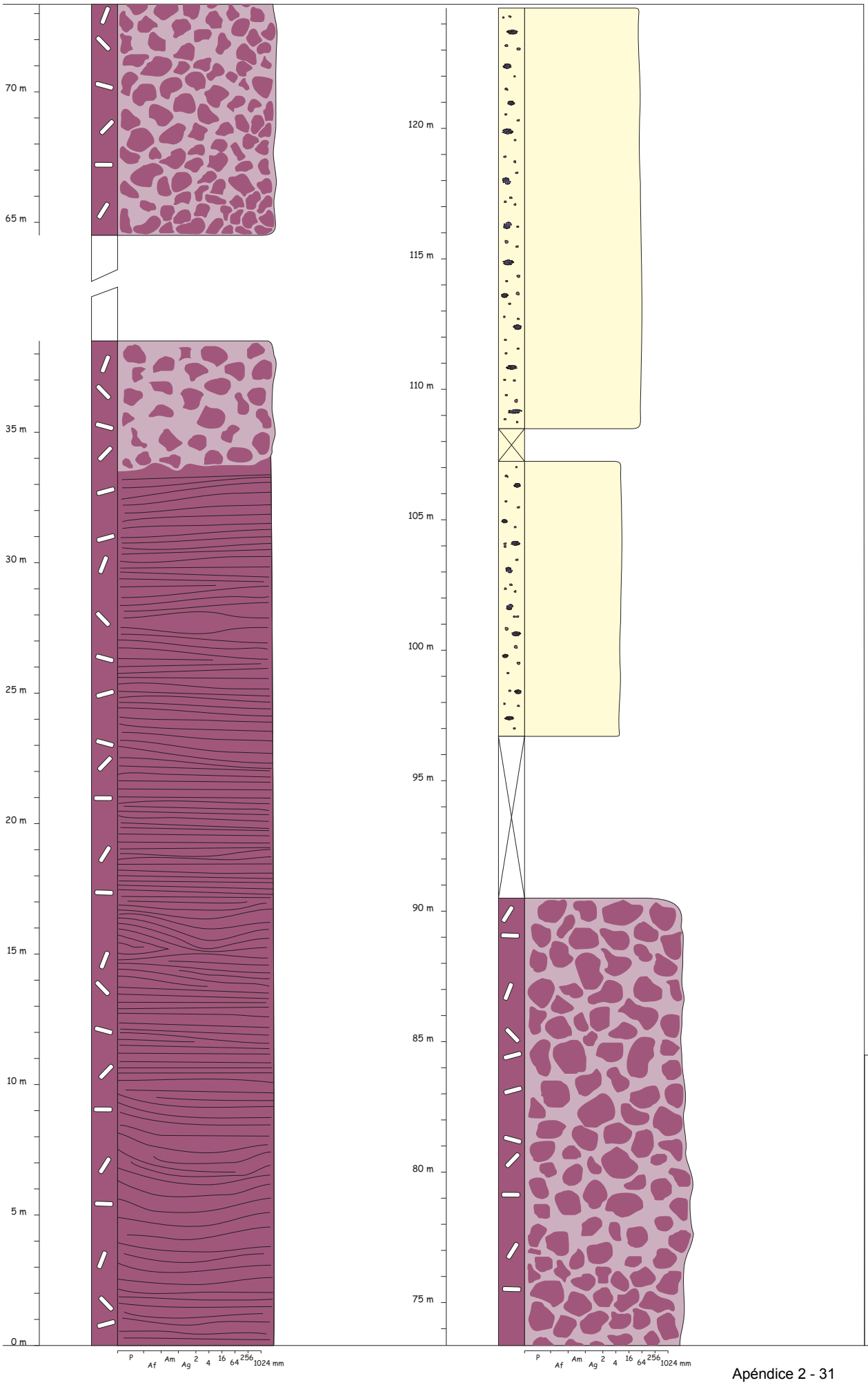
Perfil PCL 23 - Hoja 4

Perfil PCL 23



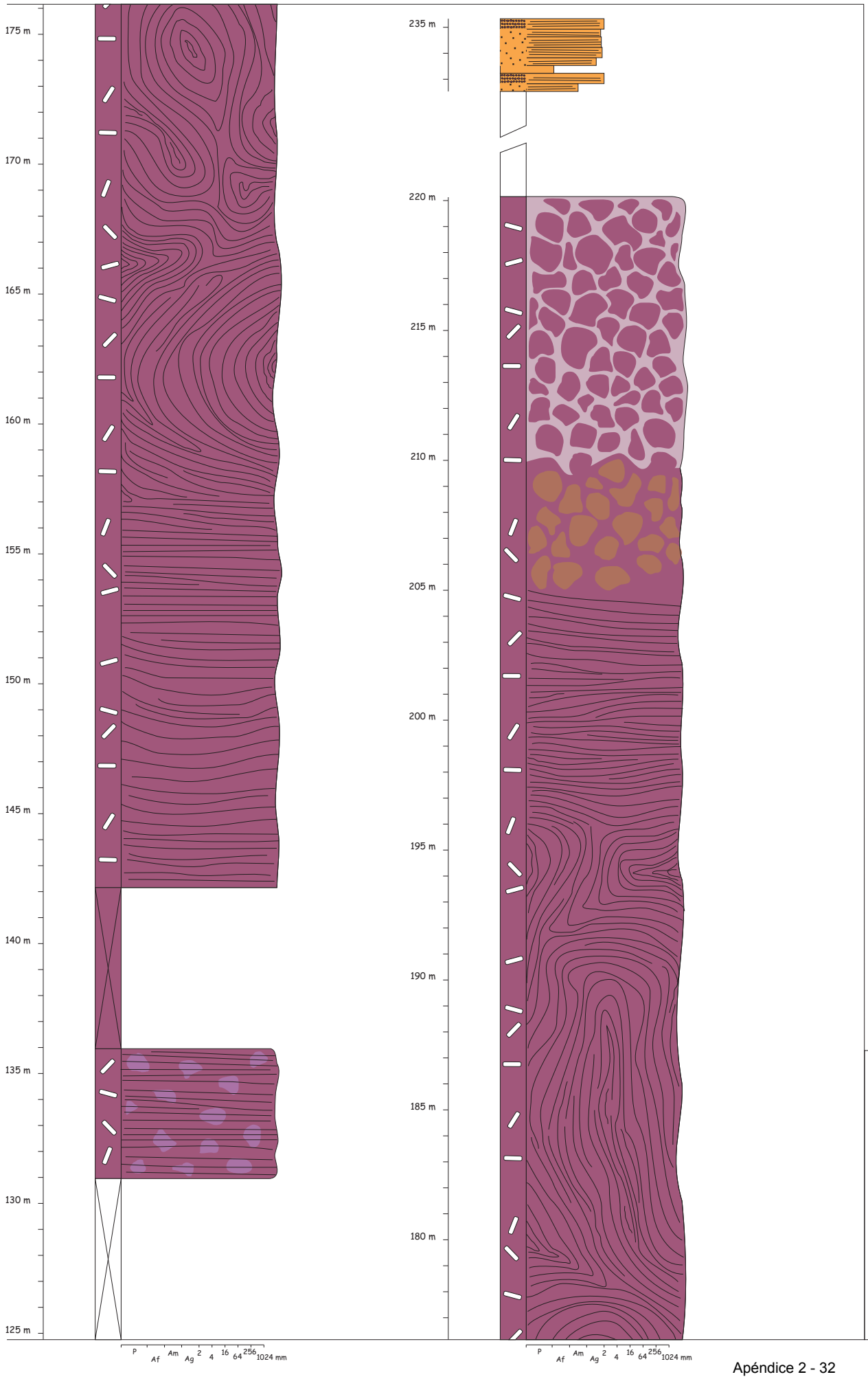
Perfil PCL 23 - Hoja 5

Perfil PPC 4



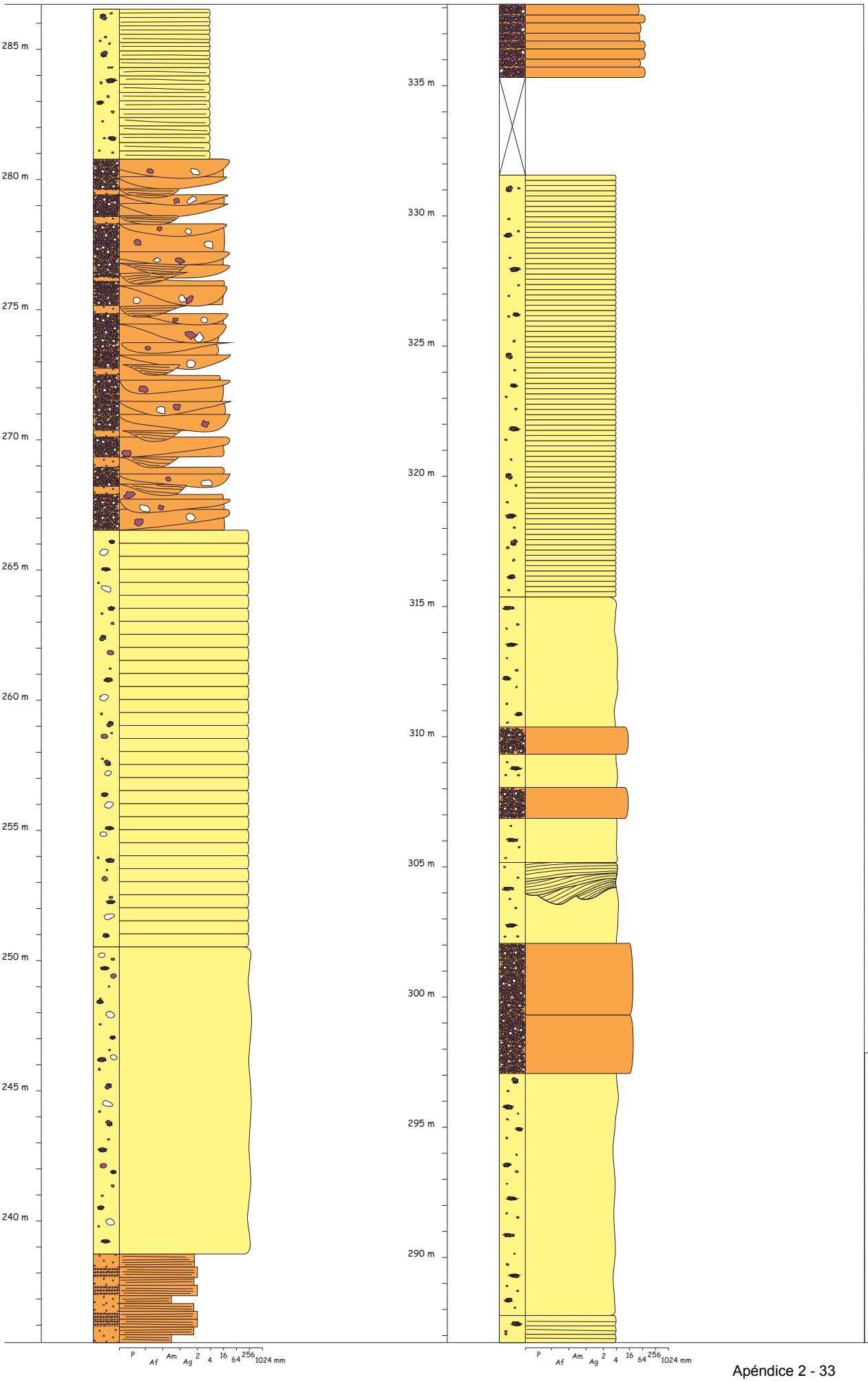
Perfil PPC 4 - Hoja 1

Perfil PPC 4



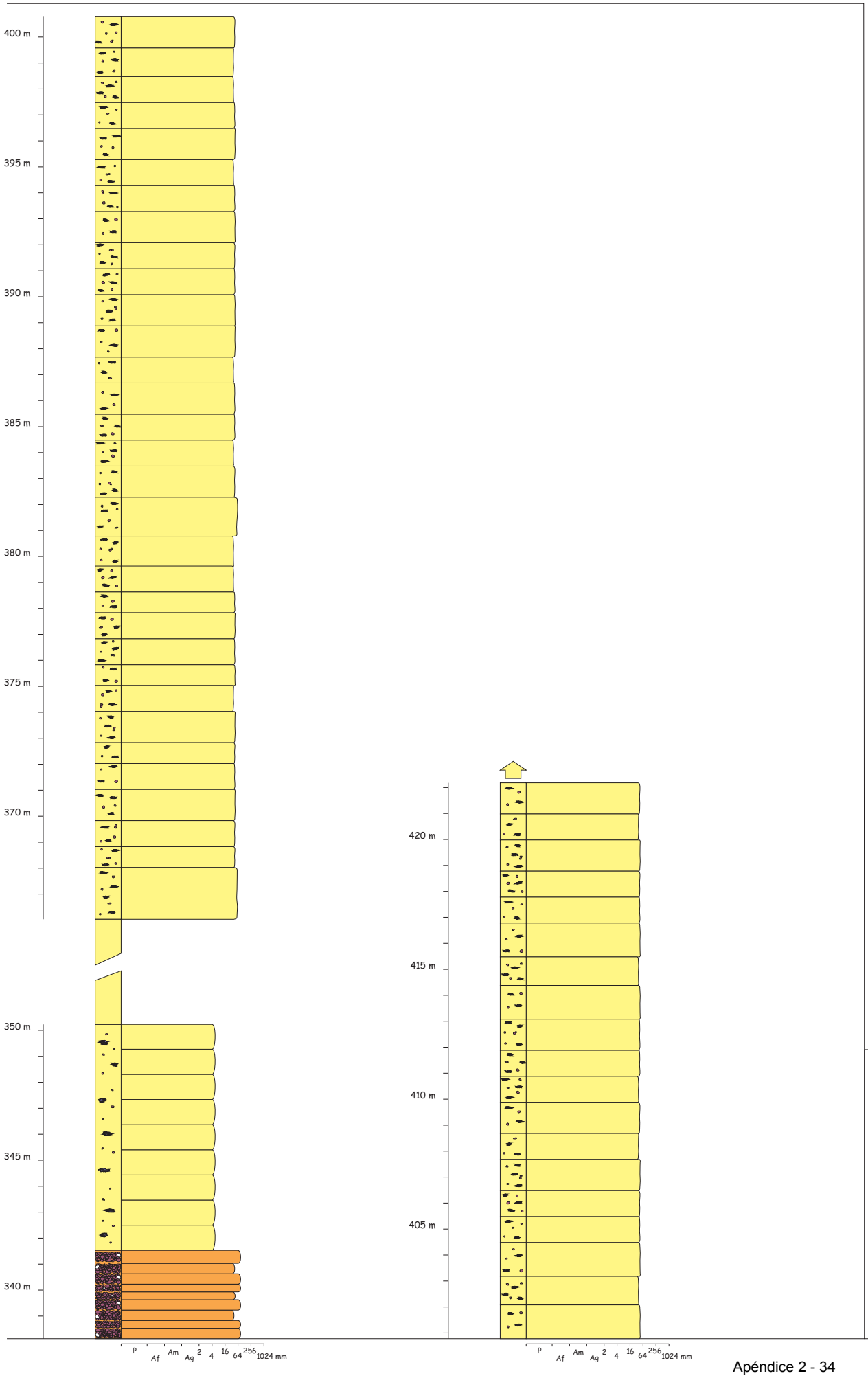
Perfil PPC 4 - Hoja 2

Perfil PPC 4



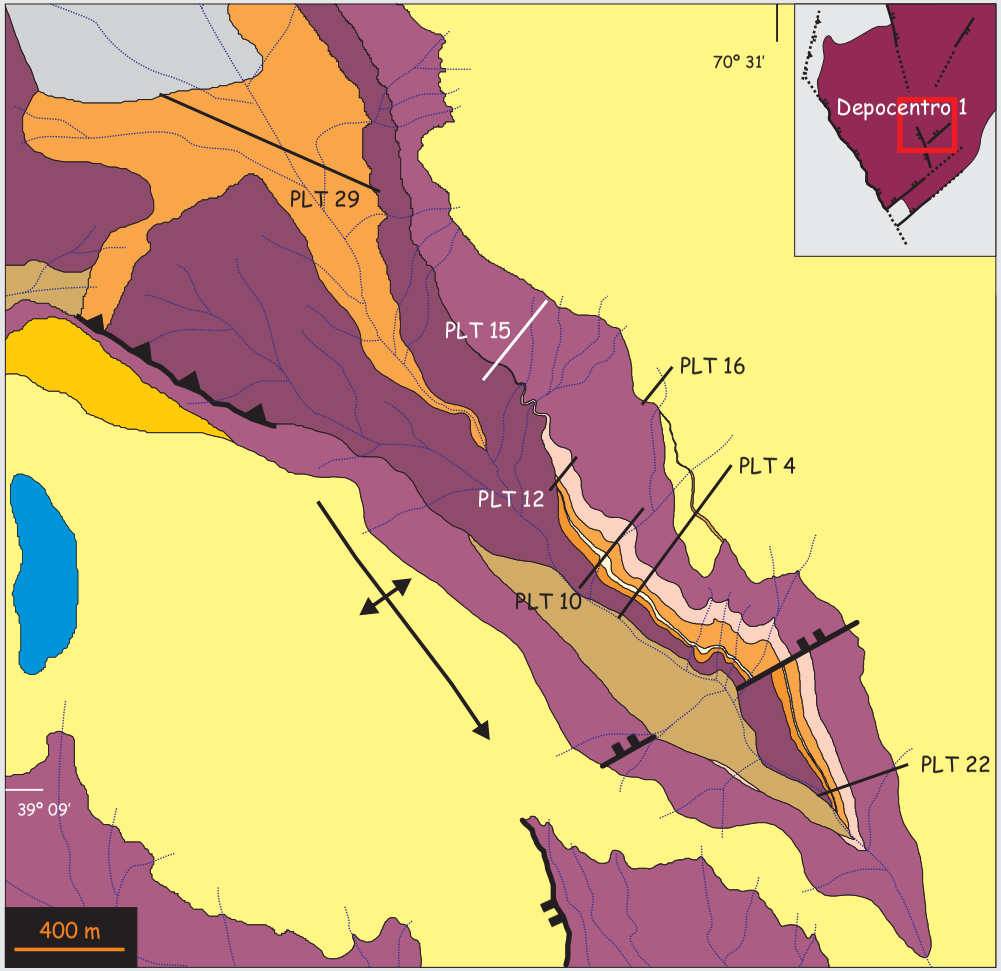
Perfil PPC 4 - Hoja 3

Perfil PPC 4



Perfil PPC 4 - Hoja 4

Perfiles litológicos - Localidad PLT



Perfiles litológicos de detalle levantados en la localidad PLT:

- **PLT 4: S 39° 8' 35,3"; O 70° 31' 19,2"**
- **PLT 10: S 39° 8' 26"; O 70° 31' 32,2"**
- **PLT 12: S 39° 8' 19,1"; O 70° 31' 29,8"**
- **PLT 15: S 39° 8' 5,3"; O 70° 31' 41,8"**
- **PLT 16: S 39° 7' 59,2"; O 70° 31' 39,8"**
- **PLT 22: S 39° 8' 56,4"; O 70° 30' 52,4"**
- **PLT 29: S 39° 7' 51,5"; O 70° 32' 16,5"**

Depósitos recientes

Ciclo Cuyano

Calizas marinas someras

Ciclo Precuyano

Secuencias piroclásticas 1b

Domos ácidos

Depósitos piroclásticos retrabajados

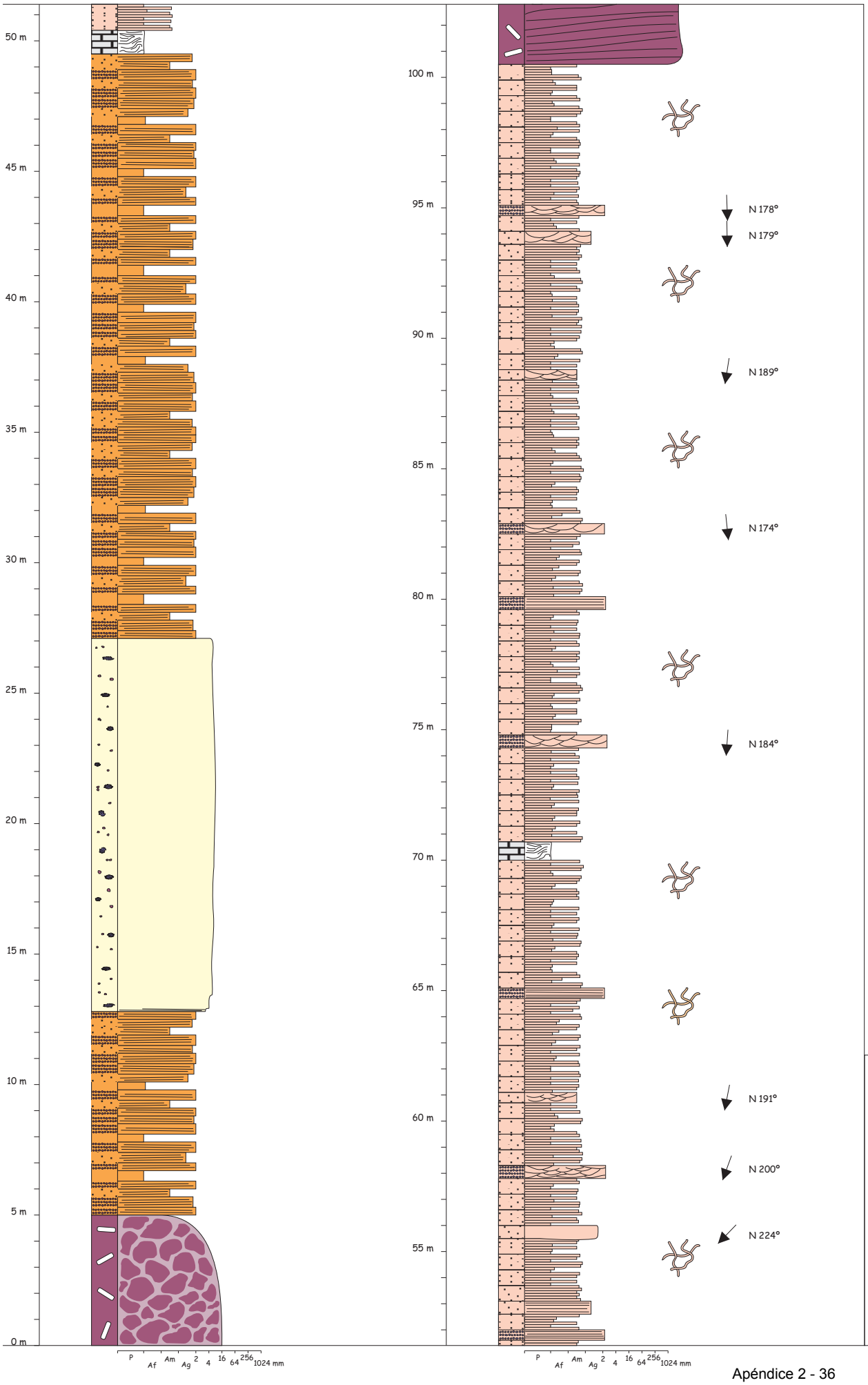
Secuencias piroclásticas 1a

Sistemas aluviales volcaniclásticos

Lavas mesosilícicas a ácidas

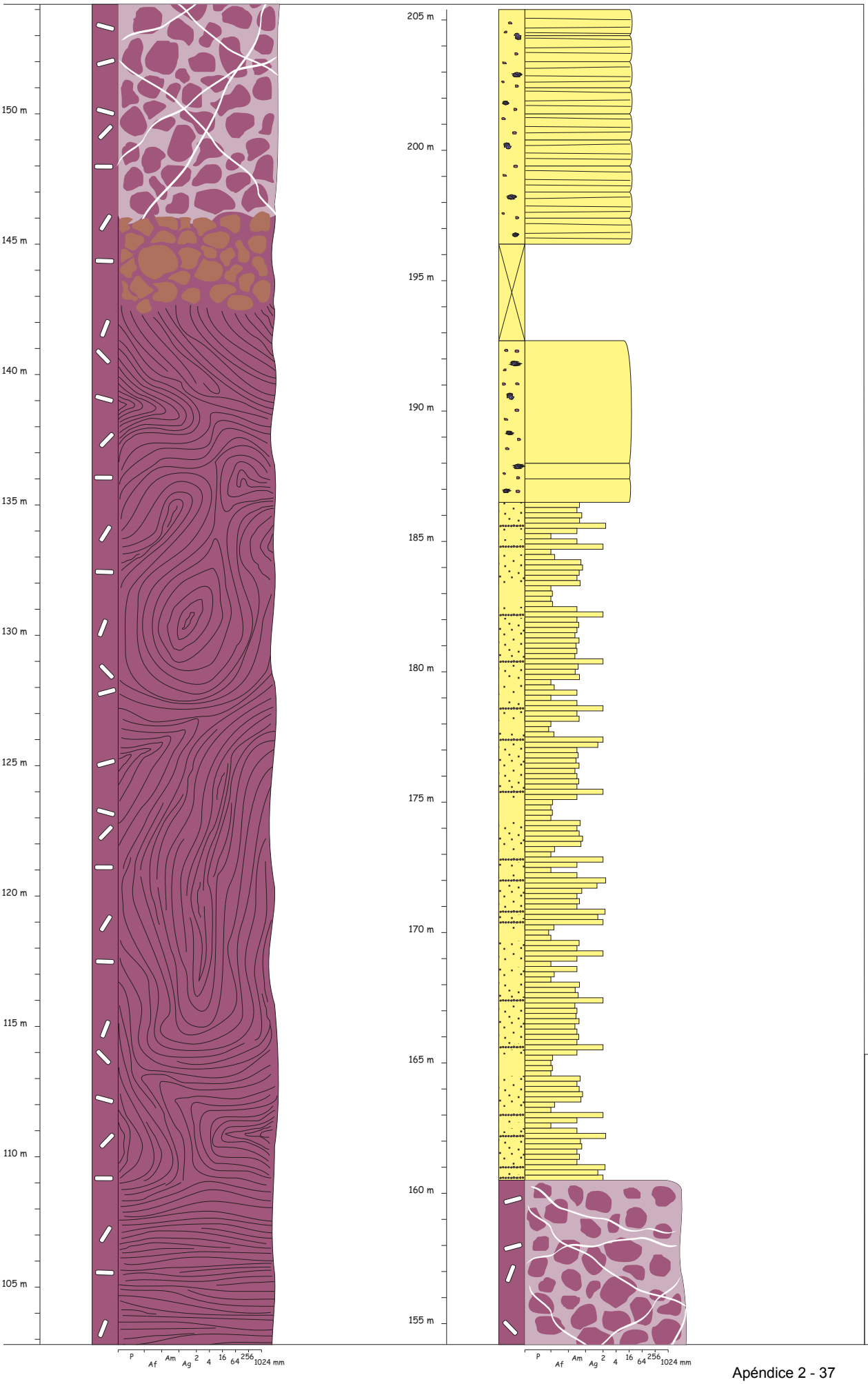
Basamento granítico

Perfil PLT 4



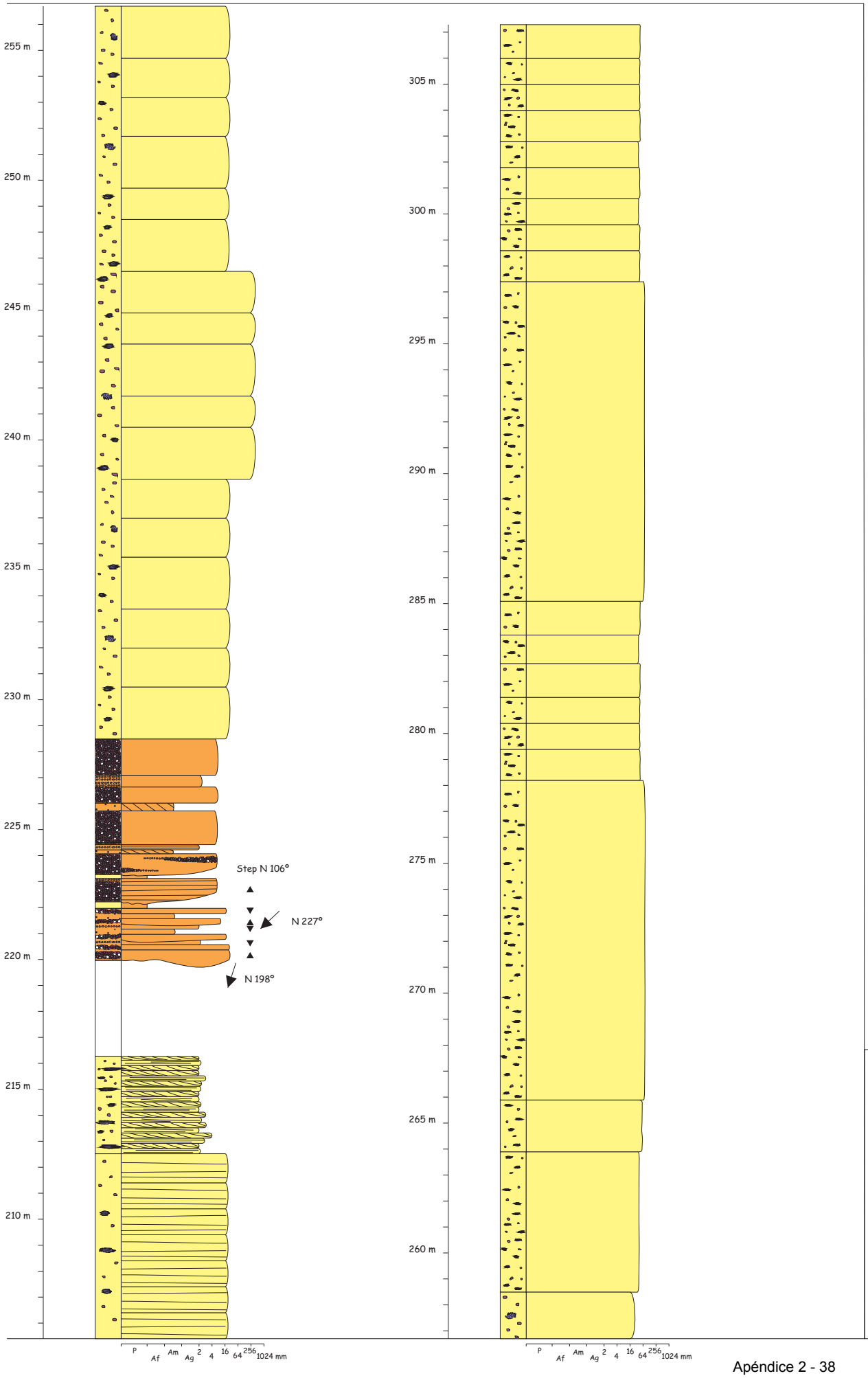
Perfil PLT 4 - Hoja 1

Perfil PLT 4



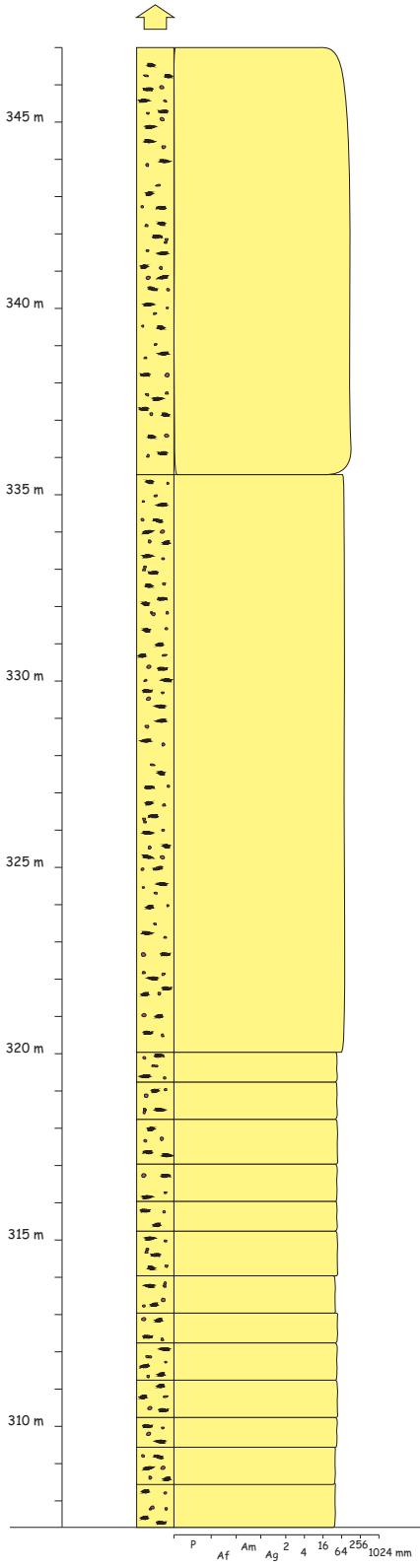
Perfil PLT 4 - Hoja 2

Perfil PLT 4



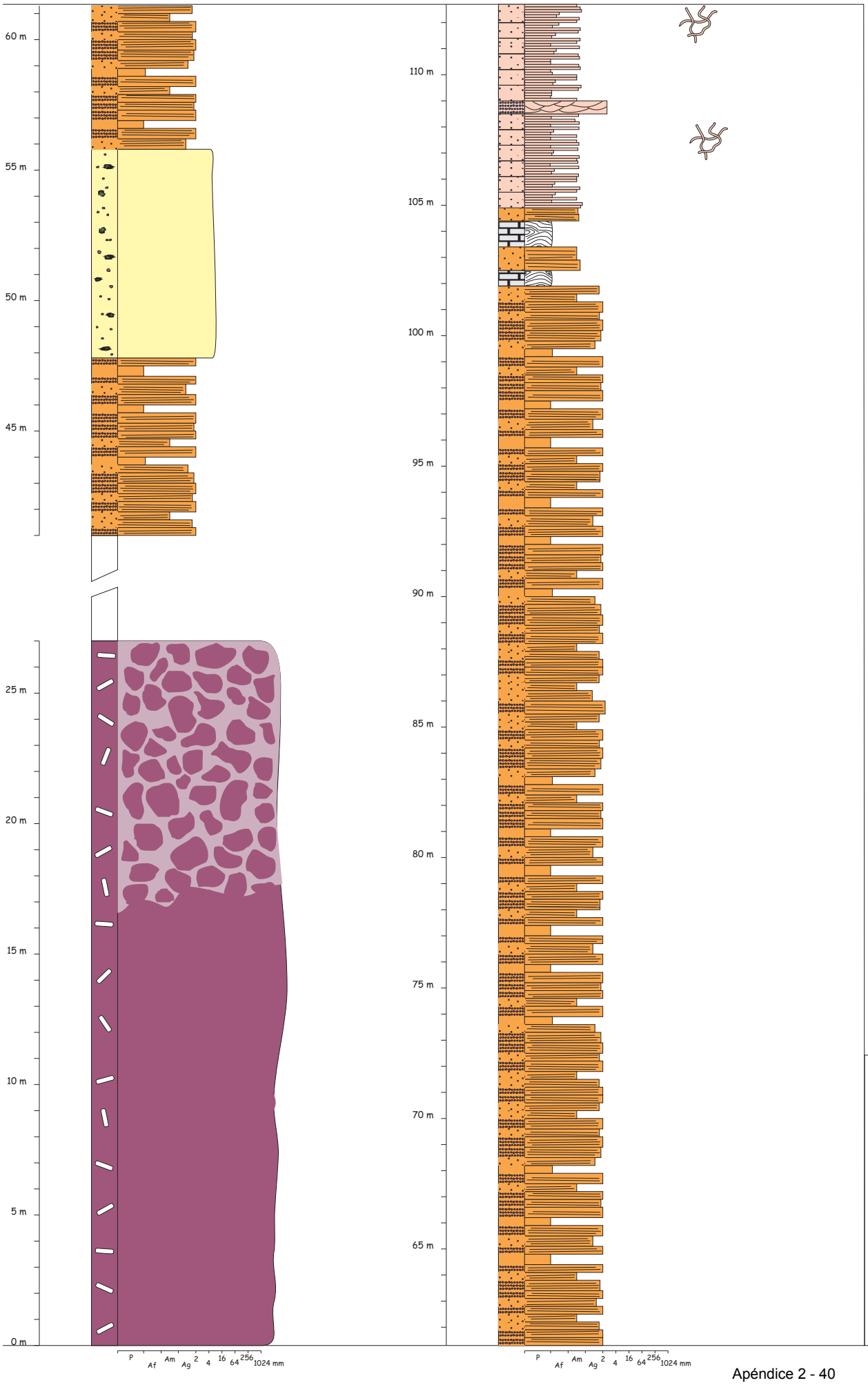
Perfil PLT 4 - Hoja 3

Perfil PLT 4



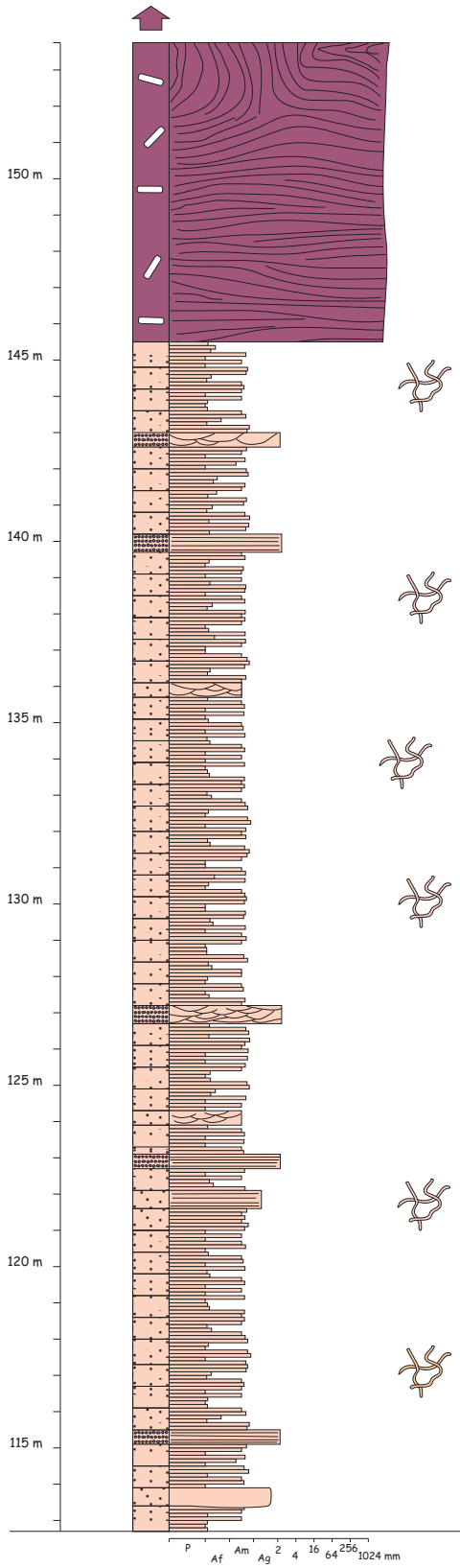
Perfil PLT 4 - Hoja 4

Perfil PLT 10



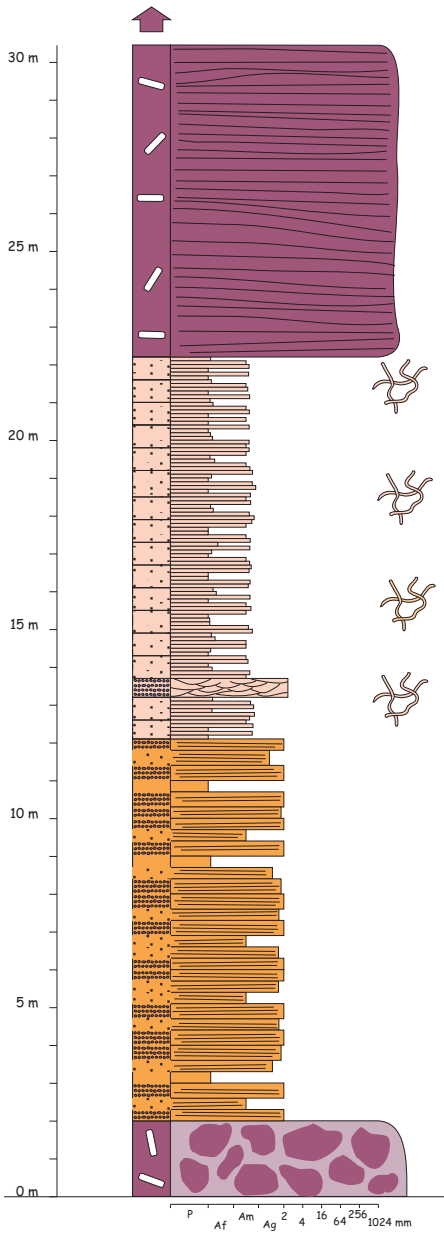
Perfil PLT 10 - Hoja 1

Perfil PLT 10



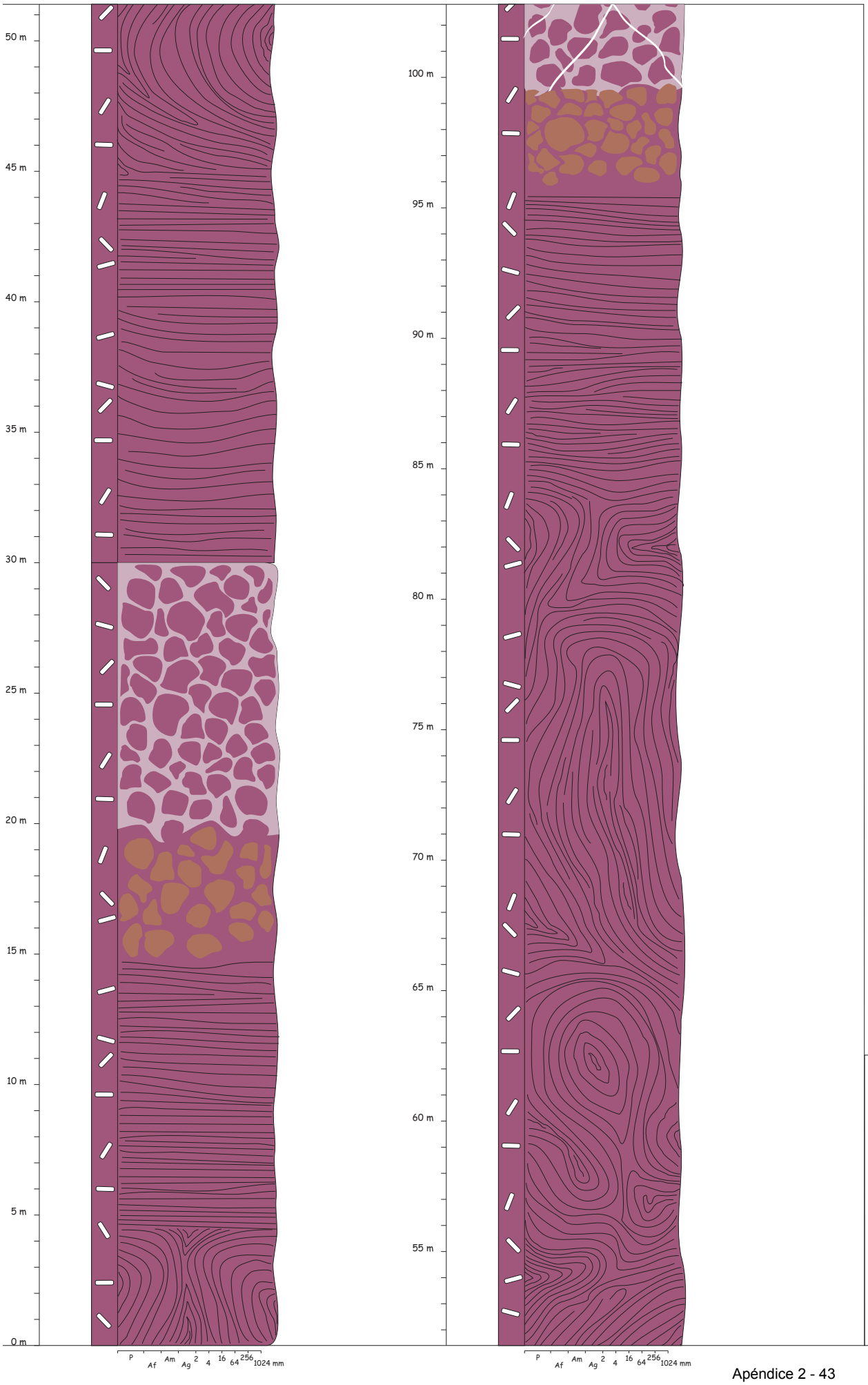
Perfil PLT 10 - Hoja 2

Perfil PLT 12



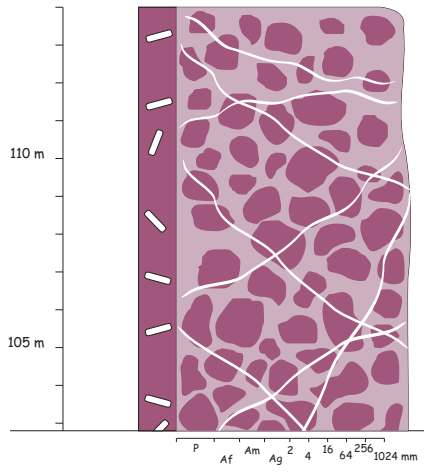
Perfil PLT 12

Perfil PLT 15



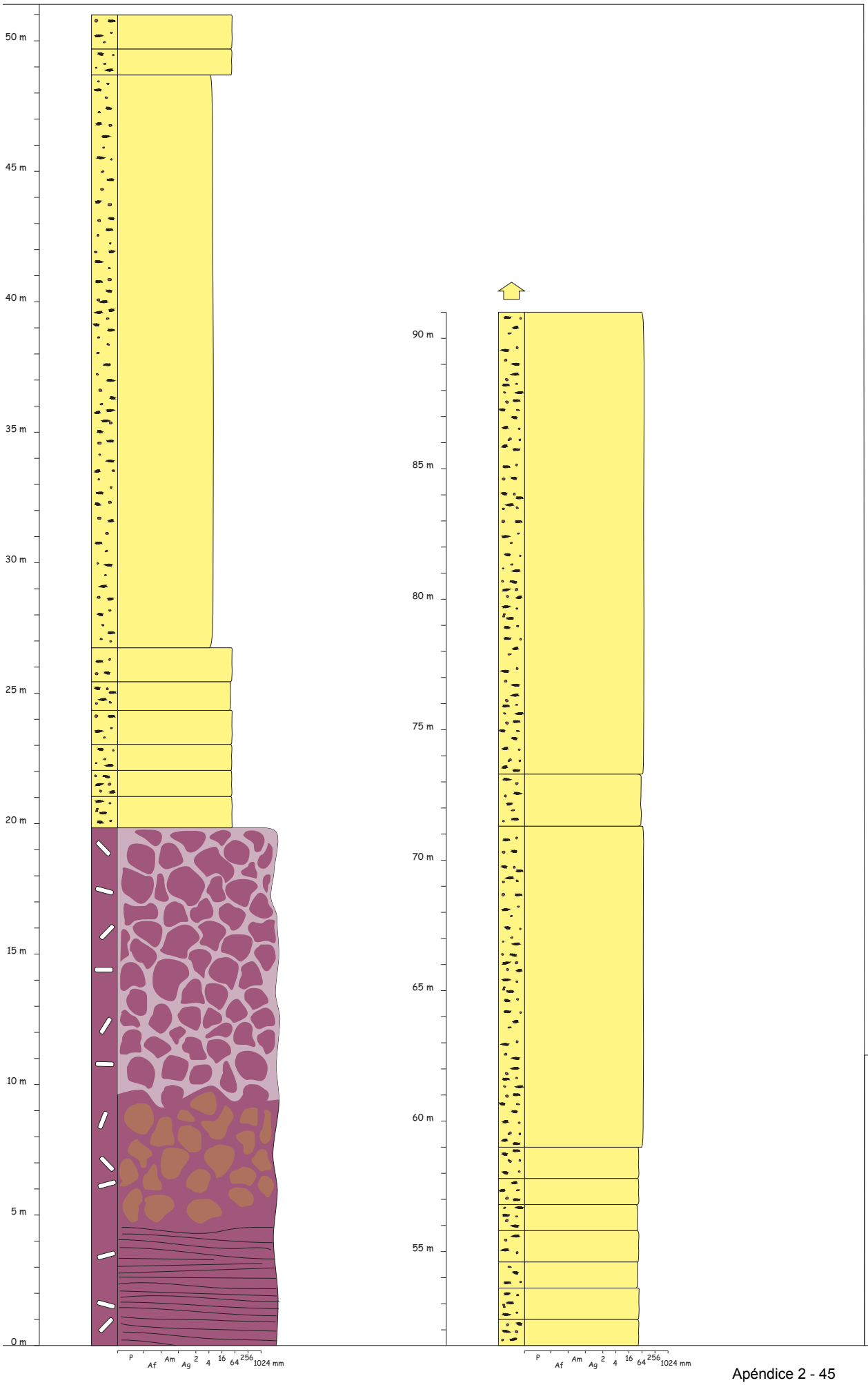
Perfil PLT 15 - Hoja 1

Perfil PLT 15



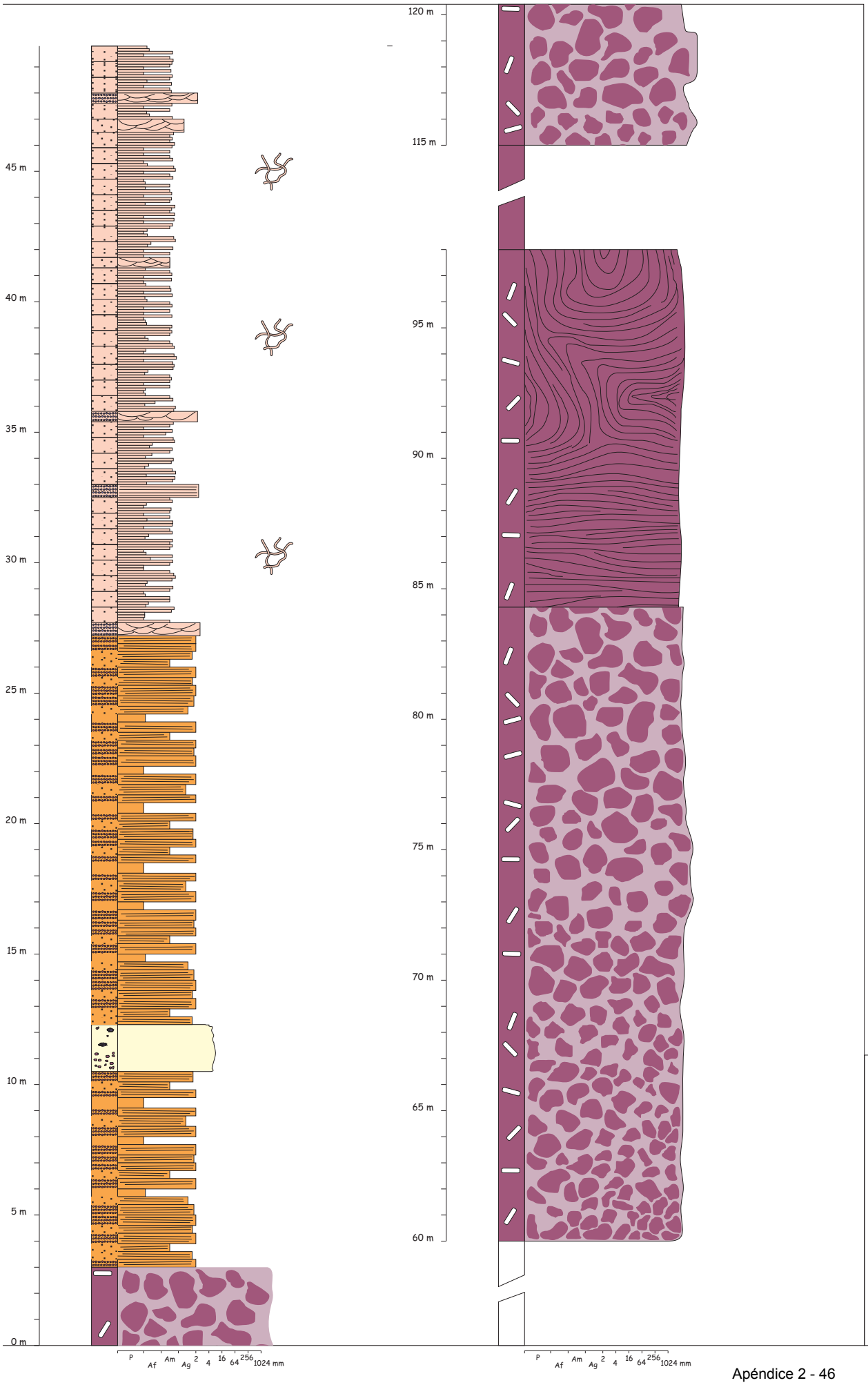
Perfil PLT 15 - Hoja 2

Perfil PLT 16



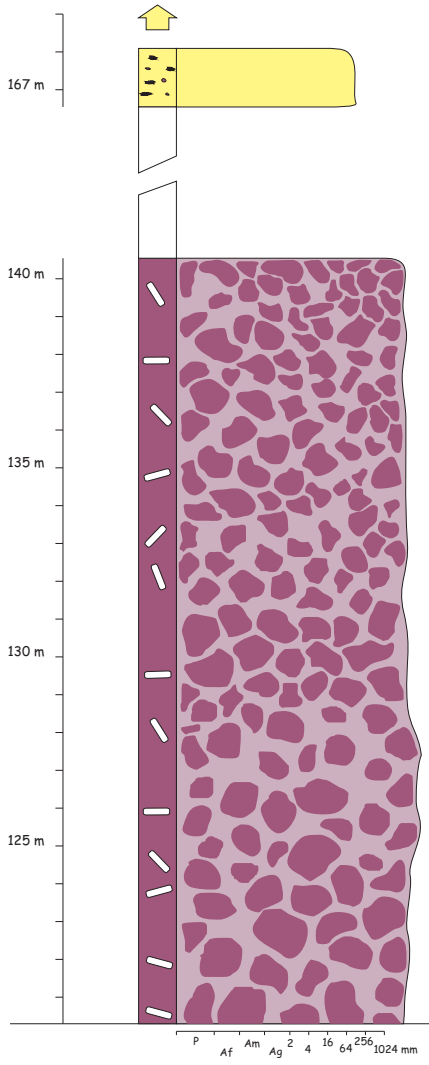
Perfil PLT 16

Perfil PLT 22



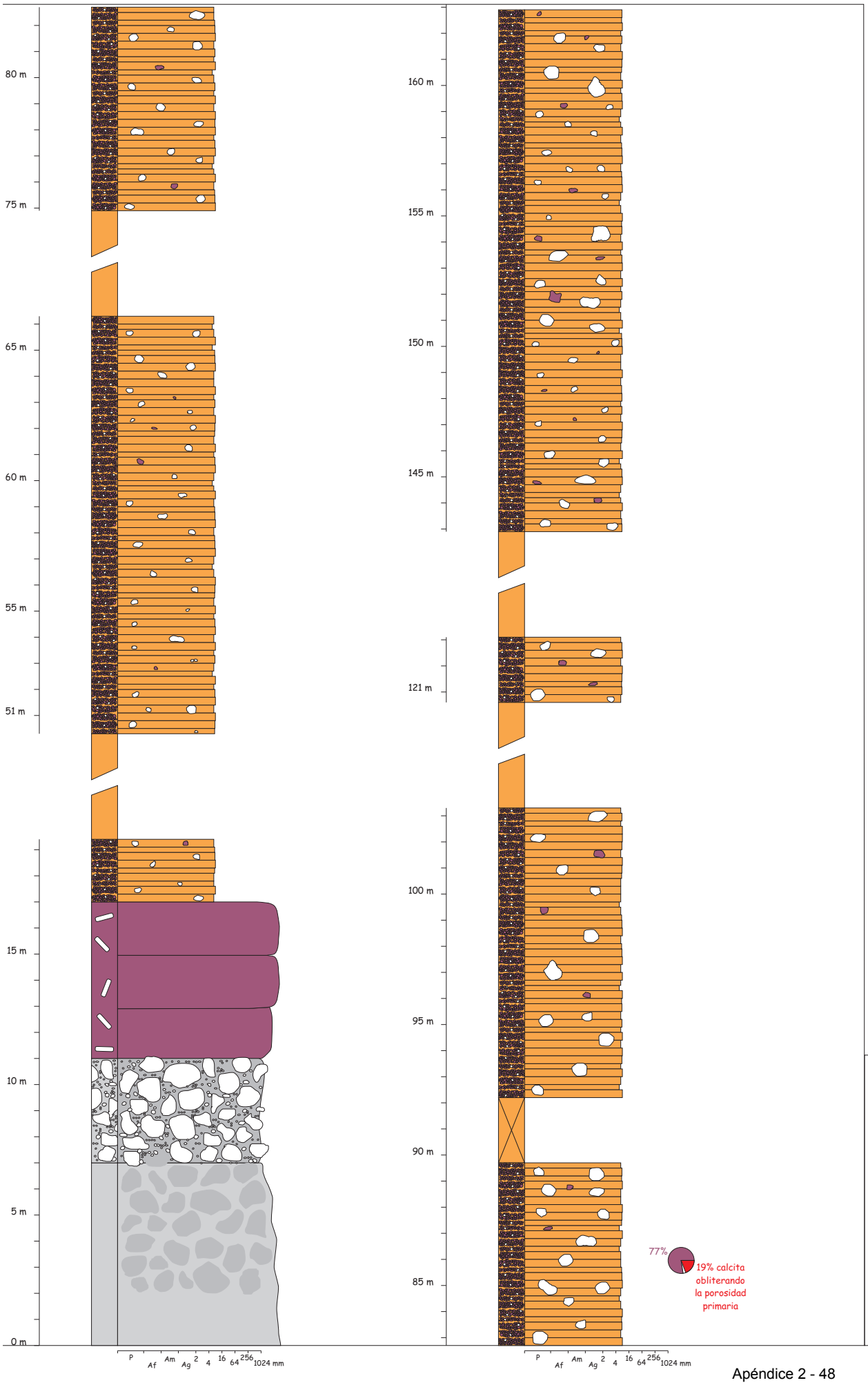
Perfil PLT 22 - Hoja 1

Perfil PLT 22



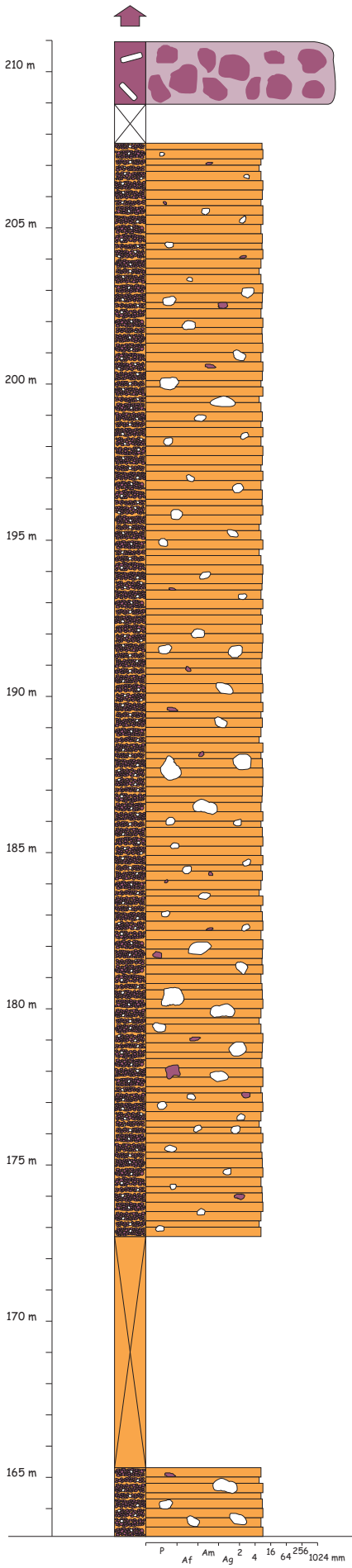
Perfil PLT 22 - Hoja 2

Perfil PLT 29



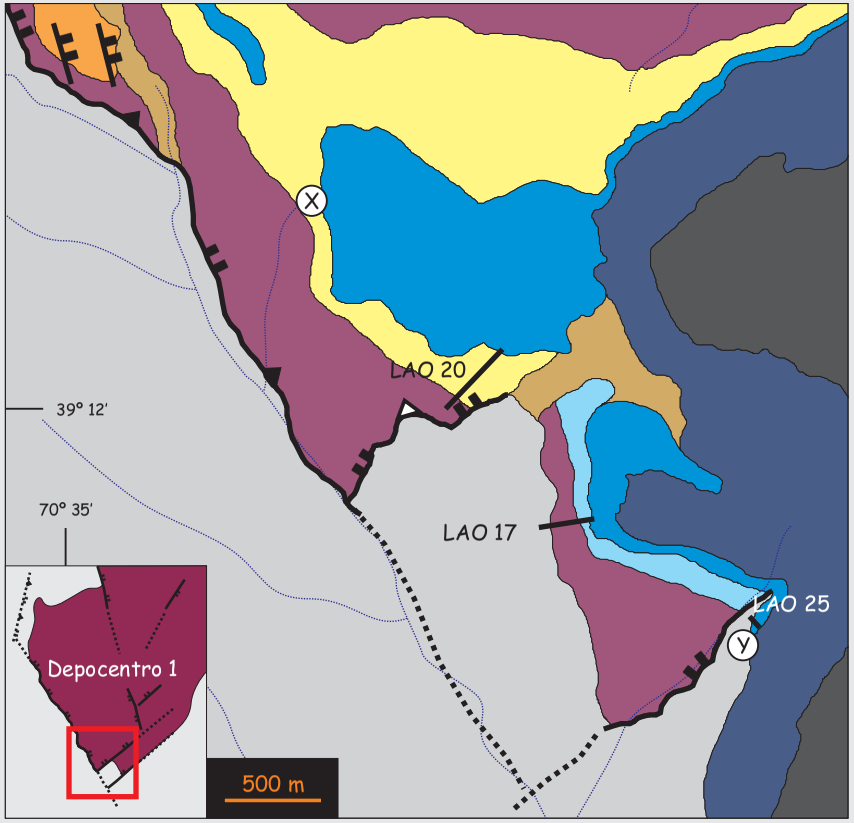
Perfil PLT 29 - Hoja 1

Perfil PLT 29



Perfil PLT 29 - Hoja 2

Perfiles litológicos de detalle - Localidad LAO

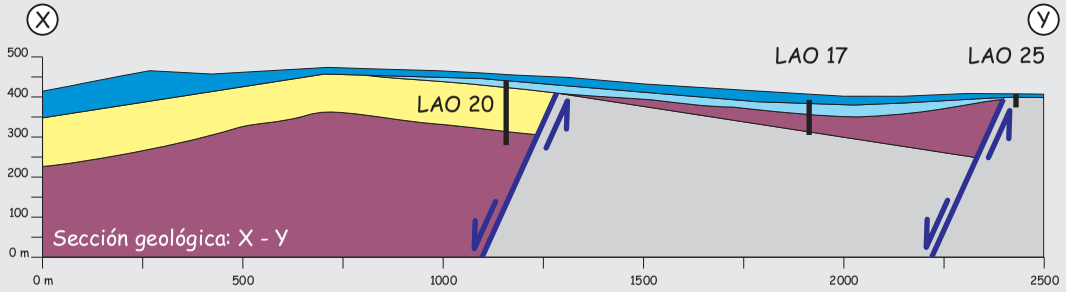


Perfiles litológicos de detalle levantados en la localidad LAO:

- LAO 17: S 39° 12' 21.3';' O 70° 33' 11.2"

- LAO 20: S 39° 11' 51"; O 70° 33' 36.5"

- LAO 25: 39° 12' 38.1" O 70° 32' 41.2"



Depósitos modernos

Volcanismo cenozoico

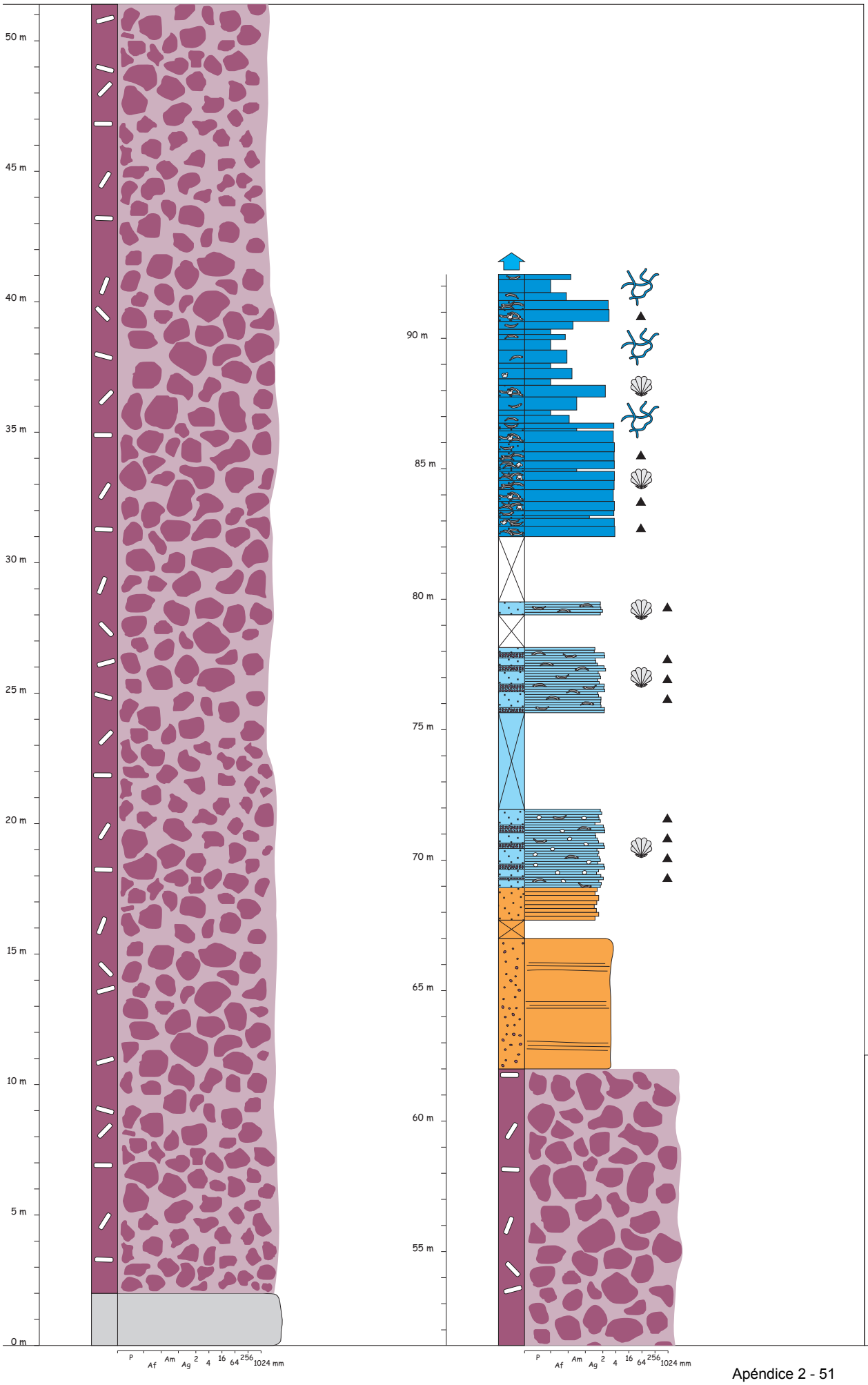
Ciclo Cuyano

- Sistemas de costa afuera
- Calizas marinas someras
- Sistemas silicoclásticos someros

Ciclo Precuyano

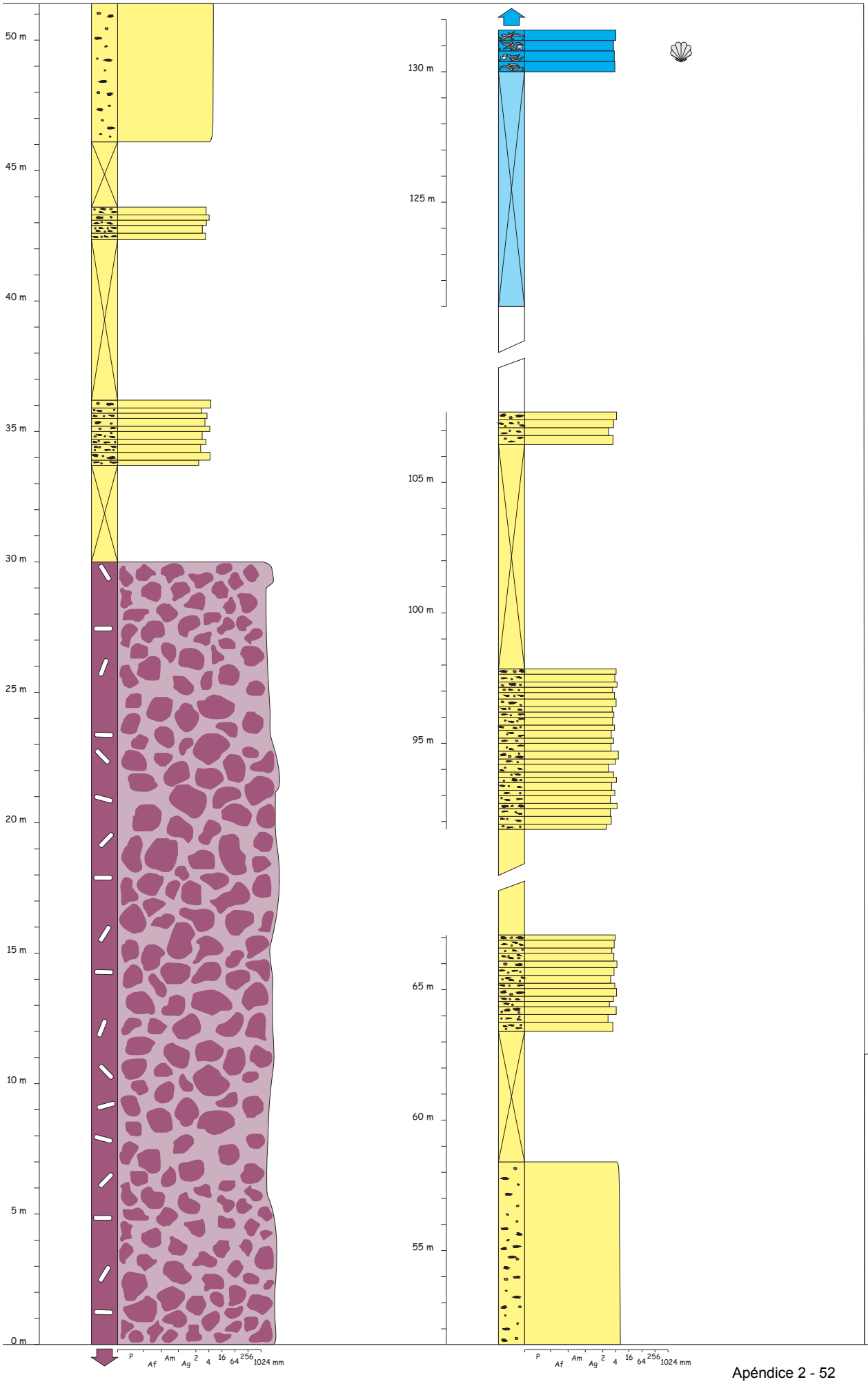
- Secuencias piroclásticas 1b
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas
- Basamento granítico

Perfil LAO 17



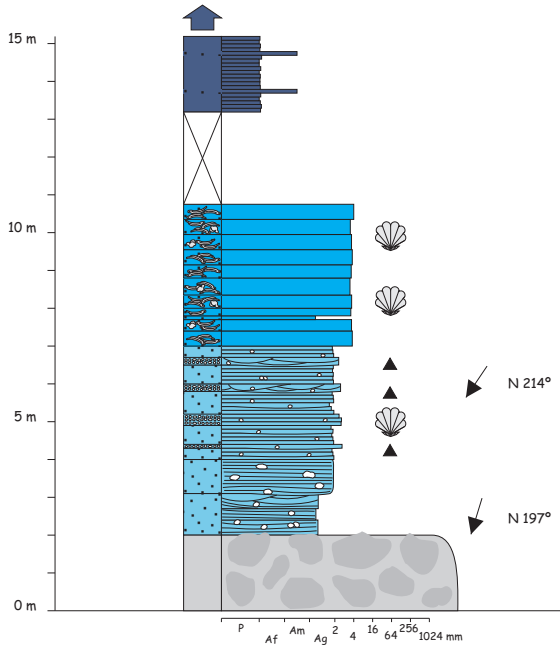
Perfil LAO 17

Perfil LAO 20



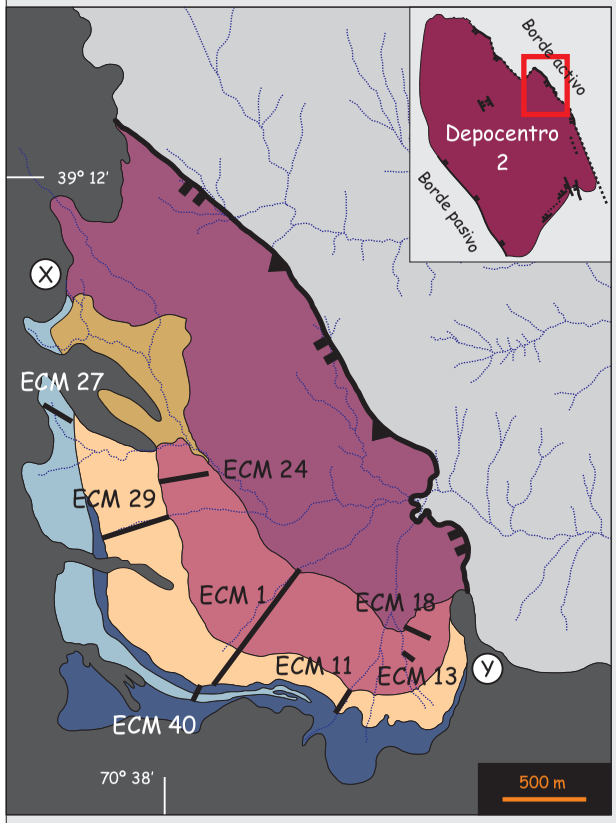
Perfil LAO 20

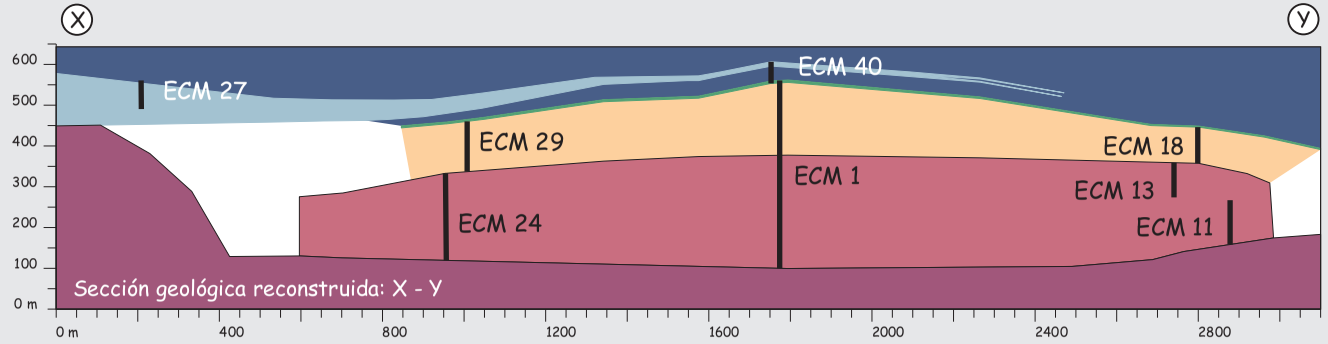
Perfil LAO 25



Perfil LAO 25

Perfiles litológicos de detalle - Localidad ECM





Perfiles litológicos de detalle levantados en la localidad ECM:

- ECM 1: S 39° 13' 14,5"; O 70° 37' 33,1"

- ECM 11: S 39° 13' 30"; O 70° 37' 1,6"

- ECM 13: S 39° 13' 34,6"; O 70° 37' 1,4"

ECM 18: S 39° 13' 43,3"; O 70° 37' 6,7"

- ECM 24: S 39° 12' 47,3"; O 70° 38' 5,1"

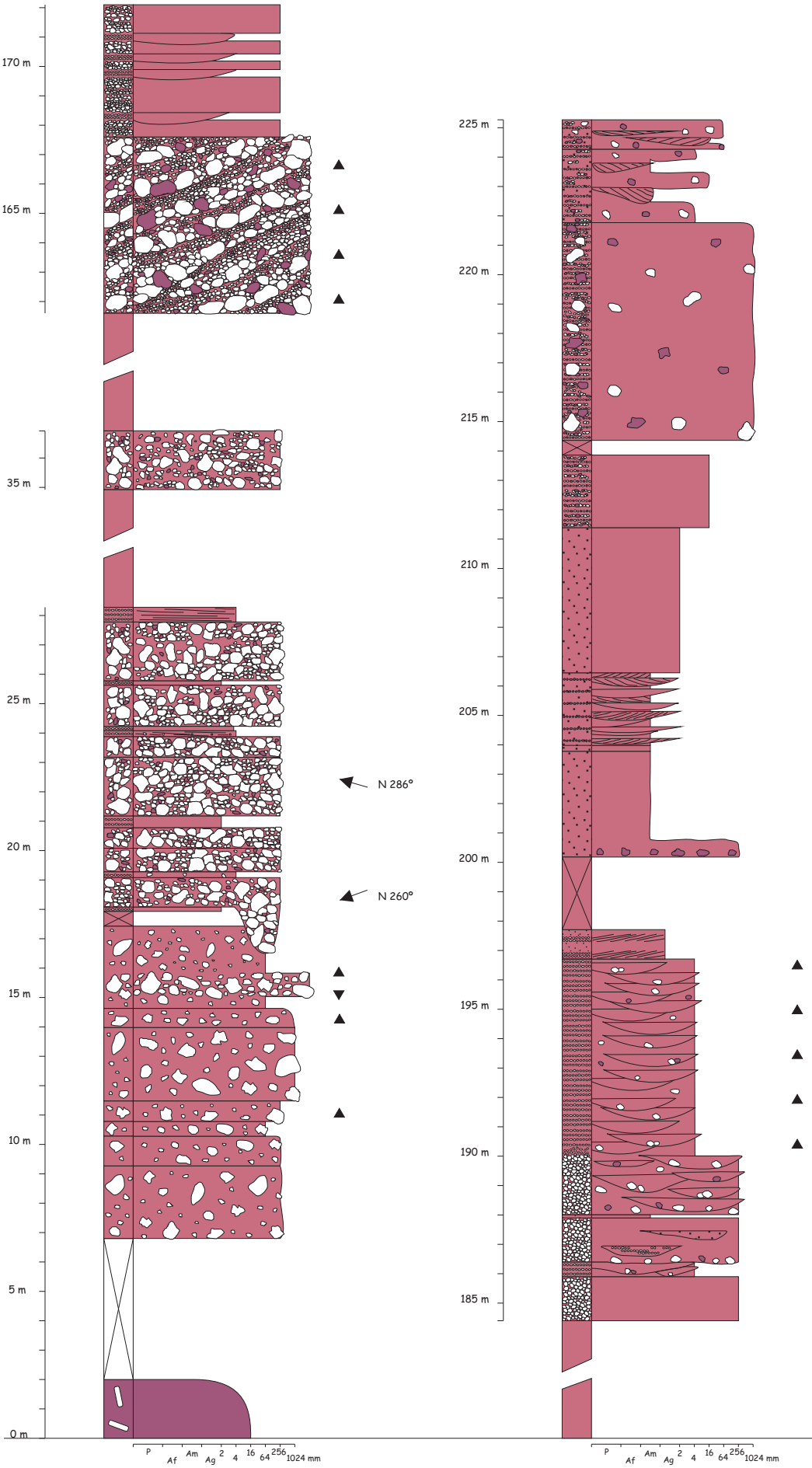
- ECM 27: S 39° 12' 43,8"; O 70° 38' 36,7"

- ECM 29: S 39° 13' 1,1"; O 70° 38' 3,6"

- ECM 40: S 39° 13' 38,7"; O 70° 37' 44"

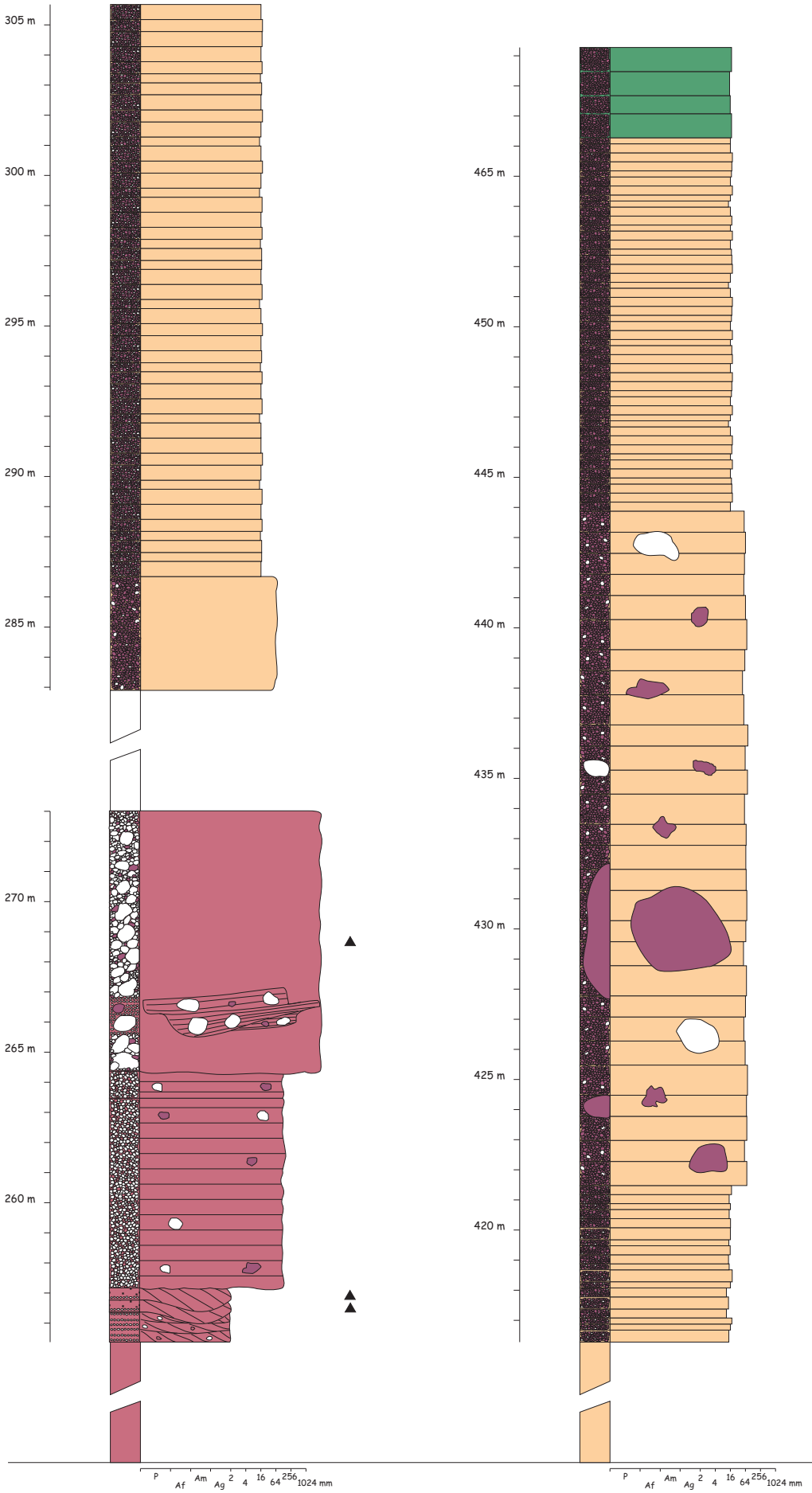
Depósitos recientes
Volcanismo cenozoico
Ciclo Cuyano
SRMS
Sistemas de costa afuera
Sistemas deltaicos gravosos
Ciclo Precuyano
Abanico aluvial (flujos hiperconcentrados)
Abanico aluvial (flujos de detritos)
Lavas mesosilícicas a ácidas
Basamento granítico

Perfil ECM 1



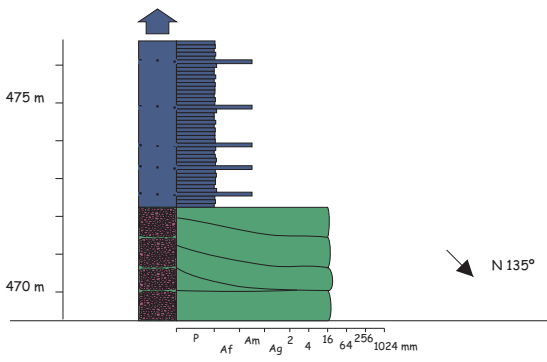
Perfil ECM 1 - Hoja 1

Perfil ECM 1



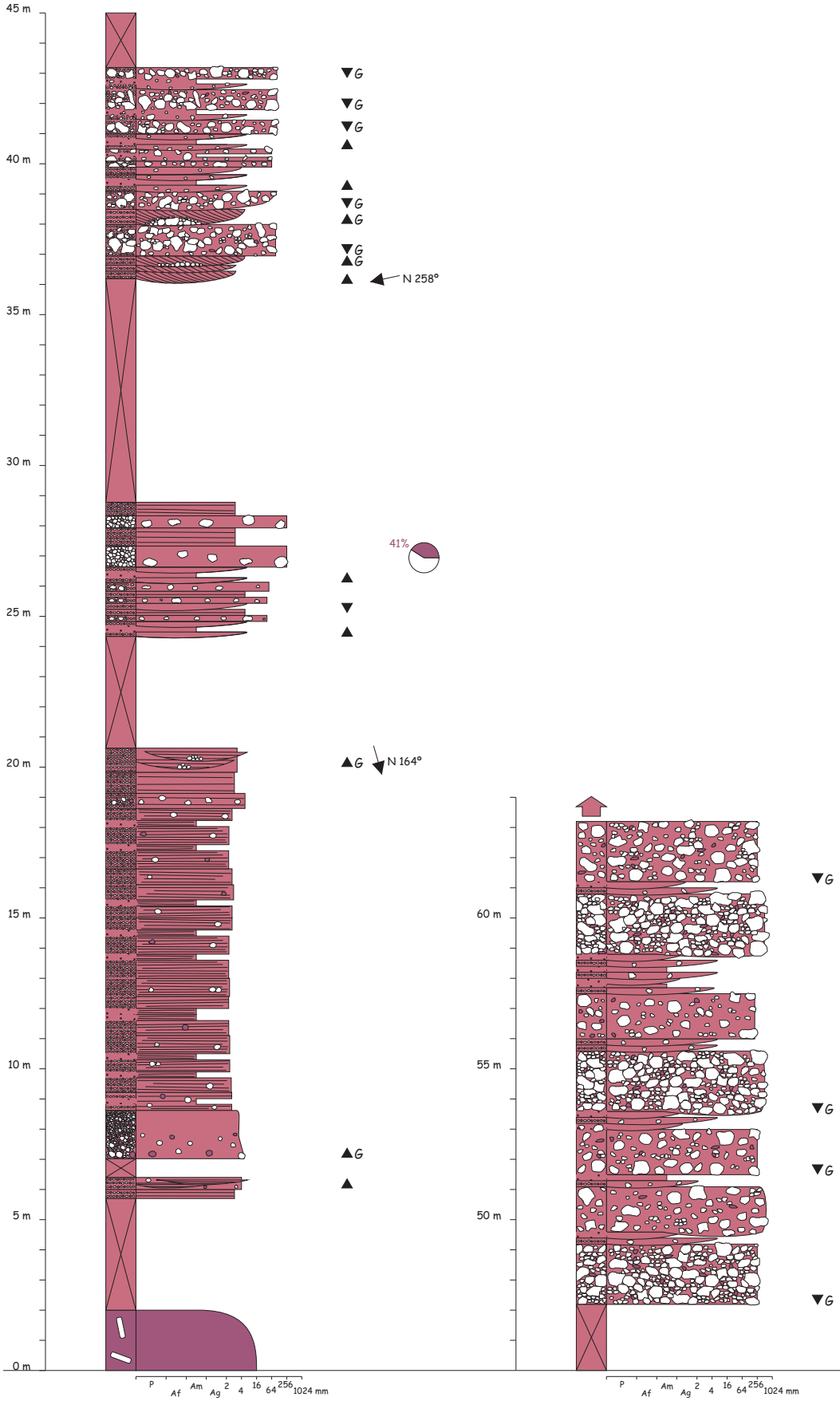
Perfil ECM 1 - Hoja 2

Perfil ECM 1



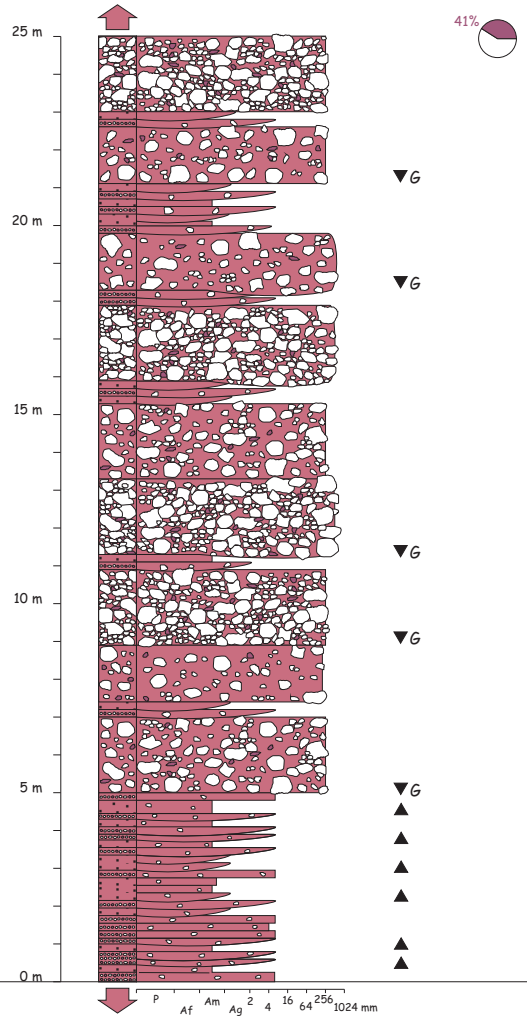
Perfil ECM 1 - Hoja 3

Perfil ECM 11



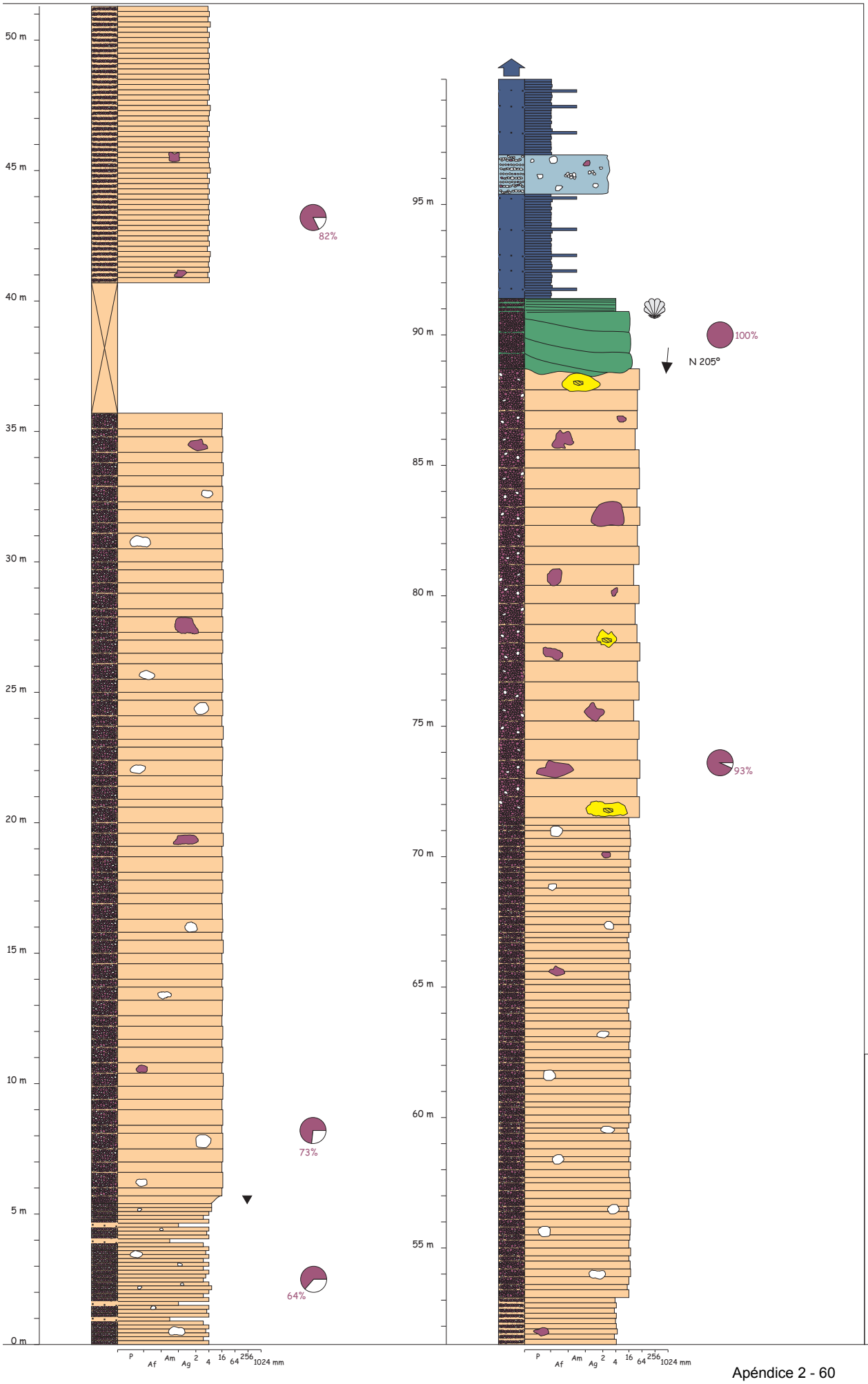
Perfil ECM 11

Perfil ECM 13



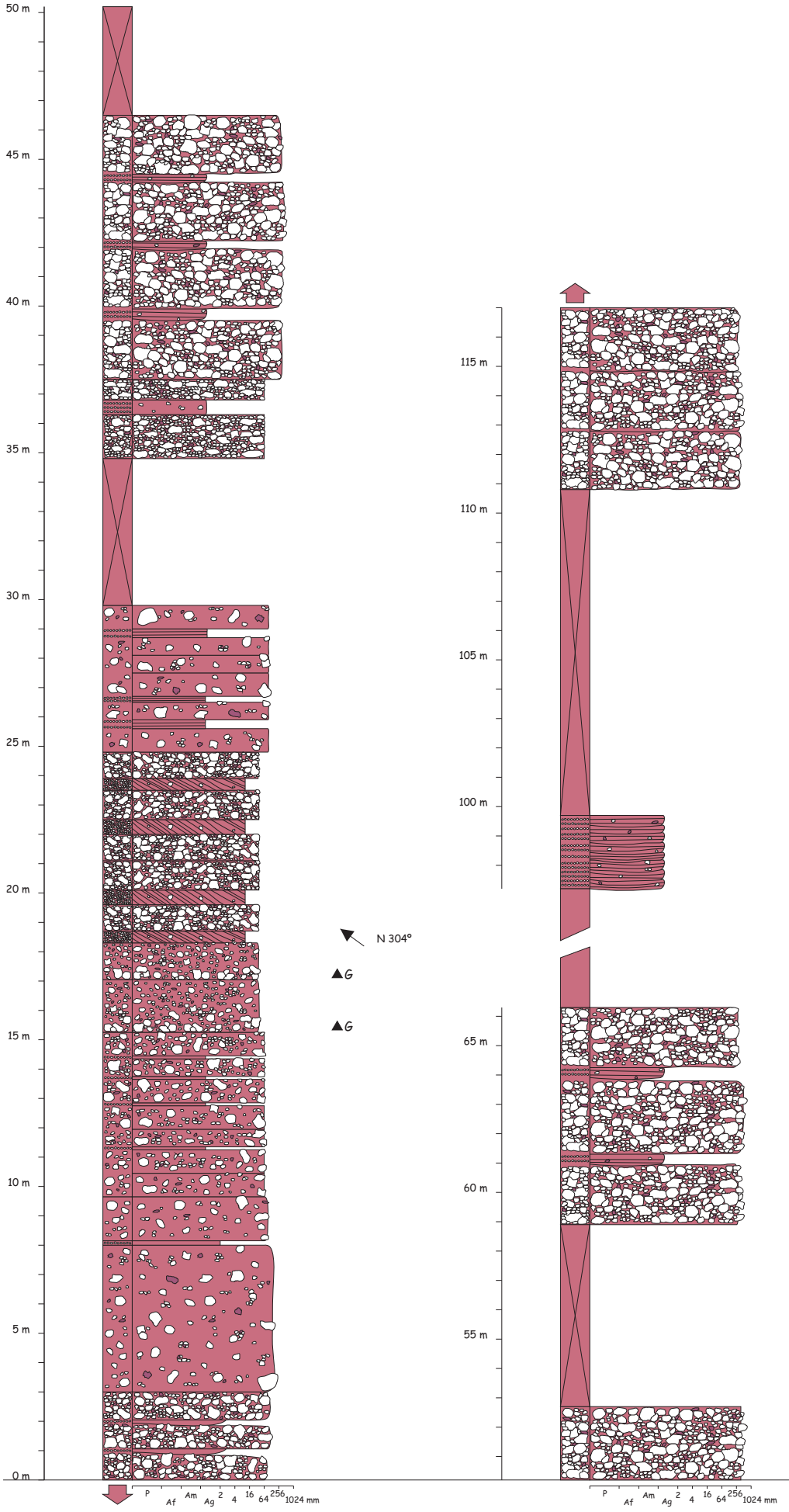
Perfil ECM 13

Perfil ECM 18



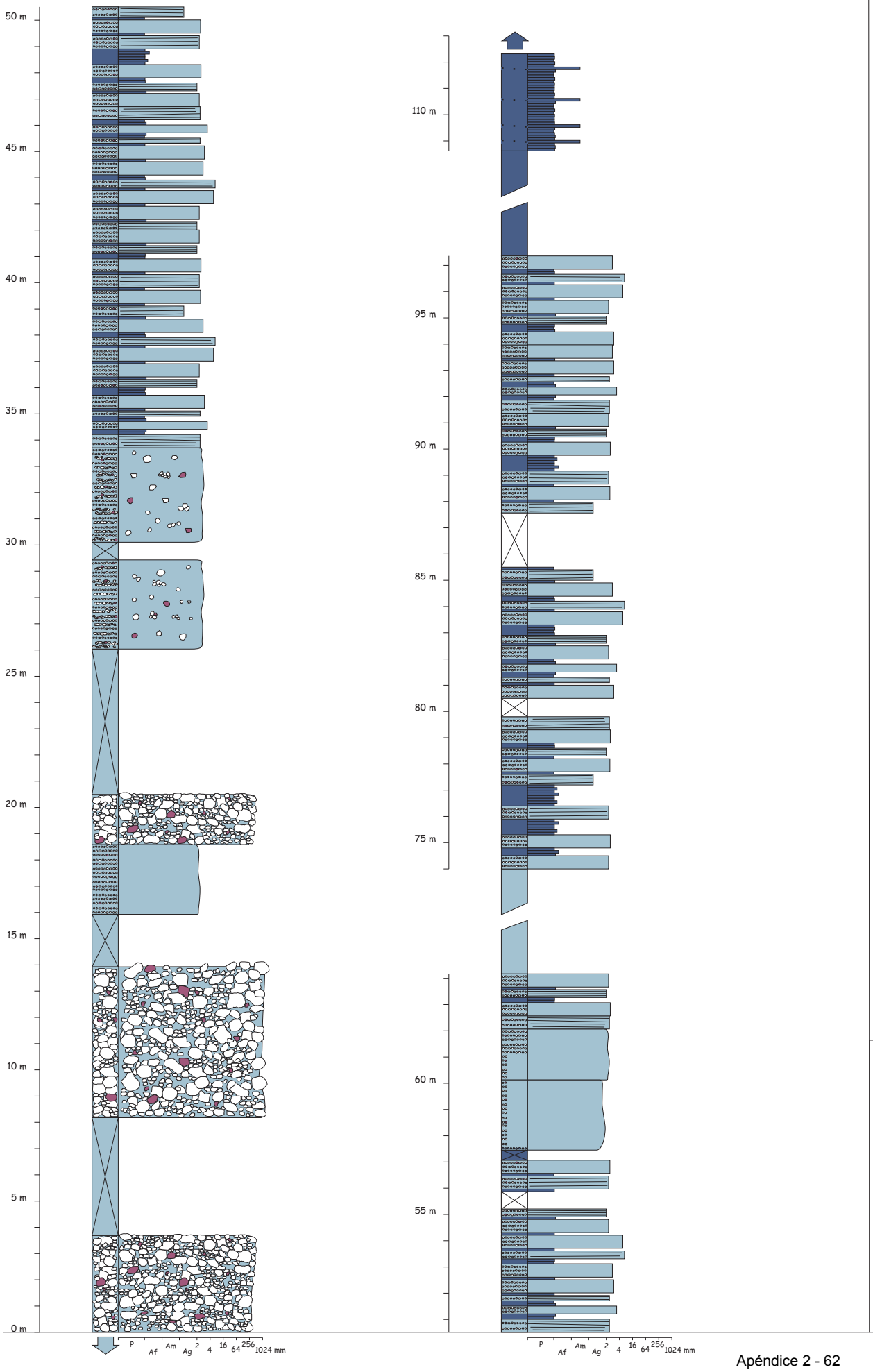
Perfil ECM 18

Perfil ECM 24



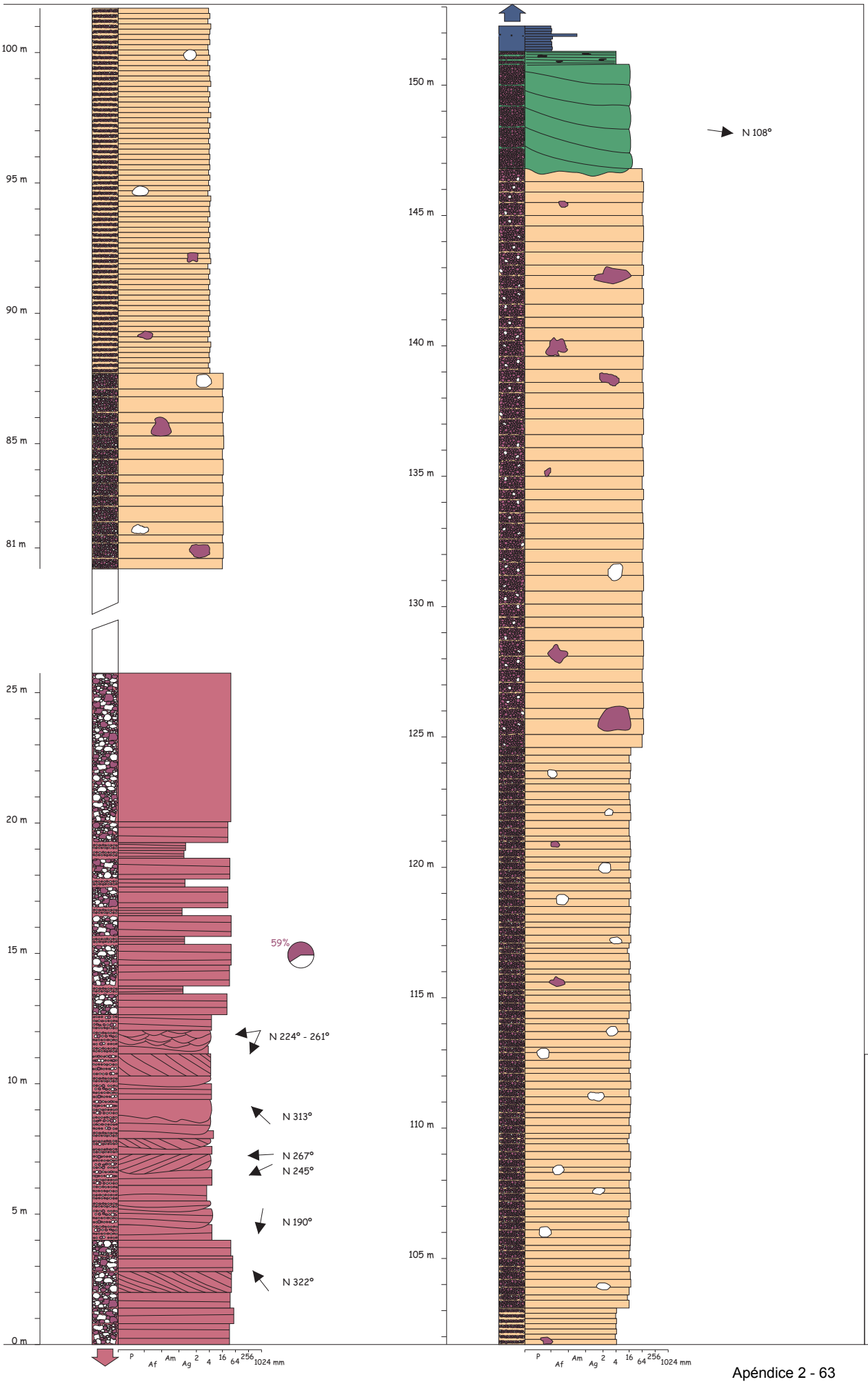
Perfil ECM 24

Perfil ECM 27



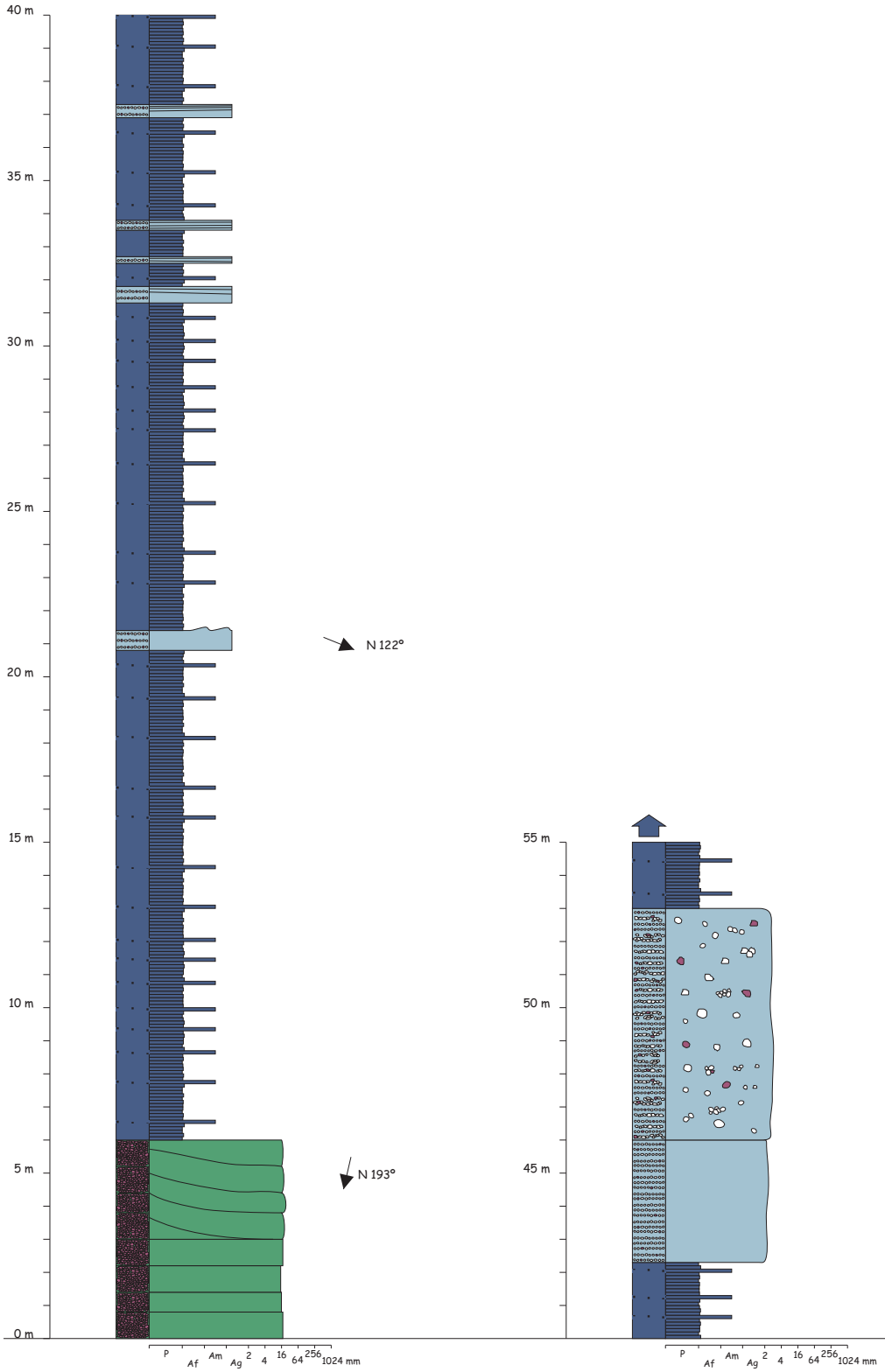
Perfil ECM 27

Perfil ECM 29



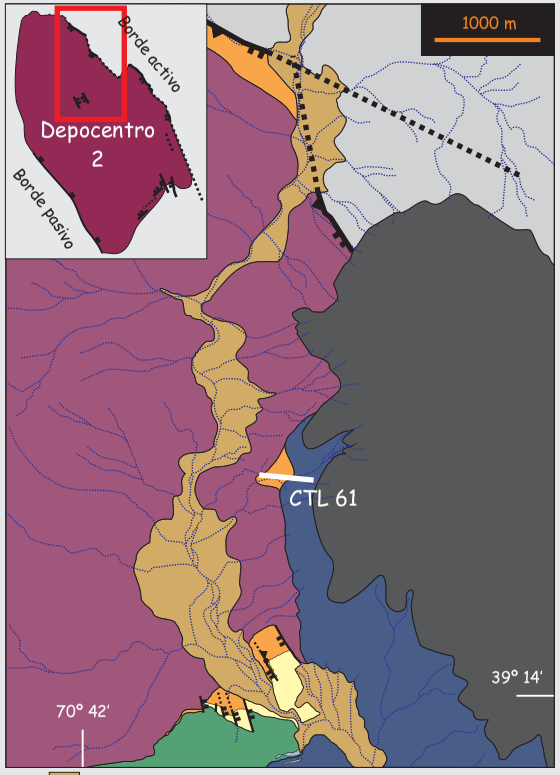
Perfil ECM 29

Perfil ECM 40



Perfil ECM 40

Perfiles litológicos de detalle - Localidad CTL



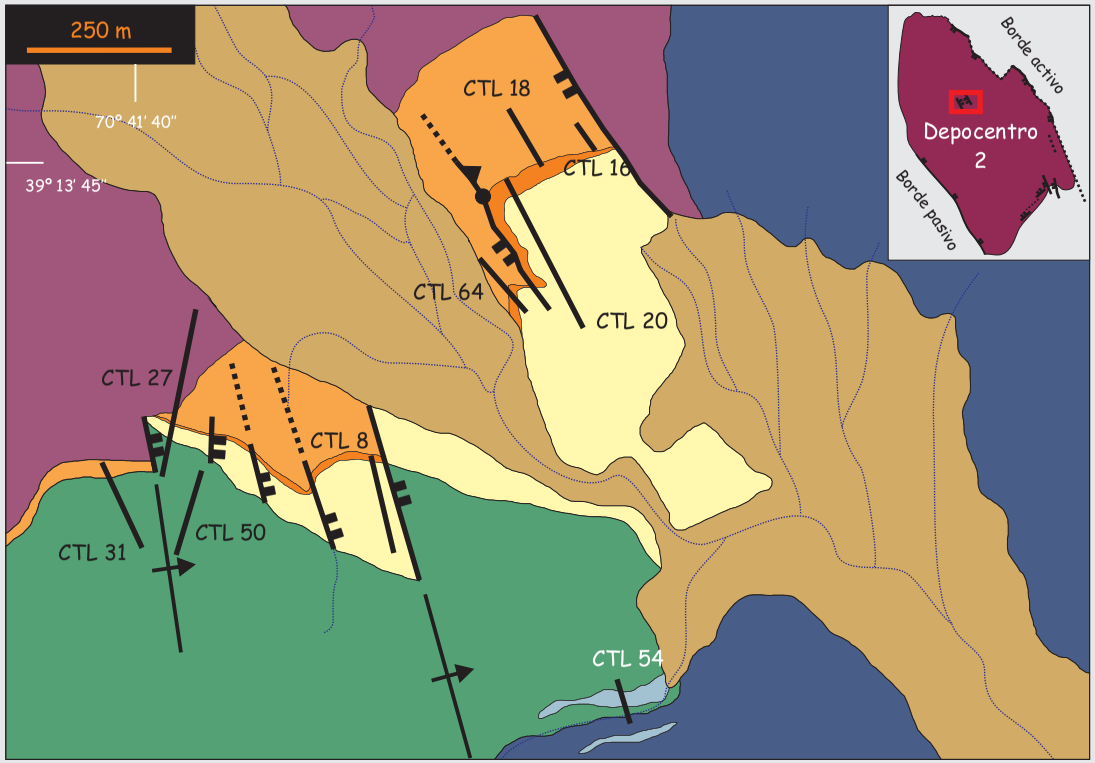
Depósitos recientes

Ciclo Cuyano
- Sistemas de costa afuera
- Sistemas de remoción en masa submarinos
- Sistemas deltaicos gravosos

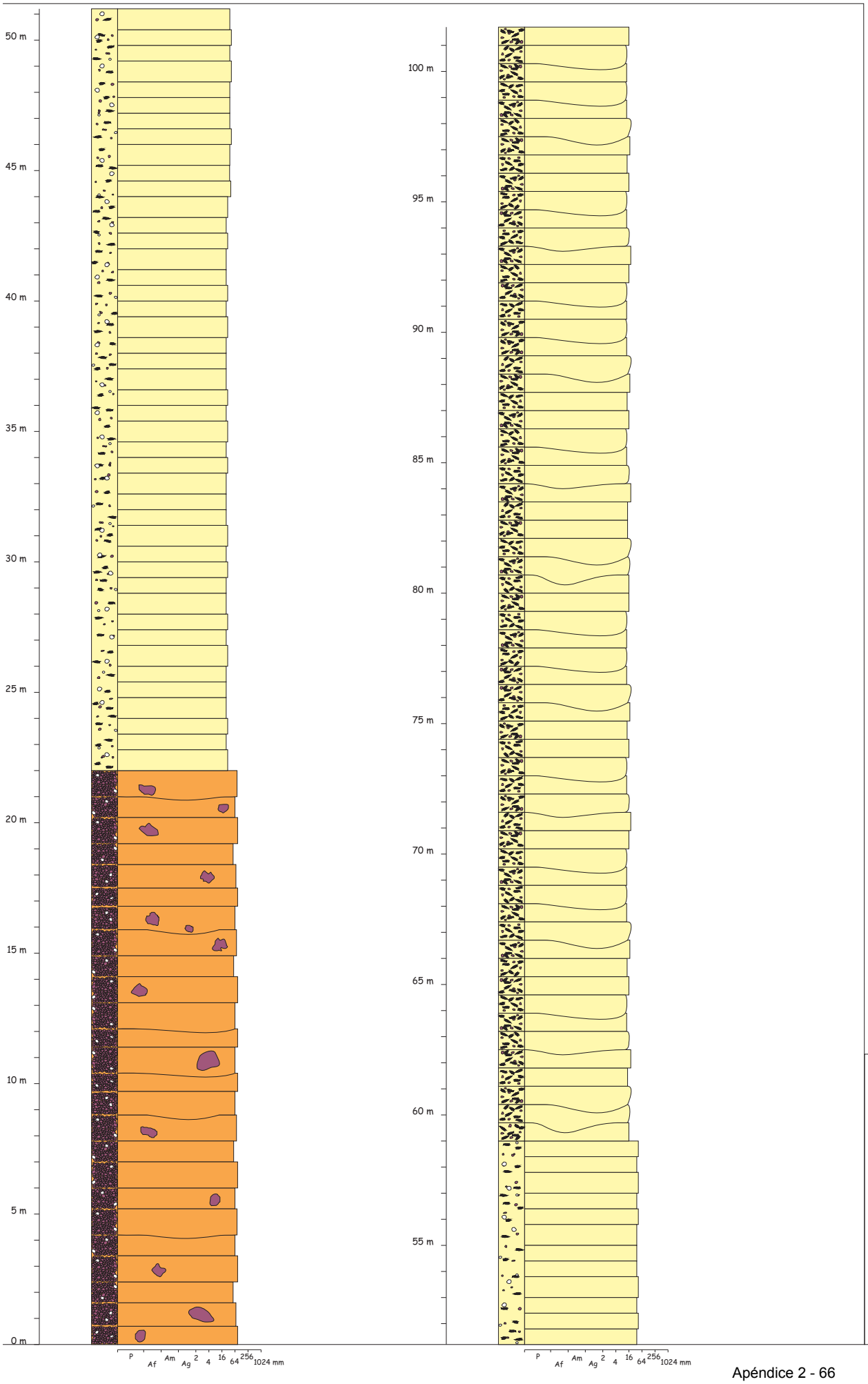
Ciclo Precuyano
- Secuencias piroclásticas 2
- Sistemas aluviales volcaniclásticos
- Lavas mesosilícicas a ácidas

Perfiles litológicos de detalle levantados en la localidad CTL:

- CTL 8: S 39° 14' 3,3"; O 70° 41' 19,3''
- CTL 16: S 39° 13' 41,3"; O 70° 41' 4,1''
- CTL 18: S39° 13' 40,3"; O 70° 41' 10,7"
- CTL 20: S 39° 13' 45,3"; O 70° 41' 10,2"
- CTL 27: S 39° 13' 55,2"; O 70° 41' 36,2"
- CTL 31: S 39° 14' 1,4"; O 70° 41' 44,3''
- CTL 50: S 39° 14' 3,1"; O 70° 41' 33,1''
- CTL 54: S 39° 13' 19,5"; O 70° 41' 14,5"
- CTL 61: S 39° 12' 47"; O 70° 40' 50,1"
- CTL 64: S 39° 13' 49,4"; O 70° 41' 14,3"

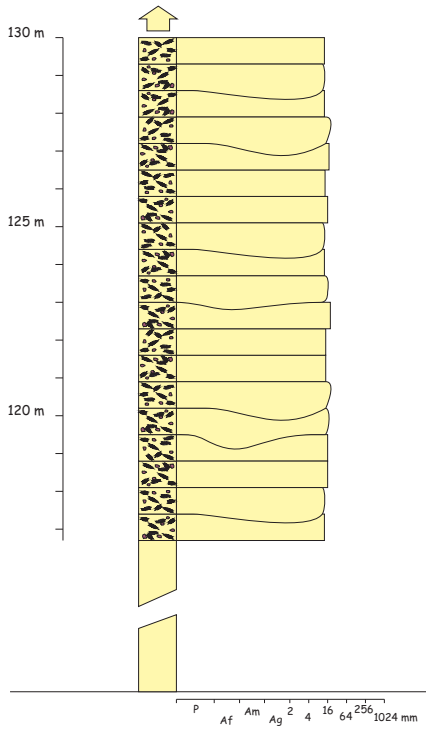


Perfil CTL 8



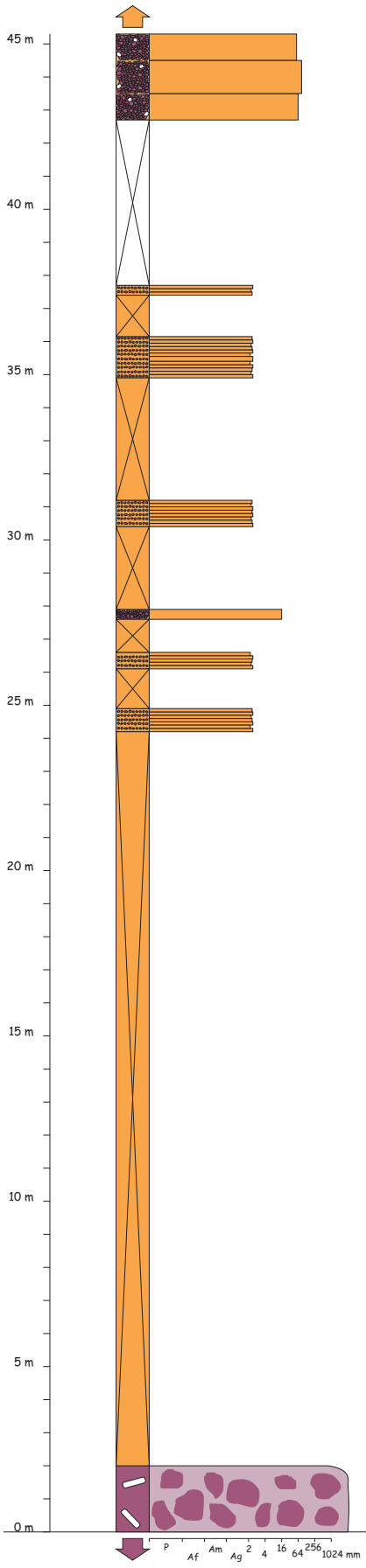
Perfil CTL 8 - Hoja 1

Perfil CTL 8



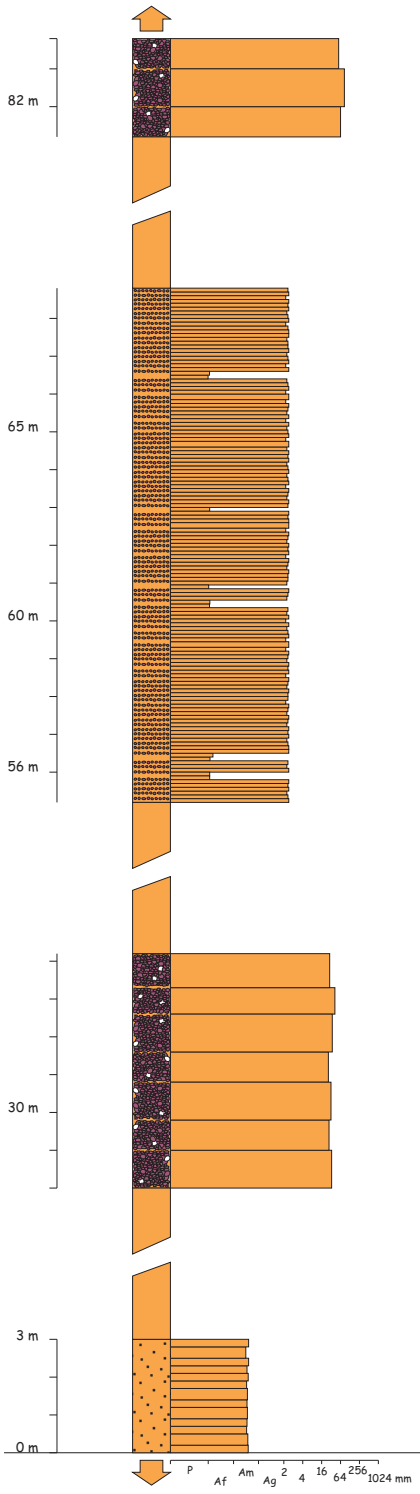
Perfil CTL 8 - Hoja 2

Perfil CTL 16



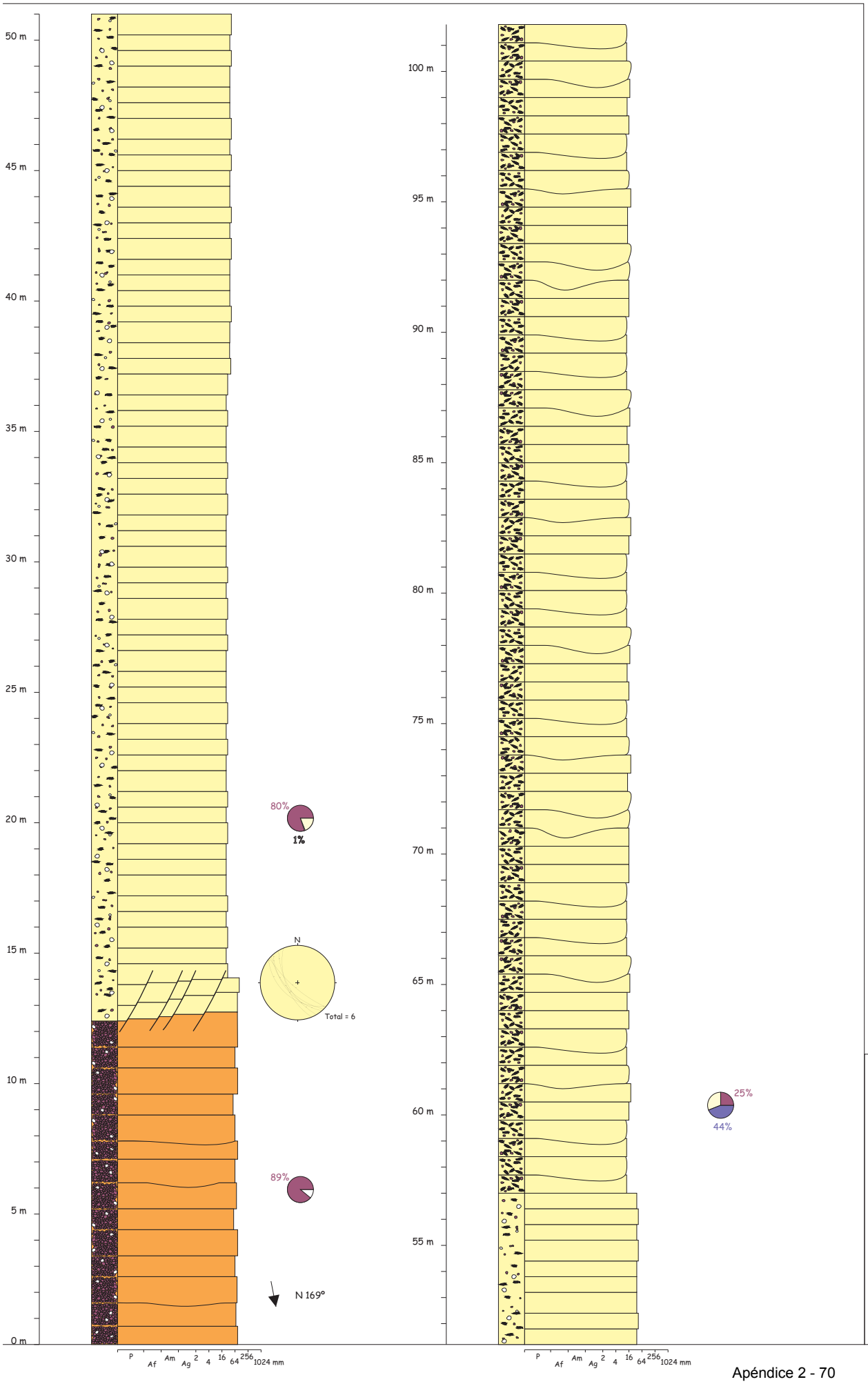
Perfil CTL 16

Perfil CTL 18



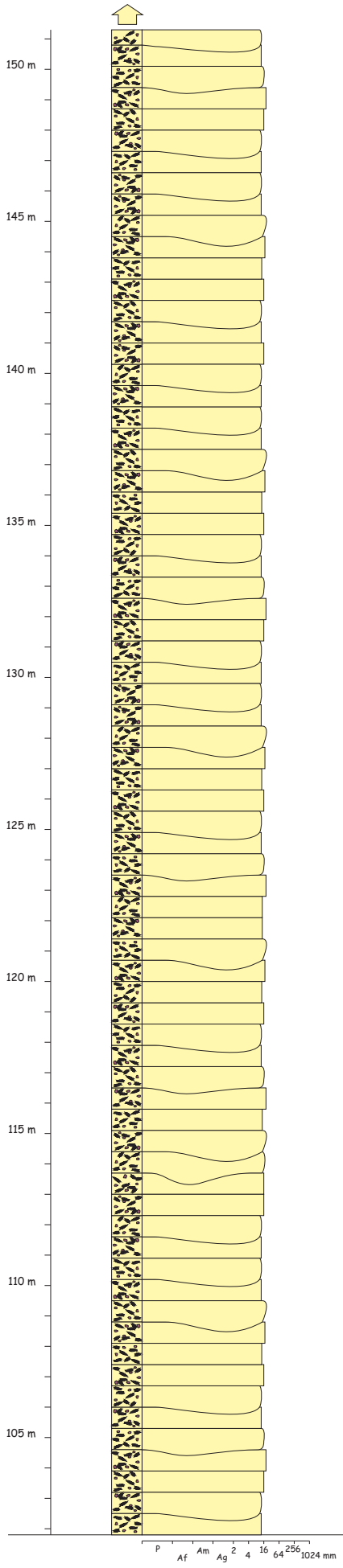
Perfil CTL 18

Perfil CTL 20



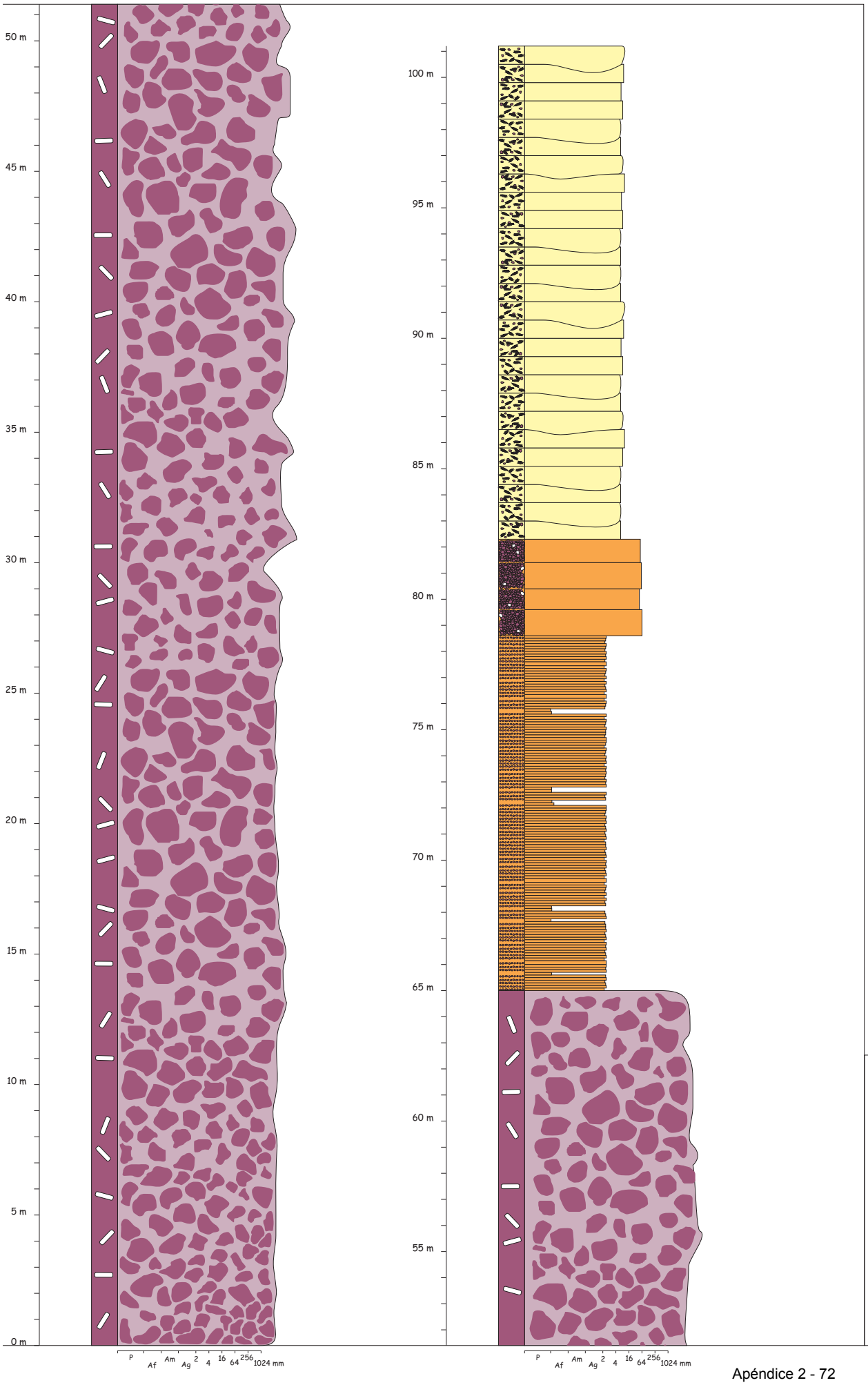
Perfil CTL 20 - Hoja 1

Perfil CTL 20



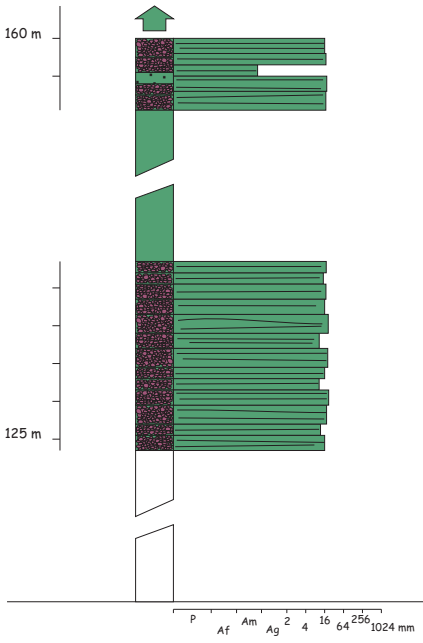
Perfil CTL 20 - Hoja 2

Perfil CTL 27



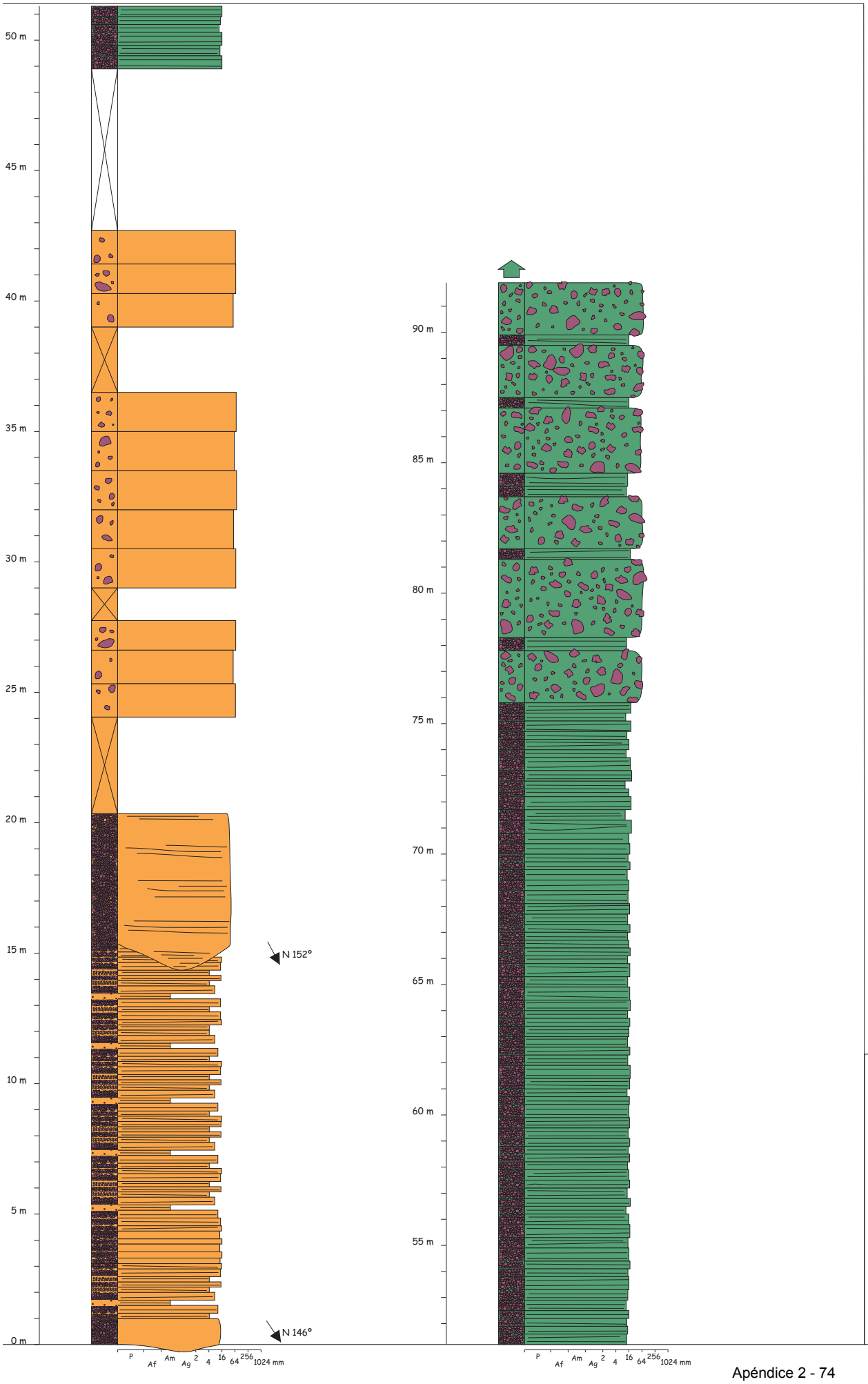
Perfil CTL 27 - Hoja 1

Perfil CTL 27



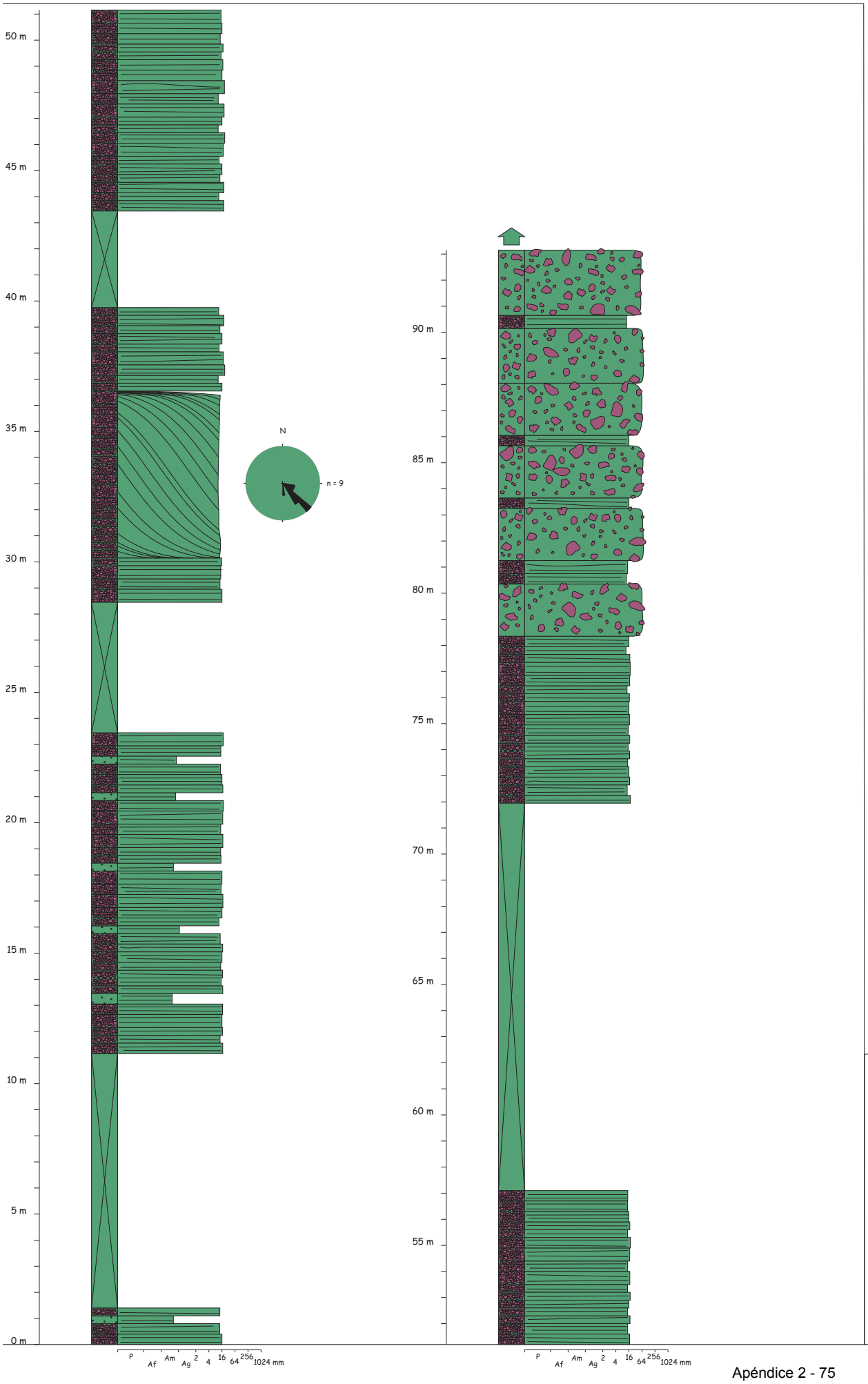
Perfil CTL 27 - Hoja 2

Perfil CTL 31



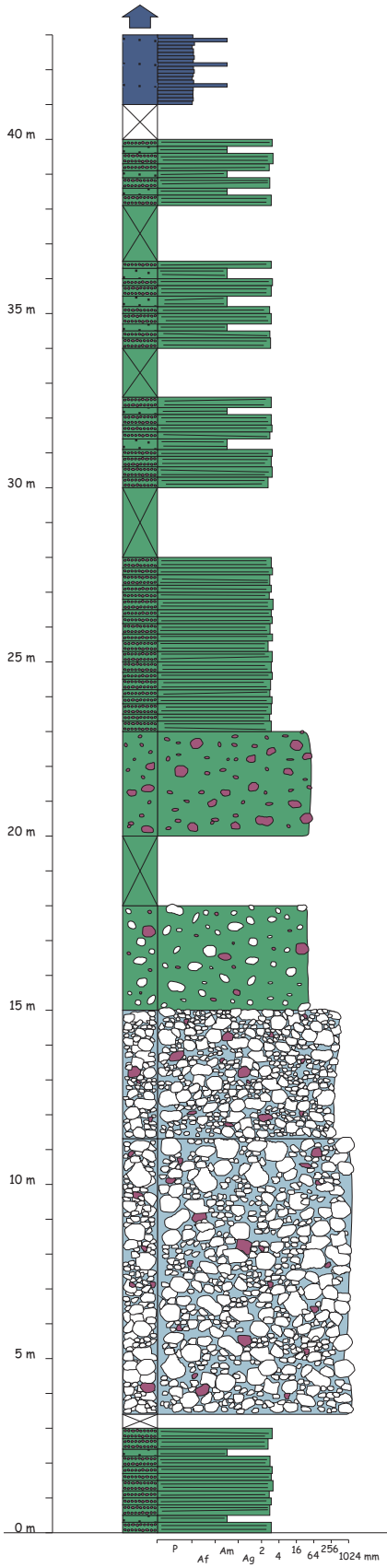
Perfil CTL 31

Perfil CTL 50



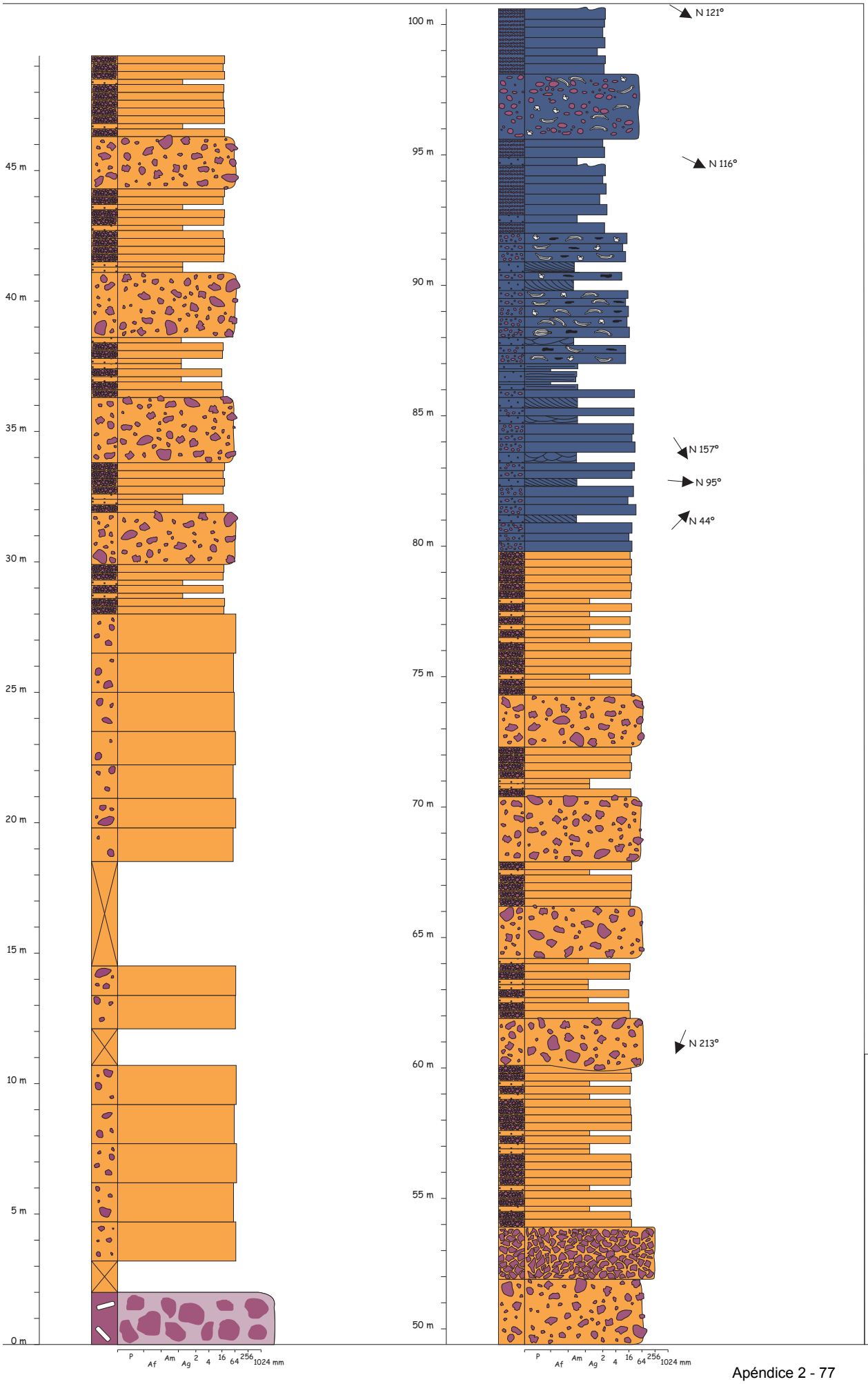
Perfil CTL 50

Perfil CTL 54



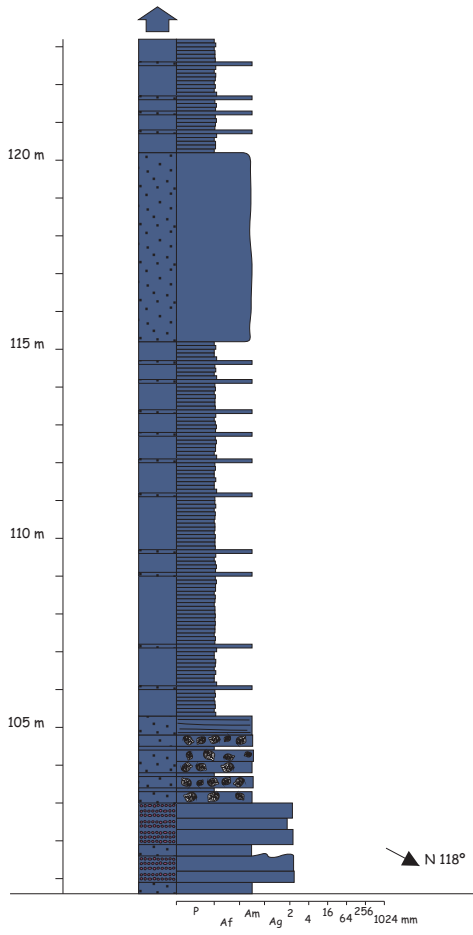
Perfil CTL 54

Perfil CTL 61



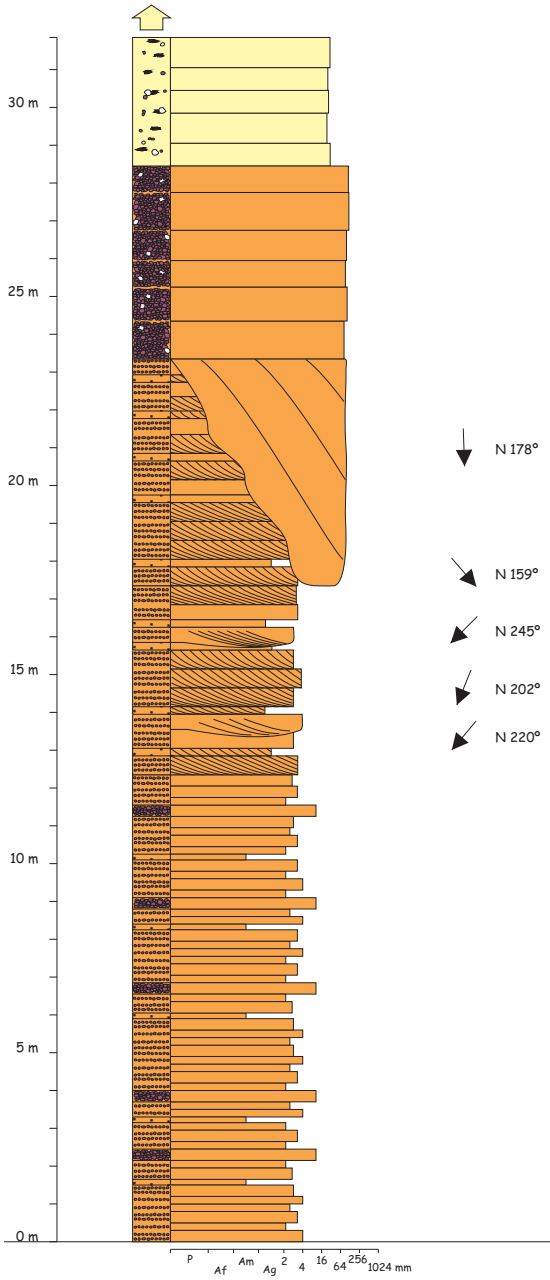
Perfil CTL 61 - Hoja 1

Perfil CTL 61



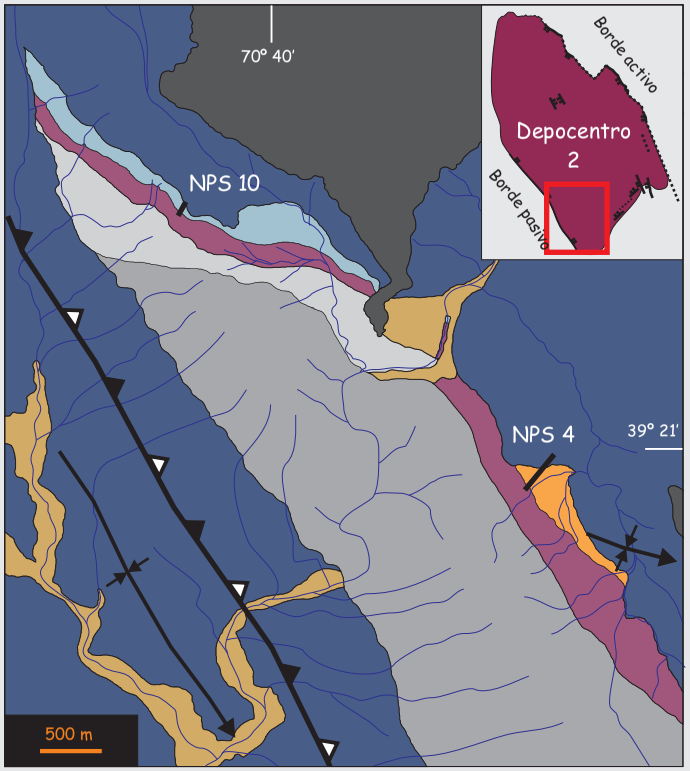
Perfil CTL 61 - Hoja 2

Perfil CTL 64



Perfil CTL 64

Perfiles litológicos de detalle - Localidad NPS



Perfiles litológicos de detalle levantados en la localidad NPS:

- NPS 4: S 39° 21' 6,9"; O 70° 38' 33,1"

- NPS 10: S 39° 19' 41,9"; O 70° 40' 41,3"

Depósitos modernos

Volcanismo cenozoico

Ciclo Cuyano

Sistemas de remoción en masa submarinos

Sistemas de costa afuera

Ciclo Precuyano

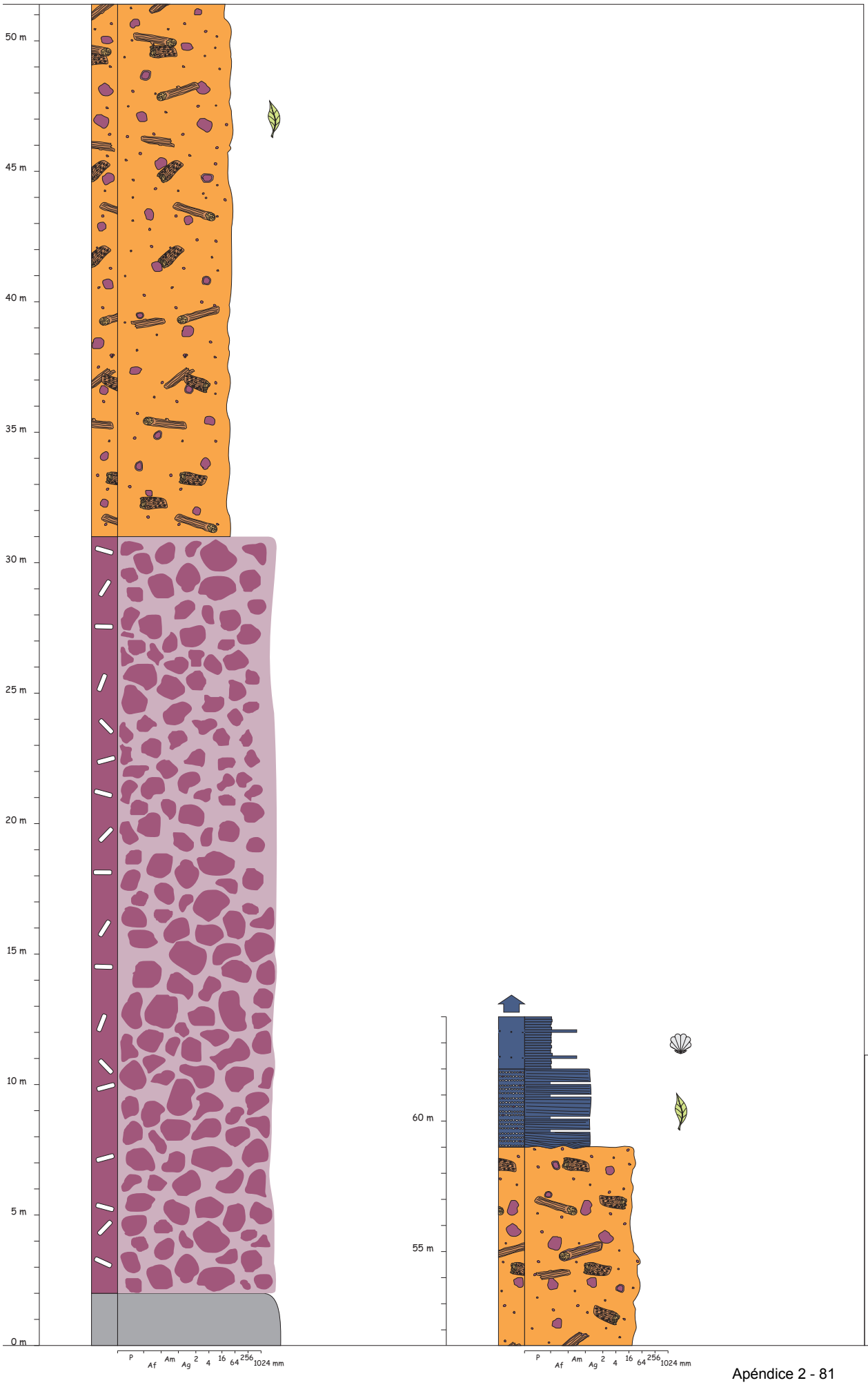
Sistemas aluviales volcaniclásticos

Lavas mesosilícicas a ácidas

Granitoides

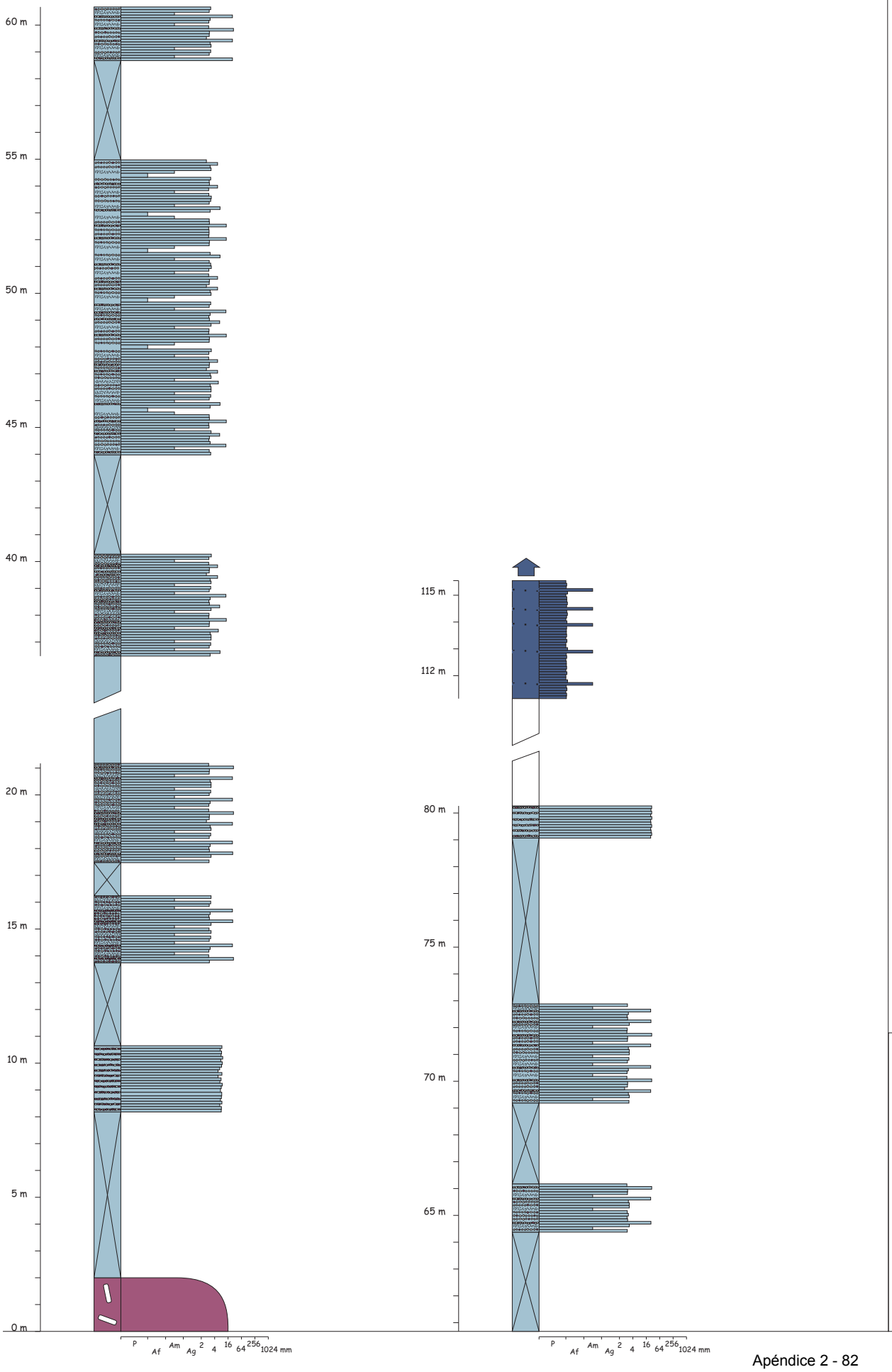
Metamorfitas

Perfil NPS 4



Perfil NPS 4

Perfil NPS 10



Perfil NPS 10

Apéndice 3 – Tablas de datos provenientes del análisis geoquímico

Trece muestras de roca se extrajeron en el campo con el fin de ser analizadas geoquímicamente. Se trituraron mediante un molino de mandíbulas en el Centro de Investigaciones Geológicas, y fueron enviadas a los laboratorios Actlabs® en Canadá. Allí se determinaron valores de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas por análisis de FUS-ICP e ICP-MS (*Fusion Inductively Coupled Plasma* y *Fusion Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*). En este anexo se incluyen las tablas con los datos originales provenientes del análisis geoquímico de las trece muestras tratadas.

Final Report
Activation Laboratories

		Símbolo analítico	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total
		Unidades	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
		Límite de detección	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01		0.01
Latitud	Longitud	Método	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
39º 2' 42,4"	70º 33' 31,7"	NIR 8	73.36	12.53	3.23	0.057	0.24	1.16	4.34	1.46	0.134	0.03	2.17	98.7
39º 2' 25,6"	70º 33' 33,5"	NIR 10	56.82	15.52	6.92	0.103	3.54	8.26	3.47	0.44	0.939	0.16	3.34	99.51
39º 3' 7.4"	70º 32' 3.8"	NIR 23	65.37	13.95	4.64	0.08	0.8	3.05	6.92	0.34	0.627	0.18	2.62	98.57
39º 2' 25.1"	70º 33' 37.3"	NIR 28	66.29	14.26	4.65	0.128	2.28	1.14	5.43	1.32	0.589	0.15	2.44	98.66
39º 8' 17,5"	70º 31' 33,1"	PLT 26	62.58	14.79	5.32	0.092	0.58	2.52	3.22	4.81	0.729	0.21	3.52	98.37
39º 8' 18,5"	70º 31' 38,3"	PLT 27	72.92	11	3.61	0.04	0.91	0.88	2.63	3.92	0.576	0.19	2.27	98.94
39º 9' 11,8"	70º 30' 44"	PLT 32	61.12	16.49	6.14	0.073	1.1	1.85	3.26	3.8	0.777	0.2	3.76	98.57
39º 9' 18,6"	70º 30' 39,6"	PLT 33	81.84	9.58	1.29	0.015	0.08	0.16	2.39	3.78	0.234	0.03	0.69	100.1
39º 8' 18,4"	70º 32' 47,4"	PLS 22-1	81.78	10.16	0.61	0.004	0.03	0.07	1.99	4.78	0.096	0.03	0.59	100.1
39º 9' 53.8"	70º 35' 26.4"	PCL 22	62.04	16.58	5.68	0.107	0.98	3.36	4.23	3.18	0.773	0.21	1.94	99.07
39º 13' 6,9"	70º 37' 29,1"	ECM 21	65.77	14.24	4.55	0.139	1.17	1.08	2.69	6.53	0.478	0.07	2.12	98.84
39º 12' 25.2'	70º 38' 1.2"	ECM 47	56.17	17.88	7.07	0.56	3.33	1.09	5.78	3.25	0.662	0.15	2.55	98.5
39º 20' 4,7"	70º 39' 46,2"	NPS 12	78.27	11.05	2.97	0.035	0.37	0.68	5.24	0.72	0.265	0.06	1.08	100.7

Final Report
Activation Laboratories

Símbolo analítico	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Límite de detección	1	1	5	3	2	2	4	20	1	20	10	30	1	1	5
Método	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
NIR 8	7	2	< 5	222	81	37	248	< 20	< 1	< 20	10	110	20	2	7
NIR 10	23	2	167	95	77	19	129	130	28	40	60	60	17	3	29
NIR 23	13	1	37	71	94	25	158	< 20	7	< 20	< 10	70	10	3	22
NIR 28	11	2	80	279	154	19	140	50	17	< 20	30	220	13	1	7
PLT 26	13	3	63	558	101	25	169	< 20	8	< 20	10	80	19	2	8
PLT 27	11	2	67	493	120	19	136	20	5	< 20	< 10	60	11	2	8
PLT 32	17	2	54	693	254	28	198	< 20	11	< 20	10	80	21	2	10
PLT 33	5	1	13	864	129	15	117	90	2	< 20	10	50	6	2	< 5
PLS 22-1	2	1	< 5	1544	123	20	106	< 20	< 1	< 20	< 10	< 30	7	2	< 5
PCL 22	17	2	54	424	359	29	206	< 20	13	< 20	< 10	140	21	3	14
ECM 21	12	2	65	1674	91	27	214	30	12	< 20	< 10	100	21	2	24
ECM 47	13	2	72	639	243	19	126	< 20	21	< 20	10	230	20	2	13
NPS 12	5	2	44	397	401	19	129	70	5	< 20	30	110	8	2	8

Final Report
Activation Laboratories

Símbolo analítico	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Límite de detección	2	1	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1	0.05	0.1
Método	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
NIR 8	91	12	< 2	< 0.5	< 0.2	3	7.9	4.9	32.9	67.4	9.09	34.9	7.9	1.51	7.7
NIR 10	12	3	< 2	< 0.5	< 0.2	2	7.4	1.2	13	29.8	4.05	16.5	4	1.17	3.9
NIR 23	18	7	< 2	< 0.5	< 0.2	4	11.1	1.5	16	39.7	5.66	21.8	5	1.23	4.8
NIR 28	45	7	4	< 0.5	< 0.2	3	7	6.8	14	27.7	3.46	14.8	3.6	0.92	3.6
PLT 26	163	7	< 2	< 0.5	< 0.2	4	6	5	18.6	40.4	5.35	21.4	5.1	1.29	5
PLT 27	179	5	2	< 0.5	< 0.2	3	6.9	3.5	13.2	30.8	4.09	16.3	4	1	4
PLT 32	156	8	< 2	< 0.5	< 0.2	3	6	8.2	23.8	53.1	6.82	27.1	5.9	1.27	5.7
PLT 33	79	3	8	< 0.5	< 0.2	2	6	1.9	19.1	34.4	3.72	12	2.5	0.55	2.2
PLS 22-1	145	4	< 2	< 0.5	< 0.2	4	4.1	1.3	18.9	35.7	4.76	15.5	3.2	0.49	3
PCL 22	164	8	< 2	< 0.5	< 0.2	3	4.6	7	27	59.6	7.67	28.1	6.2	1.45	6.4
ECM 21	314	8	< 2	< 0.5	< 0.2	3	10	11.3	26.4	48	6.56	23.5	5.1	1.23	5.2
ECM 47	160	5	< 2	< 0.5	< 0.2	2	1.8	10.9	20	39.8	5.1	17.8	3.8	1.15	4
NPS 12	34	7	10	4.9	< 0.2	2	20.2	4.7	20.9	41.4	4.46	16.5	3.8	0.82	3.4

Final Report
Activation Laboratories

Símbolo analítico	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
Unidades	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Límite de detección	0.1	0.1	0.1	0.1	0.05	0.1	0.04	0.2	0.1	1	0.1	5	0.4	0.1	0.1
Método	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
NIR 8	1.4	9.1	1.9	5.5	0.85	5.5	0.81	8.9	1	< 1	0.6	13	0.6	14.8	2.2
NIR 10	0.7	4.1	0.8	2.3	0.35	2.2	0.32	3.5	0.3	< 1	< 0.1	9	< 0.4	4.1	1.2
NIR 23	0.9	5.2	1	3.2	0.47	3	0.45	4.6	0.6	3	0.1	19	5	8.7	2.1
NIR 28	0.7	4.3	0.8	2.5	0.36	2.3	0.34	4	0.7	< 1	0.4	12	< 0.4	6.4	1.7
PLT 26	0.9	5.4	1.1	3.2	0.48	3	0.45	4.8	0.7	< 1	1	32	1.2	6.7	2
PLT 27	0.7	4.3	0.9	2.6	0.39	2.5	0.38	3.8	0.6	< 1	0.9	21	0.7	5.3	1.3
PLT 32	1	6.3	1.2	3.5	0.52	3.3	0.47	5.6	0.7	< 1	0.6	18	< 0.4	9.2	1.6
PLT 33	0.4	2.5	0.5	1.8	0.28	1.9	0.28	3.3	0.5	1	0.8	54	1	7.2	1.3
PLS 22-1	0.5	3.4	0.8	2.4	0.37	2.4	0.36	3.4	0.6	< 1	0.7	8	< 0.4	11.2	2.9
PCL 22	1	6.2	1.3	4	0.58	3.5	0.51	6	0.8	< 1	0.8	38	< 0.4	8.7	2.4
ECM 21	0.8	5.1	1.1	3.4	0.53	3.4	0.53	6	0.7	1	2.1	49	2.3	7.4	2
ECM 47	0.6	3.9	0.8	2.5	0.39	2.5	0.38	3.7	0.4	< 1	0.8	12	< 0.4	4.5	0.8
NPS 12	0.6	3.5	0.7	2.2	0.35	2.3	0.35	4.1	0.6	4	0.3	108	1.8	6.5	2.9