

Caracterización estratigráfica y estructural de la
evolución temprana (sin-rift y post-rift inicial) del
margen sur de la Cuenca Neuquina entre Sañicó
(Neuquén) y el río Limay (Río Negro)

Autor
Lic. Leandro D'Elia
2010

Director
Dr. Juan R. Franzese
Codirector
Dr. Gonzalo D. Veiga

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



**Caracterización estratigráfica y estructural de la
evolución temprana (sin-rift y post-rift inicial) del
margen sur de la Cuenca Neuquina entre Sañicó
(Neuquén) y el río Limay (Río Negro)**

Autor

Lic. Leandro D'Elia

2010

Director

Dr. Juan R. Franzese

Codirector

Dr. Gonzalo D. Veiga

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

D'Elia, Leandro

Caracterización estratigráfica y estructural de la evolución temprana, sin-rift y post-rift inicial, del margen sur de la Cuenca Neuquina entre Sañicó, Neuquén, y el río Limay, Río Negro. - 1a ed. - La Plata : Universidad Nacional de La Plata, 2012.

E-Book.

ISBN 978-950-34-0769-1

1. Volcanismo. I. Título

CDD 551.21

Fecha de catalogación: 24/10/2011

*al don al don, al don pirulero,
cada cual cada cual, atiende su juego...*

Índice

Agradecimientos	I
Resumen	II
<i>Abstract</i>	V
Capítulo 1	
1.1 Introducción	1
1.2 Marco geológico, estratigrafía y antecedentes	2
1.2.1 La Cuenca Neuquina	2
1.2.2 Relleno inicial de la Cuenca Neuquina: aspectos generales	7
1.3 Objetivos	9
1.4 La zona de estudio	10
1.4.1 Ubicación y características generales de la zona de estudio	10
1.4.2 Estratigrafía pre-cenozoica del área de estudio	10
1.4.3 Estratigrafía cenozoica del área de estudio	15
1.4.4 Rasgos morfoestructurales y estructurales del área de estudio	15
Capítulo 2: Metodología	
2.1 Tareas de campo	26
2.1.1 Mapeo Geológico	26
2.1.2 Relevamiento de datos estructurales	26
2.1.3 Levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos	26
2.1.4 Muestreo	29
2.2 Trabajo de gabinete	29
2.2.1 Análisis de laboratorio	31
2.2.2 Análisis de facies, asociaciones de facies y ambientes	31
2.2.3 Estudio tecto-estratigráfico del Ciclo Precuyano y la transición al Ciclo Cuyano	31
Capítulo 3: Análisis litológico y litogeoquímico	
3.1 Introducción	33
3.2 Análisis de las litofacies	34
3.2.1 Terminología y organización de las litofacies	34

3.2.2 Litofacies volcánicas	38
3.2.3 Litofacies piroclásticas	43
3.2.4 Litofacies sedimentarias	52
3.2.4.1 Facies epiclásticas pefíticas	52
3.2.4.2 Facies epiclásticas psamíticas	61
3.2.4.3 Facies epiclásticas pelíticas	67
3.2.4.4 Facies carbonáticas	70
3.3 Análisis Microscópico	74
3.3.1 Análisis microscópico de las rocas volcánicas	74
3.3.2 Análisis microscópico de las rocas piroclásticas	82
3.3.3 Análisis microscópico de las rocas epiclásticas	88
3.3.4 Análisis microscópico de las rocas carbonáticas	95
3.4 Análisis litogeoquímico	97
3.4.1 Introducción	97
3.4.2 Organización de los datos geoquímicos	97
3.4.3 Consideraciones generales acerca de la geoquímica del Precuyano	99
Capítulo 4: Análisis de las unidades de acumulación	
4.1 Introducción	106
4.2 ¿Qué es una unidad de acumulación y cómo se define?	107
4.3 Organización de las unidades de acumulación	107
4.4 Unidades de acumulación de rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas	108
4.4.1 Unidades de acumulación de rocas volcánicas andesíticas	108
4.4.1.1 Coladas y coladas dómicas	108
4.4.1.2 Domos andesíticos	117
4.4.1.3 Diques andesíticos	120
4.4.2 Unidad de acumulación de conducto alimentador	128
4.4.3 Unidades de acumulación de rocas volcánicas ácidas	130
4.4.3.1 Criptodomas riódacíticos	130
4.4.3.2 Coladas dómicas riódacíticas	130
4.5 Unidades de acumulación piroclásticas	134
4.5.1 Unidad de acumulación de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojada en depresiones	134
4.5.2 Unidades de acumulación de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal (I, II y III)	139
4.5.3 Unidad de acumulación de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas	148

4.6 Unidades de acumulación sedimentarias	150
4.6.1 Unidades de acumulación epiclásticas continentales	150
4.6.1.1 Sistemas aluviales	150
4.6.1.2 Sistemas fluviales de carga mixta	163
4.6.1.3 Sistema de delta de grano grueso/lacustre	165
4.6.1.4 Sistema de delta de grano fino	168
4.6.2 Unidades de acumulación epiclásticas marinas	170
4.6.2.1 Ambiente marino de costa afuera (offshore)	170
4.6.3 Unidad de acumulación carbonática marina	172
4.6.3.1 Ambiente marino somero carbonático	172

Capítulo 5: Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano basal en el espacio y tiempo

5.1 Introducción	174
5.2 Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano basal dentro de los depocentros	178
5.2.1 Las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano basal dentro del depocentro de Sañicó	178
5.2.2 Las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano inferior dentro del depocentro de la Pintada	181
5.2.3 Las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano dentro del depocentro de Piedra del Águila	184
5.3 Correlación de las asociaciones de unidades de acumulación entre los depocentros	186

Capítulo 6: Discusión de los resultados

6.1 Análisis estratigráfico y cronoestratigráfico de las unidades Triásico Superior - Jurásico Inferior en el sector sur de la Cuenca Neuquina	189
6.1.1 Determinación y jerarquización de las superficies clave	190
6.1.2 Organización cronoestratigráfica de las unidades Triásico Superior - Jurásico Inferior para los depocentros de Sañicó, la Pintada y Piedra del Águila	193
6.2 Unidades tecto-sedimentarias Precuyana y Cuyana en el borde sur de la Cuenca Neuquina	204
6.2.1 Evolución paleoambiental y paleogeográfica del Precuyano y Cuyano basal en el área de Sañicó y Piedra del Águila	204
6.2.2 Los controles sobre las unidades tecto-sedimentarias Precuyana y Cuyana	215
6.2.2.1 Los controles tectónicos	215

6.2.2.2) Los controles volcánicos	222
Capítulo 7: Conclusiones	232
Bibliografía	235
Anexo I: Mapa geológico detallado del área de estudio	
Anexo II: Perfiles litológicos relevados	
Anexo III: Tabla de análisis geoquímicos	

Agradecimientos

A mi director, Juan Franzese y mi codirector, Gonzalo Veiga, por estar siempre presentes, por los consejos y la inspiración. ¡Gracias amigos!, he aprendido mucho más que geología.

Este trabajo es lo que es gracias a la pasión y el profesionalismo de mis compañeros de campaña. Andrés Bilmes, Ignacio Cambon, Dante Disalvo y Mariano Hernández, ¡Gracias por siempre!

A Luis “Chango” Spalletti, quien desde el primer día dio el apoyo a este proyecto. El financiamiento de las tareas de investigación fue posible mediante los proyectos que estuvieron bajo su dirección: “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”, otorgados por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

Gracias Alberto Torres y a su familia, por abrirme las puertas de su casa y su corazón. A Felisa Zamora y Carlos Freire de la Estancia La Inmaculada, ¡Gracias Feli y Carli por todos los momentos amenos y el cariño recibido!. Jamás olvidaré las charlas de sobremesa y de picadas. A todas las personas de la Estancia Santa Isabel por su hospitalidad y predisposición, ¡Gracias Marcelo Carulo! y ¡Gracias Polo!

A todos mis amigos del Centro de Investigaciones Geológicas, “todos escribieron alguna página de esta historia”. Gracias Martín Muravchik, Andrés Bilmes, Augusto Varela, Sebastián Richiano, Nicolás Sandoval, Irene Hernado, Noelia Iannizzotto y Daniela Ancheta, por la ayuda, motivación, el fútbol, las picadas y el vino. A Alfredo Benialgo (y si no renuncio), Leonel Pousada, Daniel Mártire, Oscar Nuñez, Pablo García, Jorge “tanito” Wlasiuk y Daniel Poiré, por la alegría. A Carlos Rapela y Sergio Matheos por trabajar todos estos años para mejorar día a día situación de los becarios en el instituto. A Eduardo Llambías, Pablo González, Ana Sato, Carlos Cingolani, Jorge Maggi y Claudia Cavarozzi, por estar siempre dispuestos cuando los necesité.

A mis compañeros de la Cátedra de Petrología I de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Gracias Yolanda Aguilera y Gerardo “Tito” Páez por los momentos y las

enseñanzas.

Al jurado, Luis Spalletti, Víctor Ramos e Iván Petrinovic, por dedicarme parte de su tiempo, por su disposición y por las sugerencias que mejoraron la calidad del manuscrito final.

A mis familiares, soy lo que soy gracias a ellos. Gracias Romi por el amor de todos estos años. A mis viejos, por la fuerza, la humildad y la dedicación de siempre, a mis hermanos, sobrinos, tíos, primos y amigos. A mi abuela Ángela, por los fantásticos recuerdos que tengo de ella. “¡¡Gracias Abuela!!”

A la universidad pública y gratuita y a las personas que lucharon para que permanezca en ese estado.

Resumen

El presente trabajo se centró en el análisis tecto-estratigráfico de los estadios iniciales de relleno de una cuenca de rift, donde interactúan de manera compleja procesos tectónicos, volcánicos, sedimentarios y eustáticos. Como caso de estudio se tomaron las sucesiones del Triásico Superior-Jurásico Inferior del sector austral de la Cuenca Neuquina, aflorantes en el área de Sañicó y Piedra del Águila, desarrollada al este de los Andes Norpatagónicos y al norte del Macizo Norpatagónico. En esta área asoman algunas de las unidades más antiguas de la Cuenca Neuquina, en particular el basamento ígneo-metamórfico y el relleno inicial (Formación Paso Flores, Ciclo Precuyano y Ciclo Cuyano).

La metodología empleada consistió en el reconocimiento de las sucesiones volcano-sedimentarias a través del mapeo geológico, el levantamiento de perfiles estratigráficos y estructurales y el muestreo sistemático de material rocoso. En laboratorio se procesaron las muestras para estudios petrográficos y geoquímicos. El análisis de las sucesiones rocosas permitió constatar su naturaleza volcano-sedimentaria. Mediante el análisis de facies se identificaron litofacies de rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias epiclásticas y carbonáticas. El análisis petrográfico permitió determinar las características composicionales y los tipos de alteraciones presentes en el relleno (hidrotermal débil, deutérica y diagénesis temprana). El estudio geoquímico reveló un rango continuo composicional desde andesitas basálticas hasta riocacitas, con características comagmáticas, tendencia subalcalina-calcoalcalina y patrones de elementos trazas típicos de series magmáticas orogénicas.

En función de asociaciones de facies genéticamente relacionadas y el control espacial, se definieron unidades de acumulación volcánicas (volcánicas de conducto, diques, domos y coladas y coladas dómicas), piroclásticas (depósitos de corrientes piroclásticas) y sedimentarias (aluviales, fluviales de carga mixta, deltaicas de grano grueso, deltaicas de grano fino, de ambiente marino profundo y de ambiente marino somero carbonático).

El control tecto-estratigráfico sobre las sucesiones iniciales permitió definir tres áreas depocentrales mayores, de oeste a este: depocentro de Sañicó, depocentro de la Pintada y depocentro de Piedra del Águila. El depocentro de Sañicó corresponde a un hemigraben volcánico que posee una orientación NE-SW, polaridad hacia el sureste, limitado por fallas NE-SW y ENE. Este relleno principalmente por depósitos precuyanos y minoritariamente por depósitos del Ciclo Cuyano. El hemigraben de la Pintada presenta una orientación N-S y polaridad hacia el oeste y acomoda principalmente a depósitos del Ciclo Cuyano. El depocentro de Piedra del Águila fue definido como otro hemigraben volcánico de una orientación NE-SW, con polaridad hacia el noroeste y está relleno en su totalidad por depósitos precuyanos.

Teniendo en cuenta las características genéticas y formacionales de las unidades de acumulación y la relación espacial, se identificaron diferentes secciones dentro de los depocentros que fueron correlacionadas entre los depocentros en función de sus atributos genéticos y su posición dentro del relleno. Para el análisis tecto-estratigráfico se utilizó el concepto de unidades tecto-sedimentarias (UTS) - unidades aloestratigráficas limitadas por discontinuidades, originadas por procesos tectónicos o sedimentarios -. La relación entre las diferentes unidades que componen el relleno inicial con los elementos estructurales, sumado a la identificación y jerarquización de superficies clave, permitieron definir a la Formación Paso Flores y los Ciclos Precuyano y Cuyano como unidades tecto-sedimentarias asociadas a eventos tectónicos extensionales. La UTS I, equivalente a la Formación Paso Flores, corresponde a un periodo rift continental caracterizado por ambientes sedimentarios desde aluviales y lacustres. La UTS II "Precuyana", corresponde a una etapa de rift con una fuerte actividad magmática y la UTS III "Cuyana basal", corresponde al último periodo de sinrift del rifting inicial de la cuenca en su borde austral. Este último evento se caracteriza por una reorganización total de las áreas de acomodación y una merma abrupta del volcanismo. El esquema cronoestratigráfico planteado para el borde austral de la Cuenca Neuquina indica que el lapso Triásico Superior - Jurásico Inferior se encuentra conformado por una sucesión de unidades tecto-sedimentarias asociadas a una tectónica extensional (UTS I, UTS II y UTS III), las cuales se presentan en diferentes áreas depocentrales. Las mismas se desarrollaron durante aproximadamente 30 Ma, sin interrupciones mayores.

Los resultados de éste análisis, dejaron en evidencia la fuerte influencia de los controles tectónicos y volcánicos sobre el relleno inicial. El control tectónico fue identificado de diferente manera y escalas: a) control en las áreas de acomodación b) control en la orientación de los depocentros por parte de las estructuras heredadas del basamento, c) control en la ubicación y polaridad de los ambientes volcano-sedimentarios y sedimentarios y d) control del nivel relativo del mar. La expresión del volcanismo fue identificada tanto para el Ciclo Precuyano como para la base del Ciclo Cuyano. Su actividad afectó la naturaleza agradacional o excavacional de los aparatos volcánicos, el tipo y cantidad de materiales volcánicos y sedimentos ingresados a los depocentros.

El modelo petrogenético para el Ciclo Precuyano fue evaluado desde dos puntos de vista: la relación volcanismo-zona de aporte magmático superficial y la relación magma-fuente de origen. El magmatismo habría estado relacionado con cámaras magmáticas superficiales, multinyectadas, que suministraron productos volcánicos comagmáticos. Las características geoquímicas indican una fuente con participación de fluidos ocurridos un ambiente geodinámico con la impronta de las series orogénicas. En el macizo Norpatagónico, fuera del ámbito de la Cuenca Neuquina, se desarrollaron simultáneamente rocas volcánicas con fuertes

similitudes litológicas y geoquímicas. Esto evidenciaría que el magmatismo Triásico Superior-Jurásico Inferior del margen occidental de Gondwana se manifestó en diferentes segmentos de margen protoandino asociado a muy diferentes marcos de evolución tecto-estratigráfica.

Abstract

A Tectonostratigraphic analysis of the sinrift stage (Upper Triassic – Lower Jurassic) of the Neuquén Basin at its southern border is presented. The study area is located between the towns of Sañicó and Piedra del Águila (Neuquén province), to the west of the Andean chain and to the north of the Norpatagonian Massif. The units related to the initial extensional phase in this area comprise the Upper Triassic Paso Flores Formation, and the Lower Jurassic Precuyo and Cuyo Cycle.

The study was carried out through geological mapping, measuring of stratigraphic and structural sections, petrography and geochemical analyses. Several lithofacies (volcanic pyroclastic, clastic and carbonate) were determined. The geochemical signature of the volcanic and pyroclastic rocks was studied through the analysis of thin sections and chemical analyses of Major, Minor and Trace elements. As a result, a continuous range from basaltic andesites to rhyolites with comagmatic and sub-alkaline to calc-alkaline affinities were determined for the volcanic rocks of the Precuyo Cycle. Also, weak hydrothermal, deuteric and early diagenetic alterations were registered. The analysis allows us to define facies associations and, finally, accumulation units. The main framework of accumulation units for the Precuyo Cycle and lower Cuyo Cycle includes: volcanic vents units, dikes, domes and lava flows and coulees, pyroclastic flow units, alluvial and fluvial system units, coarse grained and fine grained deltaic units, offshore marine units and shallow marine carbonate units.

The infill of the sinrift sequence was divided into three depositional areas: the Sañicó, the Pintada and the Piedra del Águila depocentres. Each depocentre shows a different infill pattern and is related to a single hemigraben. The Sañicó area is a NE-SW hemigraben with southeastern polarity. It is filled by volcanic, pyroclastic and volcanoclastic rocks of the Precuyo Cycle covered by rocks belonging to the Cuyo Cycle. The Pintada depocentre is a N-S hemigraben with western polarity, mainly with a Cuyo Cycle infill. Finally, the Piedra del Águila depocentre is a NE-SW volcanic hemigraben with northwestern polarity, filled only by the Precuyo Cycle.

The integrated analysis was performed with the use of allostratigraphic units separated by discontinuity surfaces: Tectosedimentary Units (UTS). Three UTS were defined. The older one is the Paso Flores Formation (not analyzed in detail in this study), an Upper Triassic- Lower Jurassic continental silicoclastic sequence deposited to the west and south of the study area. The UTS 2 is the Precuyo Cycle, a continental unit mainly defined by its volcanic signature. The UTS 3 is represented by the lower Cuyo Cycle, a marine mixed silicoclastic-carbonate unit with

minor influence of volcanism. The 3 UTS are not deposited into the same depositional areas. The superimposition of these tectosedimentary units represents a multiepisodic rifting that last over 30 My from Upper Triassic to Pliensbachian.

The tectonic controls on these sequences are: 1) accommodation space, 2) the polarity of sedimentary and volcanic environments, 3) the spatial distribution of depocentres, and 4) eustatic cycles. The volcanic controls are represented in the types of volcanic environments and quantity and characteristics of the clastic material provided to the depocentres.

The petrogenetic data implies the development of subsurface magmatic multijointed chambers with an orogenic signature. In the Northpatagonian Massif, out of the study area and out of the Neuquén Basin, several volcanic sequences coeval to the Precuyo Cycle are registered. All of these rocks share the same geochemical and petrographic characteristics despite the Precuyo rocks integrated the infill of an extensional basin and the rocks in the Northpatagonian Massif are not related to basin at all. This suggests that the Lower Jurassic Magmatic cycle spans over a huge area even with totally different structural and geodynamic evolution.

Capítulo 1

1.1) Introducción

Las cuencas de rifts activos, paleorifts y cuencas de márgenes pasivos forman un grupo de cuencas genéticamente relacionadas a procesos extensionales (Ziegler y Cloetingh, 2004). Las cuencas extensionales caracterizaron diferentes etapas de la evolución geológica de la tierra y se desarrollan en diferentes ambientes geodinámicos, desde márgenes divergentes a convergentes y aún en sitios de intraplaca (Kearey y Vine, 1992; Condie, 1997; Ziegler y Cloetingh, 2004). En conjunto contienen importantes reservas probadas y potenciales de depósitos minerales y de yacimientos de hidrocarburos (Cuenca del Mar del Norte, Cuenca del W Siberiano, Cuenca del Golfo de Suez, entre muchas otras) (Ziegler y Cloetingh, 2004). Las cuencas de rift se caracterizan por ser depresiones alargadas bordeadas por fallas directas, con dimensiones del orden de las decenas a centenas de kilómetros de ancho y de cientos a miles de kilómetros de largo (Schlische y Anders, 1996; Morley, 1999a; Gawthorpe y Leeder, 2000). Internamente están constituidas por depocentros simétricos (grábenes) y/o asimétricos (hemigrábenes), a menudo segmentados, con polaridades opuestas y con diferentes tipos de conexiones entre sí (zonas de acomodación) (Schlische, 1991; Schlische y Anders, 1996; Morley, 1999a; Gawthorpe y Leeder, 2000; Morley, 2004). Las cuencas extensionales están originadas por dos tipos de subsidencia tectónica, diferentes y sucesivos: mecánica y termal (Gawthorpe y Leeder, 2000; Ziegler y Cloetingh, 2004). La subsidencia mecánica se genera durante el fallamiento, denominándose a este periodo como etapa de sinrift, mientras que la subsidencia termal ocurre finalizado el fallamiento, en el marco del reequilibrio termal de la litosfera y es denominada como etapa de postrift (Gawthorpe y Leeder, 2000; Ziegler y Cloetingh, 2004). Los resaltos topográficos y depresiones desarrollados en estos escenarios producen ciclos de meteorización, erosión y transporte que originan aporte de tipo sedimentario a las cubetas (Gawthorpe y Leeder, 2000; Leeder, 2003). A su vez, el adelgazamiento de la litosfera y el desequilibrio termal pueden producir importantes fenómenos magmáticos, incrementando el rol del volcanismo en el relleno. En este sentido, las cuencas de rift asociadas a una profusa actividad magmática fueron asociadas a rifts “activos”, mientras que las cuencas de rift en donde el volcanismo aparece de manera relegada se denominaron como “pasivos” (Ziegler y Cloetingh, 2004). En conjunto las variables estructurales, sedimentarias y magmáticas se relacionan de manera compleja, sobre todo en los estadios iniciales de rifting, donde se registran diferentes procesos episódicos extensionales y volcánicos, conjuntamente con el cambio de ambientes continentales a marinos para muchas cuencas de rift del mundo

(Schlische, 1992; Morley, 1999a; Kattenhorn y Pollard, 2001; Ziegler y Cloetingh, 2004). Estas condiciones revelan la dificultad para evaluar los controles sobre el relleno en esos estadios iniciales de este tipo de cuencas. La Cuenca Neuquina, con más de un siglo de investigaciones desarrolladas en el marco de la ciencia básica y de exploraciones petrolíferas (Howell *et al.*, 2005), es una de las cubetas de rift del país con la que mayor información se cuenta. A pesar de su vasto conocimiento, el relleno que representa la etapa inicial dista de presentar un marco geológico conciso, en el cual se hayan evaluado los diferentes controles que interactuaron en la configuración inicial de los depocentros. En este sentido, el sector sur de la Cuenca Neuquina conforma un excelente laboratorio natural para el análisis de los depósitos iniciales, donde participan sucesiones continentales y marinas, asociadas a volcanismo, acaecidas en el marco de conspicuos procesos tectónicos y magmáticos. Es en esta región donde se acuñaron términos frecuentemente mencionados en la correlación de la estratigrafía del Jurásico Inferior, tales como el “sañicolitense” (Lambert y Galli, 1950; Galli, 1954; Galli, 1969) o el “Jurásico marino de la Piedra Pintada” (Roth, 1899; Roth, 1902), en referencia a las acumulaciones volcánicas o a las sucesiones marinas más australes de la cuenca. En este trabajo se analiza la constitución de ese relleno volcánico y sedimentario y se integra dentro de la historia inicial de la Cuenca Neuquina.

1.2) Marco geológico, estratigrafía y antecedentes

1.2.1) La Cuenca Neuquina

La cuenca Neuquina es una cuenca de diseño triangular (fig. 1.1) que cubre una superficie de 160000 Km² (Yrigoyen, 1991). Está localizada al este de la cadena andina argentina entre los 32° y 40° de latitud S. Limita al noreste con el macizo de la Sierra Pintada y al sureste con el macizo Norpatagónico (Digregorio *et al.*, 1984). Se trata de una cuenca ensiálica iniciada en el Triásico Superior-Jurásico Inferior por procesos acaecidos en el margen occidental de Gondwana (Uliana *et al.*, 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001). Presenta una historia tectónica compleja íntimamente ligada al desarrollo de los Andes y a la geometría de la losa subductada (Ramos y Folguera, 2005). A lo largo de su evolución, la Cuenca Neuquina constituyó un área subsidente, registrándose una columna integrada de hasta 7000 m de sedimentos (Vergani *et al.*, 1995) y 4000 m de sedimentos continuos (fig. 1.3) (Howel *et al.*, 2005).

Desde el punto de vista geotectónico, la compleja evolución de la cuenca puede ser sintetizada en tres etapas (fig. 1.2) (Howel *et al.*, 2005):

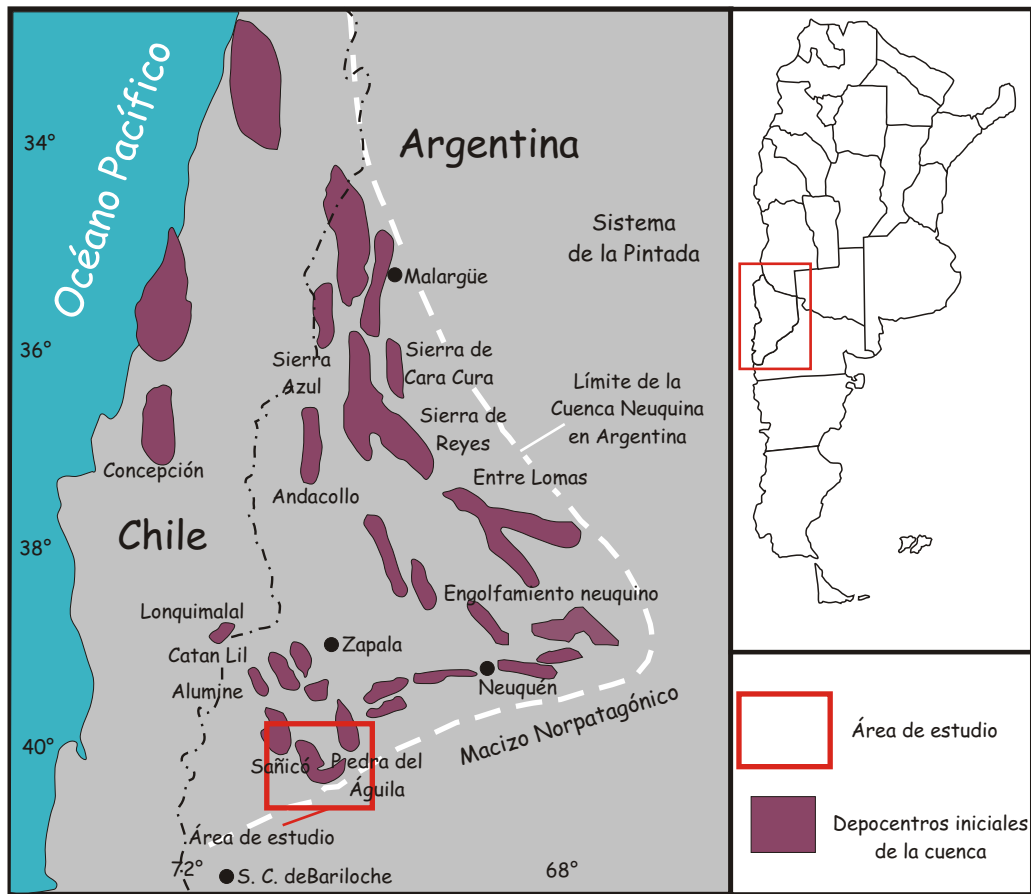


Figura 1.1. Ubicación de los depocentros iniciales de la Cuenca Neuquina tomada de Franzese y Spalletti (2001).

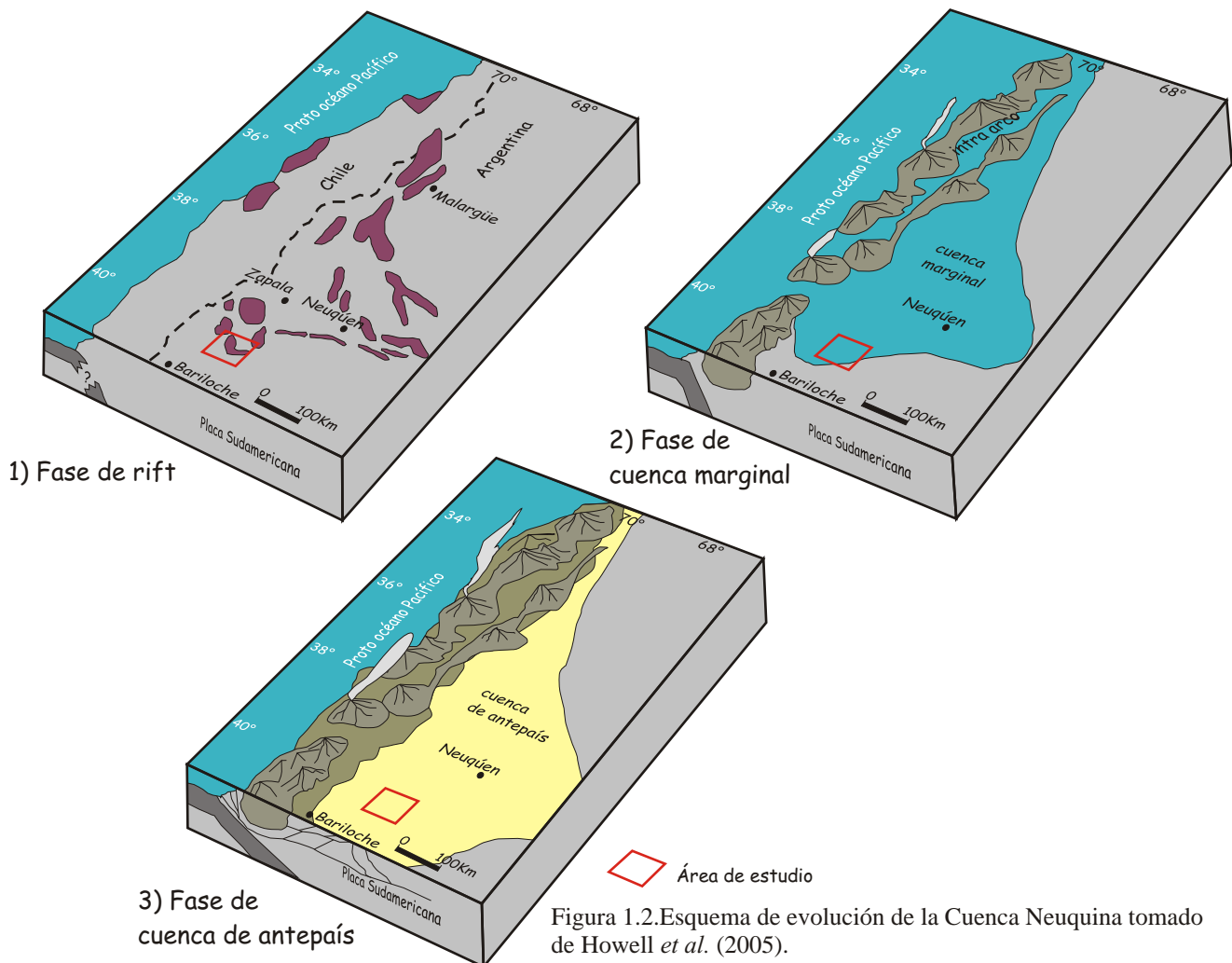


Figura 1.2. Esquema de evolución de la Cuenca Neuquina tomado de Howell *et al.* (2005).

I) Etapa de Sinrift (Triásico Superior - Jurásico Inferior)

La Cuenca Neuquina fue originada en el Triásico Superior como resultado de una extensión intracontinental (Franzese y Spalletti, 2001). Algunos autores relacionaron el inicio de la cuenca con el desmembramiento del supercontinente Gondwana (Uliana *et al.*, 1989), mientras que otros asociaron el periodo extensional Triásico Superior-Jurásico Inferior a la historia del margen activo pre-andino (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003; Ramos y Folguera, 2005). La idea más aceptada actualmente es que el colapso extensional del orógeno paleozoico Superior (Uliana *et al.*, 1989; Tankard *et al.*, 1995) o la transición a una subducción de alto ángulo (Ramos, 2009), habrían producido los fenómenos extensionales que afectaron la zona intracontinental adyacente al margen occidental de Gondwana. Es importante destacar que diferentes autores consideraron que la Cuenca Neuquina se habría iniciado en un escenario de segmentación pre-andina (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003), con subducción lenta o no subducción al norte de los 40° de la latitud sur del margen occidental de Gondwana, y un segmento controlado por la subducción de la losa protopacífica que dio origen a un conjunto de batolitos y rocas volcánicas con características orogénicas al sur (Rapela y Pankhursts, 1992; Rapela *et al.*, 2005).

Durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior, los procesos extensionales de intraplaca generaron un conjunto de rifts alargados que dieron origen Cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). Se trata de depocentros con geometría de hemigraben rellenos por cientos de metros de espesor (fig. 1.3) (Uliana, *et al.*, 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Vergani *et al.*, 1995). La mayoría de los depocentros muestran una historia relacionada con una profusa actividad magmática contemporánea. El relleno sintectónico de las cubetas iniciales, caracterizado por depósitos continentales volcánicos y piroclásticos con menor participación de facies sedimentarias, fue denominado bajo el nombre de Precuyano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984). Estudios desarrollados en el marco de tareas exploratorias identificaron al relleno precuyano en subsuelo y acotaron de manera más precisa las dimensiones de los rifts iniciales, los cuales presentan largos de 150 km, anchos de 50 km y más de 2000 m de relleno (Legarreta y Gulisano, 1989; Uliana *et al.*, 1989; Manceda y Figueroa, 1993; Vergani *et al.*, 1995; Legarreta y Uliana, 1996). Los depocentros están bordeados por fallas normales lítricas o planares y compuestos por hemigrábenes subparalelos que presentan cambios de polaridad y grados variables de inversión, dependiendo de la posición de la cuenca en que se encuentren (Vergani *et al.*, 1995). La presencia de discontinuidades y discordancias dentro de los depocentros han sido identificadas por varios autores, indicando periodos de reactivación tectónica durante la evolución de los hemigrábenes, las cuales controlaron la asimetría y la distribución de los ambientes depositacionales y sus facies (Franzese y Spalletti 2001; Franzese *et al.*, 2006; Franzese *et al.*, 2007).

II) Etapa de Postrift (Jurásico Inferior-Cretácico Inferior)

En esta etapa los depocentros iniciales son integrados dentro de una única cuenca. De manera concomitante comienza a desarrollarse el arco magmático andino (Uliana *et al.*, 1989; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005; Howel, 2005). La caída del nivel de base en respuesta a un aumento del nivel marino global y a la subsidencia térmica (Legarreta y Uliana, 1996), generó una transgresión marina diacrónica en toda la cuenca (Gulisano, 1981), comenzando en el Hettangiano en el norte y en el Pliensbachiano en el sur (Legarreta y Uliana, 1996). Con esta transgresión comenzó un periodo de sedimentación marina que dominó los ambientes depositacionales acaecidos durante el Jurásico e inicio del Cretácico. Se depositaron 4000 m de sedimentos (fig. 1.3), en forma de ciclos transgresivos-regresivos de diferentes órdenes, controlados por cambios en el nivel del mar, la subsidencia termal y procesos extensionales de retroarco (Howel *et al.*, 2005). Los primeros ambientes sedimentarios marino-continetales desarrollados durante la inundación de la cuenca estuvieron controlados fuertemente por la topografía de los grábenes iniciales (Legarreta y Uliana, 1996; Burgess, 2000). Este relleno, con espesores de centenares de metros, limitado en la base por la discordancia intraliásica y en el techo por la discordancia intracaloviana, fue definido como Ciclo Cuyano (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984). Abarca un ciclo de sedimentación marina-continental, transgresivo-regresivo diacrónico, desarrollado entre lapso Hettangiano - Calloviano medio (fig. 1.3) (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984).

III) Etapa de compresión y cuenca de antepaís (Cretácico Superior-Cenozoico)

Hacia fines del Cretácico Inferior una horizontalización del ángulo de subducción generó un cambio hacia un régimen tectónico compresivo (Ramos, 1999). En este marco, se invirtieron muchas estructuras extensionales previas (Vergani *et al.*, 1995) y se generó la transición desde una cuenca marginal a una cuenca de antepaís (Franzese *et al.*, 2003). Esta etapa se caracterizó por la paulatina continentalización de los ambientes depositacionales, controlados mayoritariamente por una tectónica compresiva (Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2003) y minoritariamente por periodos de relajación tectónica (Zapata y Folguera, 2005) e intrusiones marinas (Uliana y Biddle, 1988). Como resultado de los diferentes eventos de deformación dos regiones bien definidas pueden ser reconocidas dentro de la cuenca: los Andes Neuquinos, al oeste y el Engolfamiento Neuquino al este y sureste (Howell *et al.*, 2005). La región andina se encuentra modelada por eventos de deformación del Cretácico Superior y Cenozoico, esbozados por el plegamiento, el fallamiento y la exposición superficial del registro mesozoico de la cuenca. La región del Engolfamiento Neuquino se caracteriza por presentar la mayoría del registro mesozoico de la cuenca en subsuelo, con y sin deformación.

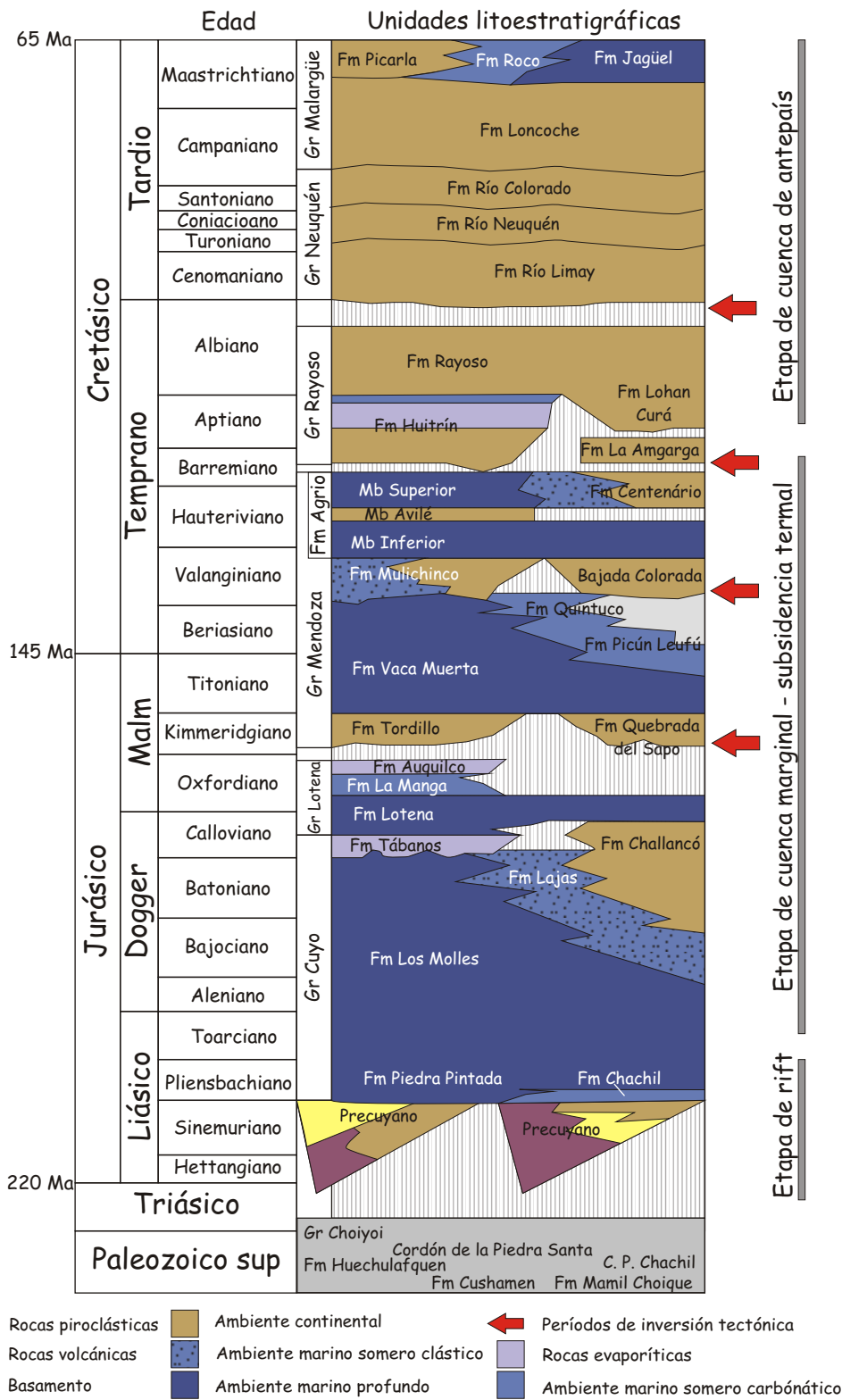


Figura 1.3. Columna estratigráfica integrada del relleno de la Cuenca Neuquina (modificada de Howell, 2005).

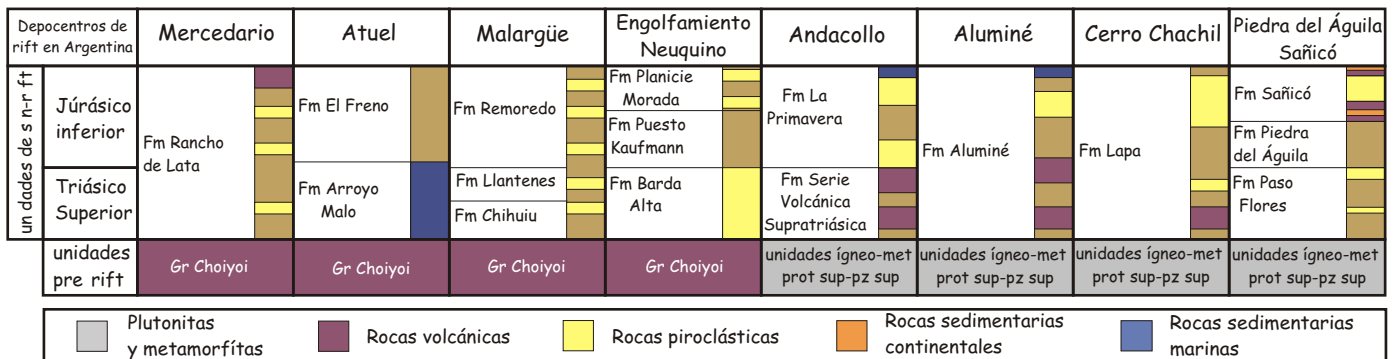


Figura 1.4. Unidades litoestratigráficas adjudicadas a los depósitos de sin-rift iniciales de la Cuenca Neuquina (tomado de Franzese y Spalletti, 2001).

1.2.2) Relleno inicial de la Cuenca Neuquina: aspectos generales

El presente trabajo se centra en el estudio del relleno de la etapa extensional que dio origen a la cuenca y el inicio de la etapa subsiguiente, caracterizada por la transición a una cuenca marginal desarrollada sobre una litosfera que experimentaba una subsidencia térmica. Por tales razones, el siguiente texto se concentrará en establecer el marco estratigráfico y los antecedentes de los depósitos correspondientes al Ciclo Precuyano. Respecto al Ciclo Cuyano se tomará la definición original presentada en los párrafos anteriores (Gulisano, 1981; Gulisano *et al.*, 1984).

El Ciclo Precuyano

El término “Precuyano” se utilizó por primera vez para referirse informalmente a un conjunto de rocas sedimentarias y piroclásticas del Jurásico Inferior que se desarrollaban entre el basamento y las sedimentitas del Ciclo Cuyano en el norte de la cuenca (Gulisano, 1981). Las mismas se definieron con geometría marcadamente irregular, de tipo cuña y espesores que alcanzan los 1000 m. Posteriormente otros autores, en el marco de un estudio de estratigrafía secuencial desarrollado para la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén, precisaron al **Ciclo Precuyano** (Gulisano *et al.*, 1984). Estos depósitos yacen sobre la discordancia Supratriásica, apoyándose sobre las rocas que constituyen el basamento de la cuenca, mientras que el techo está limitado por la discordancia Intralásica, por sobre la cual se apoyan las sedimentitas marinas del Ciclo Cuyano. Otros estudios posteriores basados en el análisis secuencial del relleno propusieron denominar a este tramo del relleno como Mesosecuencia Precuyo, en la base de la Supersecuencia Inferior de la Megasecuencia Neuquina (Legarreta y Gulisano, 1989). Asimismo otros autores, en el marco de unidades limitadas por discontinuidades, sugirieron al Subsistema Sañicó (Riccardi y Gulisano, 1990) como equivalente del Ciclo Precuyano. En su definición, el Ciclo Precuyano fue acotado al Jurásico Inferior (Hettangiano-Sinemuriano). A posteriori, las unidades que luego le fueron correlacionadas (véase párrafo subsiguiente) asignadas tanto al Triásico Superior como al Jurásico Inferior (fig. 1.4), lo circunscribieron a ese lapso (Gulisano, 1993).

En su definición original, las unidades litoestratigráficas que fueron integradas dentro del Ciclo Precuyano fueron netamente continentales, con una importante impronta del volcanismo (Fm. Remoredo, Fm. Planicie Morada, Fm. Piedra del Águila, Fm. Sañicó, y Fm. Lapa) (Gulisano *et al.*, 1984). Posteriormente diferentes autores (Leanza, 1990; Gulisano y Gutiérrez Plieming, 1994; Legarreta y Uliana, 1996; Riccardi *et al.*, 1997; Álvarez y Ramos, 1999; Franzese y Spalletti, 2001) integraron otras unidades litoestratigráficas dentro de los depósitos de sinrift inicial de la cuenca (fig. 1.4) - Fm. Puesto Kaufmann, Fm. Aluminé, Fm. Rancho de Lata, Fm. Barda Alta, Fm. El Freno, Fm. Arroyo Malo, Serie Porfírica Supratriásica,

Fm. Paso Flores, Fm. Llantenos, Fm. Chihui -, aunque éstas nunca fueron incluidas formalmente dentro del Ciclo Precuyano. Es importante destacar que por su similitud litológica y problemas de índole terminológicos, en ocasiones se ha correlacionado o directamente denominado a los depósitos precuyanos como rocas del Grupo Choiyoi (p.e. [Leanza, 1990](#); [Gulisano y Gutiérrez Plieming, 1994](#)). El término Supratriásico y posteriormente Choiyolense ([Groeber, 1918](#); [Groeber, 1946](#)) se utilizó para referirse a rocas de la provincia geológica de la Cordillera Frontal que posteriormente fueron acotadas al Pérmico Superior-Triásico Inferior. Por tales motivos [Rolleri y Criado Roqué \(1970\)](#) propusieron la denominación de Formación Choiyoi - posteriormente Grupo Choiyoi - para incluir a las volcanitas del Pérmico Superior-Triásico Inferior, apartándose de la definición original. Las diferentes acepciones, sumado a la similitud litológica del Grupo Choiyoi con el Precuyano, han promovido un escenario confuso, en donde muchos autores han propuesto al Grupo Choiyoi como parte del relleno sintectónico inicial de la cuenca (p.e. [Leanza, 1990](#)). En el presente trabajo se tuvieron en cuenta las sugerencias de los autores ([Franzese y Spalletti, 2001](#); [Llambías y Stipanovic, 2002](#); [Llambías et al., 2007](#)) que propusieron restringir término Choiyoi a las volcanitas y granitoides permotriásicos aflorantes en la Cordillera Frontal y en la Precordillera.

Por último, hasta no ser corroboradas desde el punto de vista tecto-estratigráfico las características del relleno inicial de la cuenca, no se utilizarán términos genéticos para referirse a éste (p.e. secuencias de sinrift o postrift). Por otro lado, las reconocidas variaciones faciales dentro de los depocentros y las características disímiles que se presentan entre los depocentros, limitan utilización de las unidades litoestratigráficas. En este estudio se dividirá el relleno inicial con los términos de Ciclo Precuyano y Ciclo Cuyano.

Como se puede apreciar el marco geológico inicial de la Cuenca Neuquina es complejo y controversial, donde interaccionan el volcanismo, la sedimentación y diferentes eventos y tipos de subsidencia. Sin embargo, a pesar de que en tiempos recientes los esfuerzos exploratorios se han centrado en los depósitos iniciales de la cuenca ([Pángaro et al., 2002a](#); [Pángaro et al., 2002b](#); [Bermúdez et al., 2002](#)) y que ciertos depósitos del Ciclo Precuyano y el Cuyano Inferior actúan como roca madre y roca reservorio en diferentes distritos productores de la misma -distrito Catriel, Sur dorsal, Huincul y Estancia Vieja- ([Pángaro et al., 2002a](#); [Zumel, et al., 2002](#); [Legarreta, et al., 2008](#)), los trabajos conocidos no pueden vincularse en un análisis integrado. Algunas contribuciones se centran en el estudio desde el punto de vista meramente estratigráfico ([Leanza, 1990](#); [Leanza et al., 2005](#)), mientras que los trabajos que abordaron la problemática inicial desde el punto de vista estructural y tectoestratigráfico son escasos ([Álvarez et al., 1999](#); [Franzese et al., 2006](#); [Franzese et al., 2007](#); [Muravchik et al., 2008](#); [Giambiagi et al., 2008a](#); [Giambiagi et al., 2008b](#); [Giambiagi et al., 2008c](#)) y en general no tienen en cuenta el

las vinculaciones que existen entre la extensión y el volcanismo y el control que ejerce el volcanismo sobre los ambientes sedimentarios. Asimismo, los aportes desarrollados sobre el relleno inicial no analizan con la misma rigurosidad los depósitos sedimentarios y volcánicos, tratándose del Precuyano y los depósitos continentales y marinos de la transición entre el Precuyano y el Ciclo Cuyano (p.e. [Gulisano y Pando 1981](#); [Gulisano et al., 1984](#); [Bermúdez et al., 2002](#)).

1.3) Objetivos

El trabajo propuesto tiene como objetivo principal la caracterización tecto-estratigráfica del relleno correspondiente al período inicial de la Cuenca Neuquina en su sector sur (sur de la provincia del Neuquén y norte de la provincia del Río Negro) en un modelo integrado. La identificación de las variables que controlaron los estadios iniciales de la cuenca es uno de los objetivos más ambiciosos de este trabajo. Los resultados de la investigación serán cotejados con diferentes ejemplos desarrollados en el ámbito de la cuenca y con casos tomados como claves ocurridos en el mundo. Cabe remarcar que la metodología y la temática abordada en este trabajo se encuentran poco desarrolladas en el país. Además, desde el punto de vista de la industria petrolera, se pretende ofrecer un aporte importante al conocimiento del relleno volcánico en áreas de rift y la evolución de los depocentros iniciales de la cuenca.

La realización del presente trabajo avanza en los siguientes tópicos:

- Reconocer en detalle los diferentes componentes que integran el sinrift precuyano y el post rift inicial.
- Realizar una caracterización de los procesos depositacionales que integran las secuencias de estudio.
- Acotar los procesos depositacionales dentro de unidades de acumulación naturales existentes dentro del relleno y determinar los diferentes ambientes y subambientes depositacionales.
- Realizar un estudio litogeoquímico de las rocas del sinrift precuyano.
- Efectuar un modelo evolutivo integrado cotejando los ambientes depositacionales con las observaciones estratigráficas y estructurales.
- Establecer y estimar la influencia de las diferentes variables que controlaron la evolución del relleno de sinrift y la transición al postrift
- Identificar la relación existente entre las unidades de estudio y las unidades contemporáneas o cuasi-contemporáneas que se hallan en las inmediaciones de la zona de estudio y en el ámbito del Macizo Norpatagónico.

- Comparar el modelo resultante con el de áreas adyacentes dentro de la cuenca y con los modelos de relleno de rift típicos del mundo.

1.4) La zona de estudio

1.4.1) Ubicación y características generales de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra en la zona subandina desarrollada al este de los Andes Norpatagónicos, ubicada en el sector aledaño a las localidades de Piedra del Águila y Sañicó, cubriendo un área de aproximadamente 1600 km². Está atravesada en sentido NE-SW por la ruta nacional N° 237, al oeste la ruta nacional N° 40, y en la parte central, comunicando a las anteriores, la ruta provincial N° 50 (fig. 1.5). Limita al oeste con la Fosa de Collón Curá (Ramos, 1978), al norte con el sector más occidental del Engolfamiento Neuquino (Braccini, 1970) y al este y al sur con el Macizo Norpatagónico (fig. 1.6). Los rasgos estructurales más importantes de la zona de estudio son la presencia de fallas inversas, pliegues regionales y estructuras homoclinales, la mayoría oblicuas a la cadena andina, con rumbos preferentemente NE-SW (fig. 1.7). En las proximidades de estos elementos estructurales el relieve puede presentarse quebrado, pero saliendo de esos dominios, el relieve se presenta más bien llano u ondulado (fig. 1.10). Desde el punto de vista estratigráfico, afloran en la zona de estudio rocas del basamento ígneo-metamórfico, sedimentitas y volcanitas del Triásico Superior y Jurásico Inferior (fig. 1.7) y, por sobre las anteriores, sobre todo en la parte central y oriental del área de estudio, yacen extensas mesetas basálticas y depósitos cenozoicos (fig. 1.7).

1.4.2) Estratigrafía pre-cenozoica del área de estudio

El basamento de la zona de estudio está constituido por las metamorfitas de bajo grado de la Formación Cushamen (Volkheimer, 1964), los granitoides y metamorfitas de medio a alto grado de la Formación Mamil Choique (Sesana, 1968) y los granitoides, aplitas y pegmatitas Yuncón (Galli, 1969) (fig. 1.7). Tradicionalmente estas unidades han sido asignadas al Proterozoico Superior - Paleozoico Inferior por diferentes autores (Cingolani *et al.*, 1991, Varela *et al.*, 1991 y Linares *et al.*, 1988), aunque estudios recientes indican una edad más joven (Paleozoico Superior) (Varela *et al.*, 1994; Varela *et al.*, 2005). A los fines prácticos estas formaciones fueron reunidas para este trabajo bajo la denominación informal de: basamento.

En la parte sur de la zona de estudio y al oeste de la localidad de Sañicó, faldeando el borde oriental de la Cuenca de Collón Curá, aflora la Formación Paso Flores (fig. 1.7) (Freguelli, 1948). Está constituida mayoritariamente por areniscas arcósicas y conglomerados silicoclásticos y minoritariamente por rocas piroclásticas y pelitas (Galli, 1969). Presenta

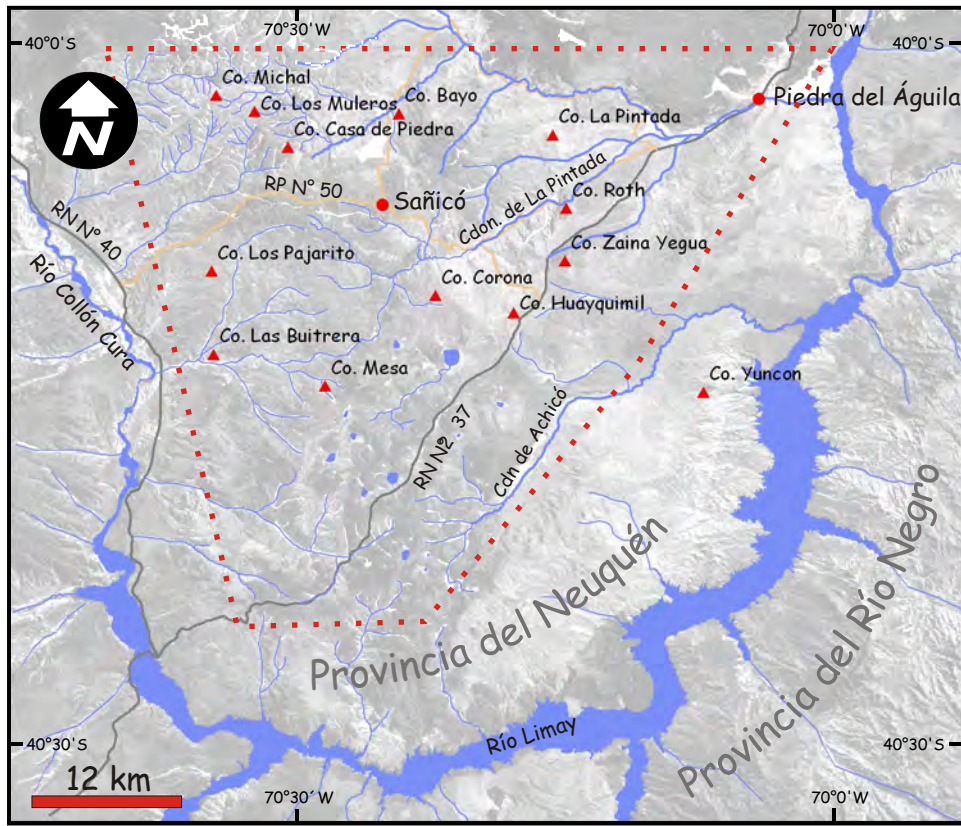


Figura 1.5. Ubicación del área de estudio.



Figura 1.6. Unidades morfoestructurales presentes en el área de estudio (modificado de Ramos, 1978).

abundante contenido fosilífero representado por una gran variedad frondas y troncos fósiles. Constituye una megasecuencia granodecreciente la cual se caracteriza en su porción basal por un ambiente entrelazado gravo-arenoso y en su porción cuspidal por un ambiente fluvial en una posición más distal, caracterizado por menor gradiente y menor canalización (Spalletti, 1994). En función de su contenido fosilífero ha sido posicionada por varios autores en el Triásico Superior (Morel y Ganuza, 2002 y las referencias allí citadas).

Los depósitos correspondientes al Ciclo Precuyano del área de estudio afloran preferentemente en dos sectores bien definidos (fig. 1.7): uno se encuentra entre la localidad de Piedra del Águila y el Cerro Zaina Yegua, y el otro, se halla en la zona de Sañicó entre el Cerro Corona, al sur y el Cerro Michal, al norte. Minoritariamente se encuentra expresado en el sur del área de estudio, en una posición meridiana, recostado en la parte oriental de un alto de basamento ubicado en sentido N-S al occidente (fig. 1.7). Las rocas del Ciclo Precuyano se apoyan tanto sobre las rocas del basamento cristalino, como sobre las rocas de la Formación Paso Flores, aunque se debe destacar que sólo lo hacen sobre estas últimas en la parte occidental del área de estudio (fig. 1.7). Desde el punto de vista litoestratigráfico, Gulisano y Pando (1981) y Gulisano *et al.* (1984) integraron a los depósitos de la Formación Piedra del Águila y de la Formación Sañicó dentro del Ciclo Precuyano (fig. 1.7). La Formación Piedra del Águila fue definida por Ferello (1947). Se conocen para ésta sólo descripciones muy generales, en las que se destaca su composición silicoclástica, con participación de conglomerados, areniscas arcósicas, y “arcillas” arenosas micáceas y ferríferas, a las que se asocian capas de tobas de diversas tonalidades (Ferello, 1947; Galli, 1954; Galli, 1969). De acuerdo a estos autores, el espesor de la Formación Piedra del Águila es inferior a los 100 m. Apoya sobre el basamento cristalino y es cubierta por la Formación Sañicó. Se ha indicado para la Formación Piedra del Águila la presencia de restos vegetales que han permitido acotarla al Jurásico Inferior (Ferello 1947).

La Formación Sañicó fue concebida inicialmente como un conjunto de rocas que integraban la Serie Porfirítica Supratriásica, posteriormente denominada como Choyoilitense (Groeber, 1929; Groeber, 1956). Otros autores al revisar la geología del área de Piedra del Águila y Sañicó concluyeron que las porfiritas representaban rocas del Jurásico Inferior, denominado a éstas como “Sañicolitense” (Lambert y Galli, 1950; Galli, 1954; Galli, 1969). La denominación formal de Formación Sañicó corresponde a Stipanivic (1967) y Stipanivic *et al.*, (1968), quienes en función de su posición litoestratigráfica la acotaron entre el Hettangiano y el Sinemuriano (fig. 1.7). La Formación Sañicó representa casi en su totalidad al Ciclo Precuyano del área de estudio (fig. 1.8). En el extremo occidental se apoya sobre el basamento cristalino y de manera concordante o discordante sobre la Formación Paso Flores, mientras que en la región

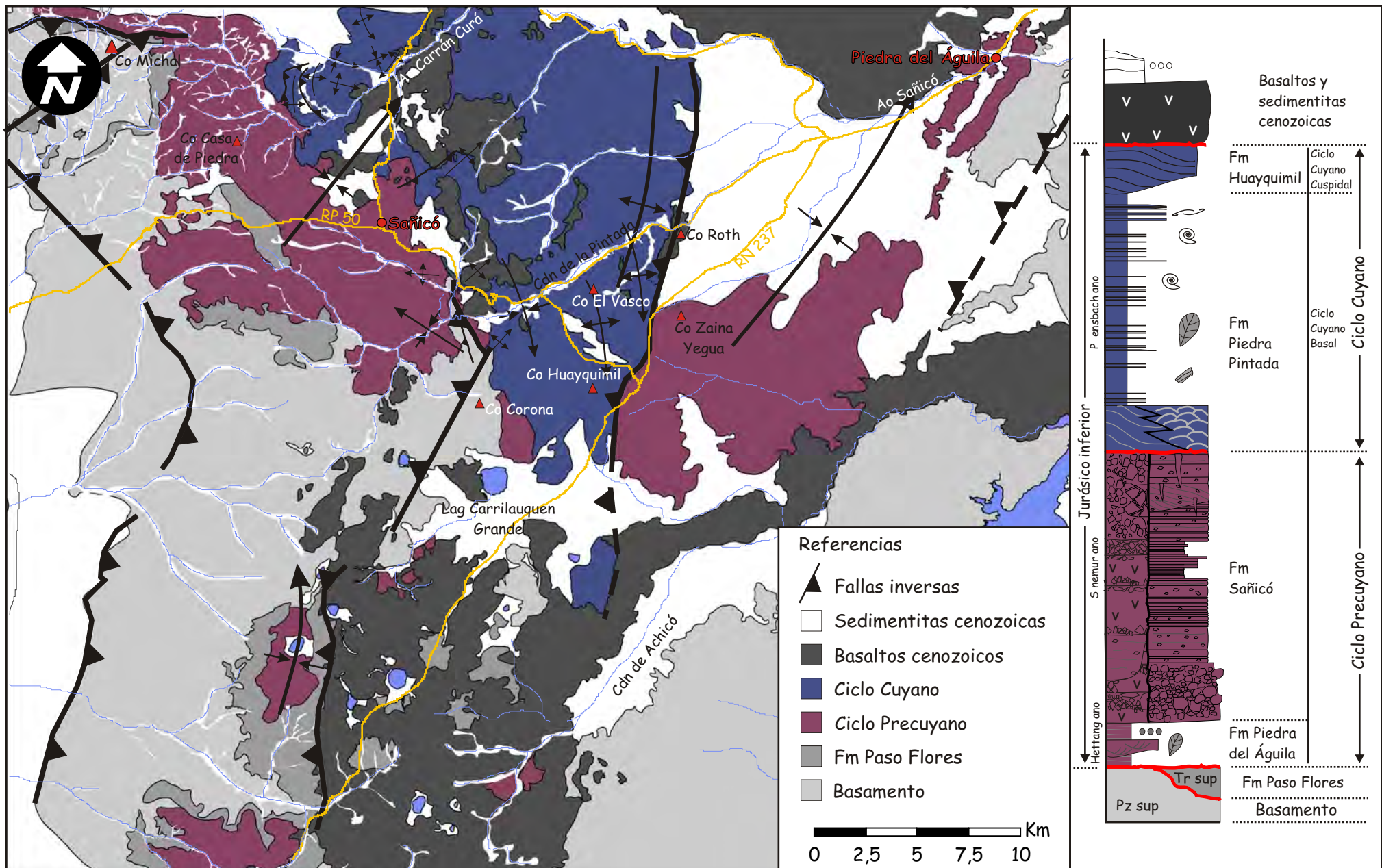


Figura 1.7. Mapa geológico del área de Sanicó y Piedra del Águila modificado de Galli (1969). Esquema estratigráfico modificado de Gulisano y Pando (1981) y Cucchi *et al.* (1998)₁₃

de Piedra del Águila yace sobre el basamento cristalino y en discordancia por sobre los escasos afloramientos de la Formación homónima. Se expone con espesores que van desde los pocos metros a centenas de metros. Está compuesta principalmente de rocas lávicas de composición andesítica, rocas piroclásticas de composición riódacítica y minoritariamente rocas sedimentarias resultado del retrabajo de las anteriores (fig. 1.7).

El Ciclo Cuyano de esta localidad fue previamente distinguido como: “sedimentos marinos de la Piedra Pintada (Roth, 1899), Lias de la Piedra Pintada (Roth, 1902), Serie Marina Piedra Pintada (Leanza, 1942), Formación Piedra Pintada (Herbst, 1966; Stipanivic *et al.*, 1968; Stipanivic, 1969) y Cuyano Inferior (Galli, 1969). Este último autor a su vez lo subdivide en: “sedimentos marinos” y “rocas piroclásticas”. Subsiguientemente, estos dos términos fueron correlacionados con la Formación Los Molles y la Formación Lajas del Ciclo Cuyano por Gulisano y Pando (1981) y denominados como Formación Piedra Pintada y Formación Huayquimil por Cucchi *et al.* (1998). Las rocas del Ciclo Cuyano aparecen en un afloramiento de forma triangular en el centro-norte del área de estudio (fig. 1.7). A pesar de que varios autores han definido una relación tectónica entre las rocas de este ciclo y el Ciclo Precuyano, en el presente trabajo se ha constatado que la misma descansa de manera discordante sobre los depósitos precuyanos y el basamento cristalino. Asimismo, se ha verificado que los afloramientos del Ciclo Cuyano corresponden a la distribución acotada por Galli (1969) para la Formación Piedra Pintada, y que de ninguna manera las rocas del Ciclo Cuyano afloran en las inmediaciones de Piedra del Águila como fue propuesto por Gulisano y Pando (1981). Según Galli (1969) el espesor de estos depósitos no superaría los 500 m, mientras que Damborenea *et al.* (1975) han medido en el Cañadón de la Pintada, 300 m en el Cerro Vasco y 150 m en el Cerro Roth. A grandes rasgos las rocas del Ciclo Cuyano de esta localidad están constituidas por areniscas tobáceas, pelitas oscuras, calizas estromatolíticas y minoritariamente conglomerados. Presentan abundantes restos de briznas vegetales, troncos y abundantes restos de invertebrados marinos, entre ellos los más destacados son bivalvos (fig. 1.7) (Galli, 1969; Damborenea *et al.*, 1975; Gulisano y Pando, 1981; Damborenea y Manceñido, 1993). Con respecto a la edad, en función de su contenido fosilífero el Ciclo Cuyano de esta localidad ha sido acotado al Pliensbachiano (fig. 1.7) (Damborenea *et al.*, 1975). Hacia el norte, fuera del área de estudio, los depósitos cuyanos son cubiertos por rocas de la Formación Carrín Curá (Leanza *et al.*, 1978) de edad Titoniana, la cual pasa transicionalmente a la Formación Vaca Muerta del Grupo Mendoza (Volkheimer y Quattrocchio, 1975). En el presente trabajo los depósitos del Ciclo Cuyano de manera informal se subdividirán en: Cuyano basal - Sedimentos Marinos” (Galli, 1969), Formación Molles (Gulisano y Pando, 1981), Formación Piedra Pintada (Cucchi *et al.*, 1998) - y Cuyano cuspidal - “Rocas Piroclásticas (Galli, 1969), Formación Lajas (Gulisano y Pando, 1981), Formación Huayquimil (Cucchi *et al.*, 1998) -.

1.4.3) Estratigrafía cenozoica del área de estudio

Las unidades post-mesozoicas del área de estudio han sido integradas bajo la denominación de sedimentitas cenozoicas y basaltos cenozoicos (fig. 1.7). Es importante destacar que generalmente tanto las sedimentitas cenozoicas como los basaltos cenozoicos no se observan deformados. La excepción, la constituyen unas rocas tobáceas de color amarillento que corresponden a la parte inferior de la Formación Collón Curá (Kraglievich, 1930) y unos basaltos olivínicos que corresponden a la Formación Cerro Petiso (Rolleri *et al.*, 1976). Debido a que estas dos unidades serán utilizadas posteriormente para acotar la última deformación en el área de estudio, se avanzará de manera breve en su caracterización. Las sedimentitas tobáceas colloncurenses fueron encontradas inclinadas y en ocasiones conformando discordancias progresivas en la localidad de Piedra del Águila, al norte del Cerro Zaina Yegua y al norte de Sañicó, en el Cerro Bayo (fig. 1.8). Por encima de estas facies, en las últimas dos localidades, se encontraron en posición horizontal o subhorizontal depósitos ignimbríticos (fig. 1.8) que fueron correlacionados con facies piroclásticas de la Formación Collón Curá por Nullo (1979). Con respecto a su edad, si bien la Formación Collón Curá en el área de estudio fue acotada por Cucci *et al.*, (1998) al Mioceno medio-superior, dataciones realizadas sobre la sección media en zonas vecinas, permitirían acotar la edad de estos depósitos entre los 13, 8 y los 16 ma (Marshall *et al.*, 1977; Mazzoni y Benvenuto, 1990), es decir Mioceno medio. Los basaltos de la Formación Cerro Petiso fueron hallados inclinados al norte del Cerro Corona y al este del Cerro Roth (fig. 1.9). Fuera del área de estudio Nullo (1979) ha datado a coladas basálticas equivalentes en 21 ma (Mioceno Inferior).

1.4.4) Rasgos morfoestructurales y estructurales del área de estudio

El área de interés se halla localizada dentro de un sector muy particular de la geología Neuquina, el cual fue denominado Umbral de Sañicó (fig. 1.6) para referirse a un área en la que asoman esencialmente las unidades más antiguas de la cuenca, en particular el basamento ígneo-metamórfico y el relleno inicial (Ramos, 1978). Estas características anuncian el predominio de una tectónica fuertemente controlada por el basamento, con algunas particularidades respecto a las áreas circundantes. Al norte del área de estudio se halla la parte más occidental del Engolfamiento Neuquino (fig. 1.6), el cual presenta un potente registro de las secuencias mesozoicas de la cuenca. Al sur y al este del Río Limay se sitúa el Macizo Norpatagónico (fig. 1.6), donde prácticamente no hay registro de las unidades correspondientes a la Cuenca Neuquina. Ramos (1978) propone al Río Limay como una importante zona de fractura que controló la distribución de las unidades de la Cuenca Neuquina hacia el sur. Esta zona de fractura de rumbo preferencial N 45°E se destaca por afloramientos elevados del basamento, con alturas de entre 800 y 900 m, alcanzando alturas

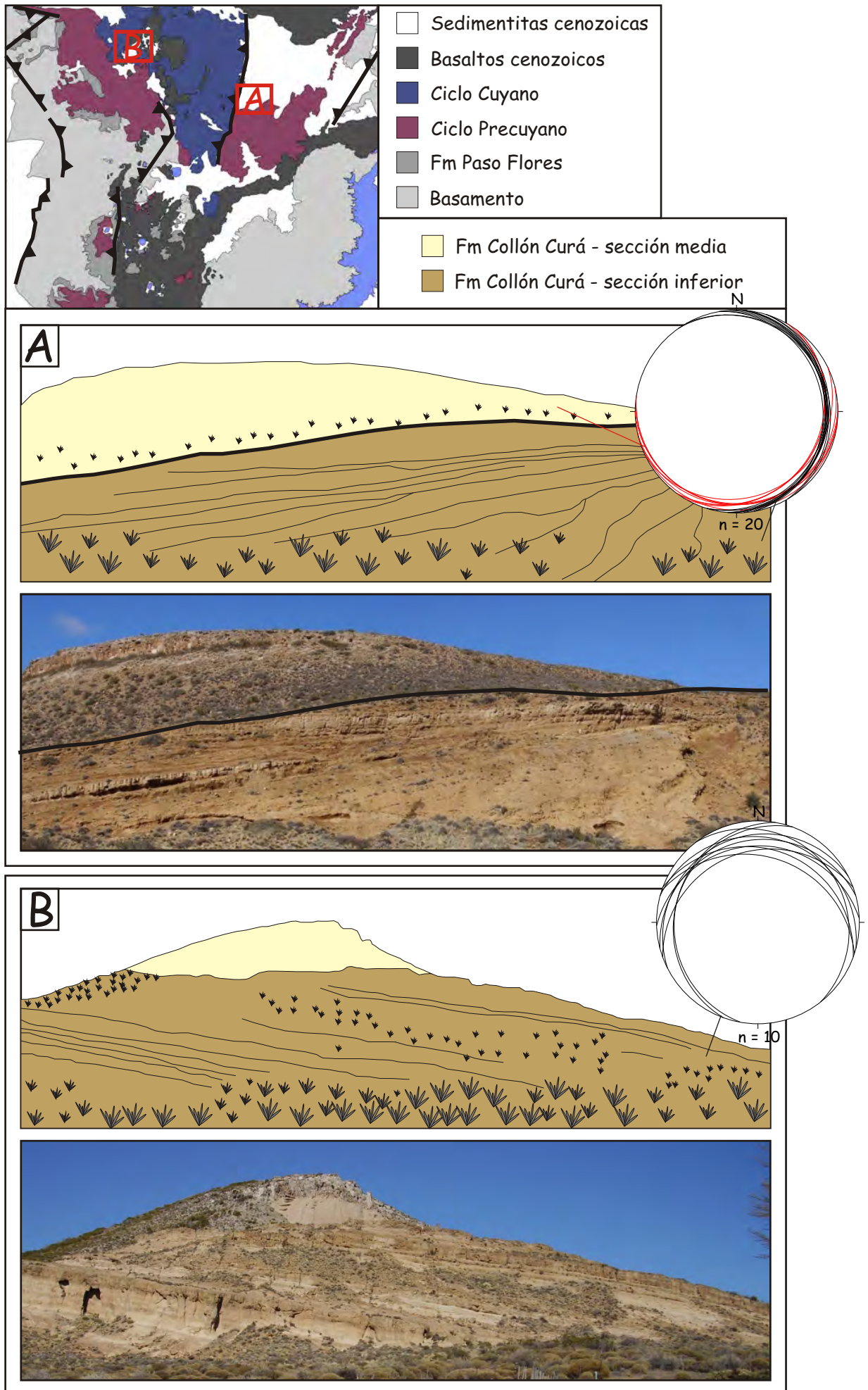


Figura 1.8. Se muestran los depósitos cenozoicos deformados de la Fm Collón Curá aflorantes al norte del C° Zaina Yegua, en la Ea. Yuncón (A) y al norte de Sañicó, en el C° Bayo (B).

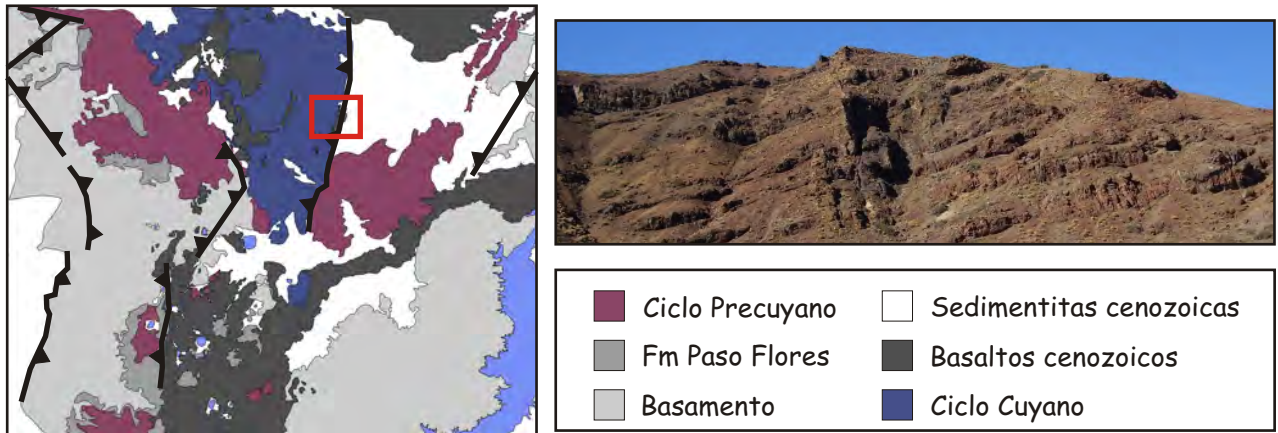


Figura 1.9. Secuencia de basaltos cenozoicos deformados, constituyendo el flanco oeste del C° Roth.

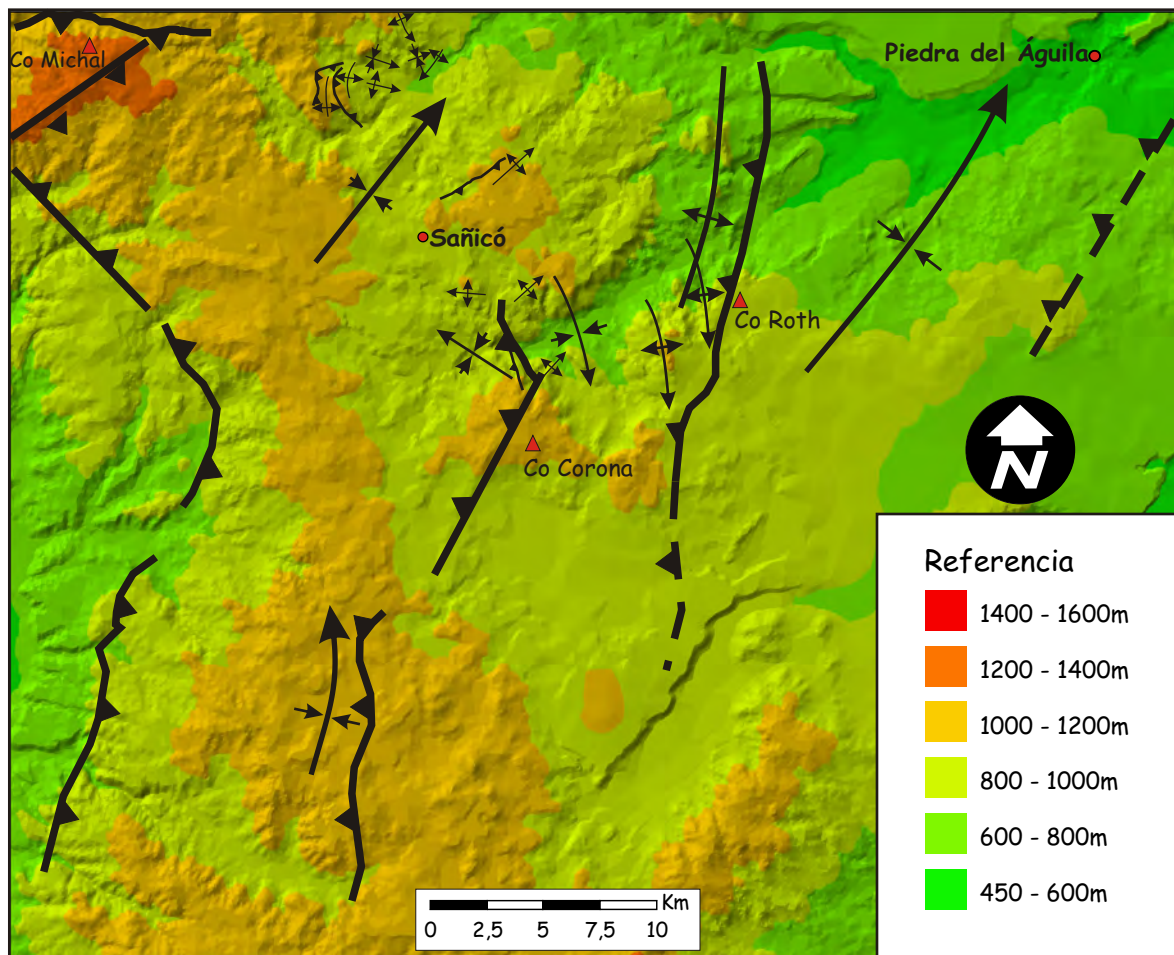


Figura 1.10. Modelo de elevación digital del área de estudio en donde se muestran las estructuras presentes.

máximas que rondan los 1100 m (fig. 1.10). El borde occidental de la zona de estudio se caracteriza por otro alto de basamento conformado por un conjunto de fallas inversas con rumbos variables entre N 15°E y N 30°W (fig. 1.7), alturas promedios de 900 m y alturas máximas que rondan los 1200 m (fig. 1.10). Es importante destacar que este alto de basamento conforma el límite oriental de la Cuenca de Collón Curá que fue definida como una cuenca extensional por diferentes autores (Ramos, 1978; Ramos y Folguera, 2005, entre otros). En el presente trabajo, las observaciones recolectadas indican que el borde occidental del área de estudio está generado en el marco de una tectónica compresiva, tal como lo indican Giacosa y Heredia (2004) y Diraison *et al.* (1998). Entre las observaciones más relevantes se pueden mencionar: a) las secuencias mesozoicas y cenozoicas dentro del área de estudio no presentan evidencias de deformación extensional cenozoica, b) de manera contraria todas las evidencias de deformación post-jurásica responden a eventos compresivos (p.e. fallas inversas y pliegues), c) todos los depósitos cenozoicos del área de estudio se encuentran albergados en pequeños depocentros asociados a estructuras compresivas, y d) en sentido meridional, sólo 30 km al norte del área de estudio, fueron descritas cubetas neógenas asociadas a fallas inversas y pliegues (Cobbold y Rossello, 2002; D'Elia *et al.*, 2008; García Morabito y Ramos, 2008, entre otros).

Dentro del área de estudio los rasgos morfoestructurales más importantes son la presencia de fallas inversas, pliegues regionales, en ocasiones con basamento emergente y estructuras homoclinales (fig. 1.7 y 1.10). Estas estructuras generalmente se presentan oblicuas a la cadena andina, con rumbos preferentemente NE-SW y ENE-WSW. Minoritariamente se encontraron estructuras de orientaciones aproximadas N-S. A partir de las diferencias morfoestructurales y estratigráficas que presenta el área de estudio claramente se puede dividir a ésta en tres sectores (fig. 1.7, 1.10 y 1.11): un sector oriental al que denominaremos “zona de Piedra del Águila”, un sector central, al que llamaremos “zona de la Pintada” y un sector occidental, el cual será designado como “zona de Sañicó”.

La zona de Piedra del Águila se destaca por afloramientos de rocas precuyanas con espesores que superan los 1500 m (véase anexo I) que se apoyan sobre un basamento con relieve llano u ondulado. En este sector las rocas del Ciclo Precuyano son levantadas en forma de afloramientos homoclinales de rumbo NE-SW que inclinan entre 40° y 70° hacia el noroeste (fig. 1.7). A pesar de la importante deformación que sufren estos depósitos, el resalto topográfico generado apenas alcanza los 100 m. Hacia el oeste y noroeste las capas se sumergen debajo de depósitos cenozoicos en una estructura sinclinal de eje NE-SW que buza al noreste (fig. 1.7 y 1.11). El flanco occidental de este sinclinal aflora en el Cerro Zaina Yegua donde las capas yacen con rumbo NE-SW, inclinando hacia el sureste.

La zona de la Pintada se caracteriza por una estructura anticlinal de carácter regional de

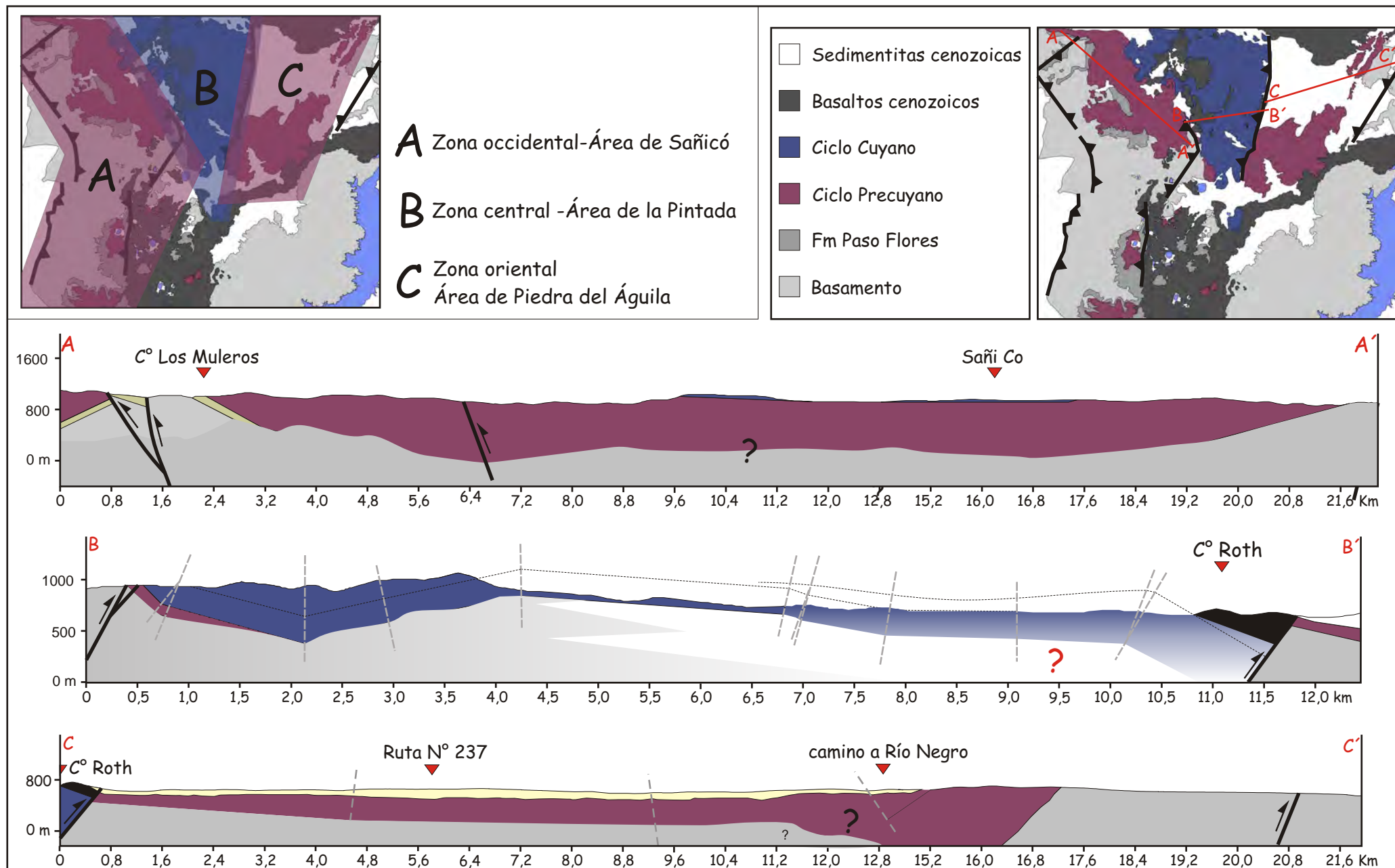


Figura 1.11. Principales diferencias morfoestructurales y estratigráficas presentes en el área de interés.

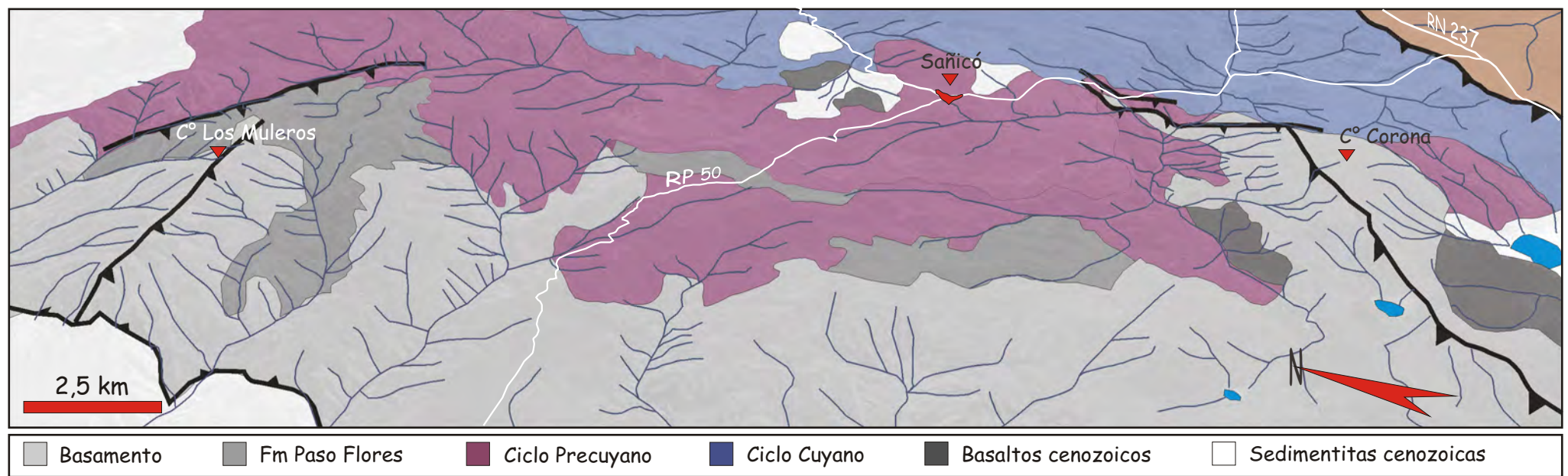
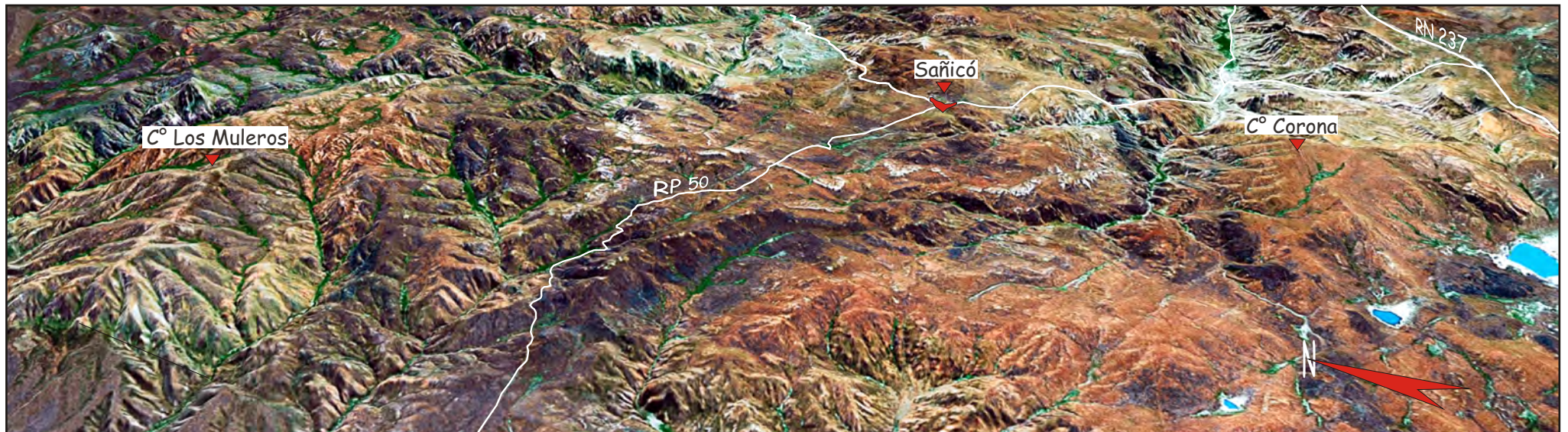
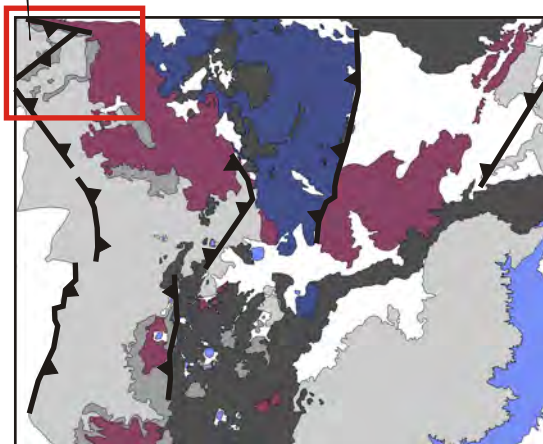


Figura 1.12. Vista 3D donde se muestran las características morfoestructurales y estratigráficas presentes en el área de Sañicó.

vergencia hacia el este que en sector de mayor envergadura tiene 12 km de ancho (fig. 1.11). Se presenta con rumbo aproximado N-S y está labrada exclusivamente sobre depósitos del Ciclo Cuyano (fig. 1.7). Al oeste los depósitos cuyanos se apoyan en discordancia sobre rocas del basamento y del Ciclo Precuyano (fig. 1.7), conformando una parte del flanco oriental del anticlinal regional austral del área de Sañicó (véase párrafo subsiguiente). Al este las capas del Ciclo Cuyano que conforman el flanco oriental del pliegue alcanzan inclinaciones que rondan los 40°, éstas abruptamente se apoyan en contacto tectónico sobre las rocas del Ciclo Precuyano y son cubiertas en discordancia por basaltos cenozoicos (fig. 1.7 y 1.11). Esta relación se puede apreciar muy bien en las proximidades del Cerro Roth y Cerro Zaina Yegua. Se trata de una falla inversa de unos 23 km de largo, con rumbo variable entre N-S y NNE y una inclinación hacia el oeste (fig. 1.7). Dentro la estructura anticlinal regional se presentan pliegues menores, tanto paralelos al rumbo del pliegue mayor, como oblicuos a éste, con ejes de rumbo NW-SE.

Los rasgos morfoestructurales más destacados del área de Sañicó son dos anticlinales que conforman las secuencias del Ciclo Precuyano, los cuales se presentan con rumbos principalmente NE-SW y NNW-SSE, desarrollando un sinforme de unos 12 Km de largo (fig. 1.7, 1.11 y 1.12). El anticlinal más septentrional se manifiesta como una zona elevada (fig. 1.10) (C° Michal -1330 m-) que corresponde a un anticlinal emergente en donde yacen rocas del basamento, de la Formación Paso Flores y del Ciclo Precuyano (fig. 1.13). Presenta un eje de orientación NE-SW, con inmersión hacia el NE, levemente curvado hacia el ENE, mostrando vergencia hacia el noroeste. Su flanco NW-N presenta inclinaciones de hasta 53°, mientras que el flanco sureste tiene inclinaciones mucho más suaves de entre 32° y 17°. Sobre éste se desarrollan fallas inversas de alto ángulo, con rumbos N-S a NNW-SSE, de escaso rechazo que originan pliegues por propagación de falla (fig. 1.14). El anticlinal más austral representa otro rasgo elevado (fig. 1.10) (C° Corona -1149 m-). Corresponde a un anticlinal emergente en donde afloran rocas del basamento, del Ciclo Precuyano y del Ciclo Cuyano en uno de sus flancos (fig. 1.7 y 1.12). Su eje se presenta con direcciones NNE-SSW, con desviaciones hacia el N-S en su parte más septentrional, con vergencia hacia el sureste y el este. Su flanco noroeste tiene inclinaciones de entre 23° y 9°, mientras que su flanco ESE - E corresponde a una estructura compleja, en donde conjuntamente con las rocas del Ciclo Precuyano, en discordancia se encuentran las rocas del Ciclo Cuyano. Además, este flanco está atravesado por fallas inversas de rumbo NNW-SSE que se interceptan con el rumbo regional del eje del pliegue, llegando a inclinar las capas hasta 60° hacia el este (fig. 1.15). El sinclinal que se forma entre los dos anticlinales anteriormente descriptos, presenta un eje de orientación NE-SW, sobre su eje afloran rocas del Ciclo Precuyano con alturas que rondan entre 900 y 800 m (fig. 1.7 y 1.10). A pesar de levantarse más 1000 m el nivel estructural de las secuencias iniciales, el resalto topográfico que existe en ambas estructuras descriptas, como máximo alcanza unos 300 m.



■ Ciclo Precuyano	□ Sedimentitas cenozoicas
■ Fm Paso Flores	■ Basaltos cenozoicos
■ Basamento	■ Ciclo Cuyano

Figura 1.13. Anticlinal con basamento emergente hallado en la parte septentrional del área de Sañicó (Vista 3D). Es importante destacar que éste es cortado por las fallas que presentan una orientación andina.

También se aprecia que la fallas inversas de rumbo NNE-SSW y NNW-SSE que limitan al occidente el área de estudio, cortan el anticlinal septentrional de eje NE-SW (fig. 1.12 y 1.13), alabeando hacia este las estructuras presentes en la zona de Sañicó (fig. 1.7).

A modo de corolario, es evidente que la zona de estudio presenta rasgos de una tectónica compresiva, en donde los depósitos más antiguos de la Cuenca Neuquina fueron deformados y levantados. Siguiendo la definición de inversión tectónica de Coward (1994), quien se refiere a este término para describir regiones en las que ha habido un cambio desde zonas que fueron subsidentes a elevadas, es indudable que la zona de análisis ha sufrido procesos de inversión tectónica positiva.

El control cronoestratigráfico de la deformación puede realizarse teniendo en cuenta las unidades neógenas del área de estudio (fig. 1.8 y 1.9). El límite inferior de la misma puede ser acotado al Mioceno Inferior alto, teniendo en cuenta que se han encontrado deformados los basaltos de la Formación Cerro Petiso (21 Ma) y la unidad inferior de la Formación Collón Cura (<21 Ma), mientras que límite superior de la misma puede ser acotado por la unidad piroclástica media de la Formación Collón Curá, correspondiente al Mioceno medio (13,8 - 16 Ma). El *timing* de la deformación correspondería con la etapa de deformación Nazca (Mioceno medio y Mioceno superior) (Mosquera y Ramos, 2005). Fuera de la Cuenca Neuquina para el sector de los Andes Norpatagónicos comprendido entre los 41° y 42° S se mencionan edades de deformación algo más jóvenes, acotadas al Mioceno superior - Mioceno/Plioceno (Giacosa y Heredia, 2004). Se puede concluir que la deformación del área de estudio estaría relacionada al evento deformacional de primer orden originado entre el Mioceno medio y el Mioceno superior que afectó a todo el margen chileno (Ramos, 1999). Cabe señalar que durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano un importante evento de inversión tectónica fue mencionado para la Cuenca Neuquina. El mismo generó más de 2000 m de erosión sobre las secuencias de sinrift y postrift cuyanas en el ámbito de la Dorsal de Huincul (Ploszkiewicz *et al.*, 1984; Vergani *et al.*, 1995). En este sentido, hay varias evidencias que indicarían que los anticlinales emergentes, desarrollados en el área de Sañicó y las capas monoclinales aflorantes en el área de Piedra del Águila, estarían en parte relacionadas a la inversión málmica. Por un lado, las orientaciones NE-SW y ENE y WSW de estas estructuras son muy similares a las encontradas en algunos sectores de la Dorsal de Huincul. Por otro lado, con respecto a su nivel estructural, el levantamiento que sufren los depósitos iniciales de la cuenca es del orden de miles de metros, inclusive llegando a exponer el basamento cristalino. Sin embargo, el resalto topográfico generado por estas estructuras por sobre el nivel de base local, es de 300 m en el área de Sañicó y de tan sólo 100 m en el área de Piedra del Águila. Estas observaciones reflejarían que los anticlinales emergentes y las capas monoclinales pertenecerían a paisajes geomorfológicos modelados por movimientos tectónicos preterciarios.

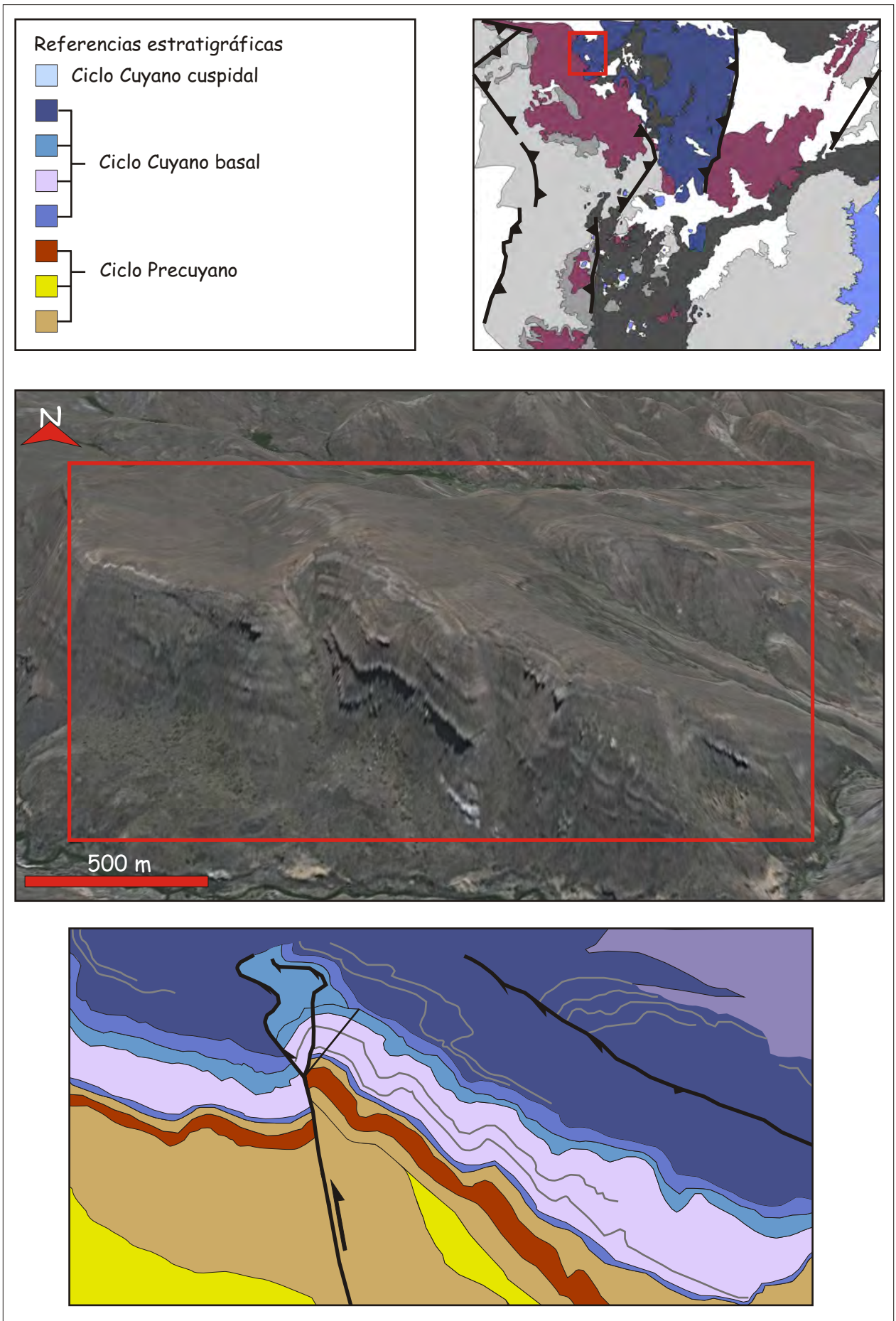
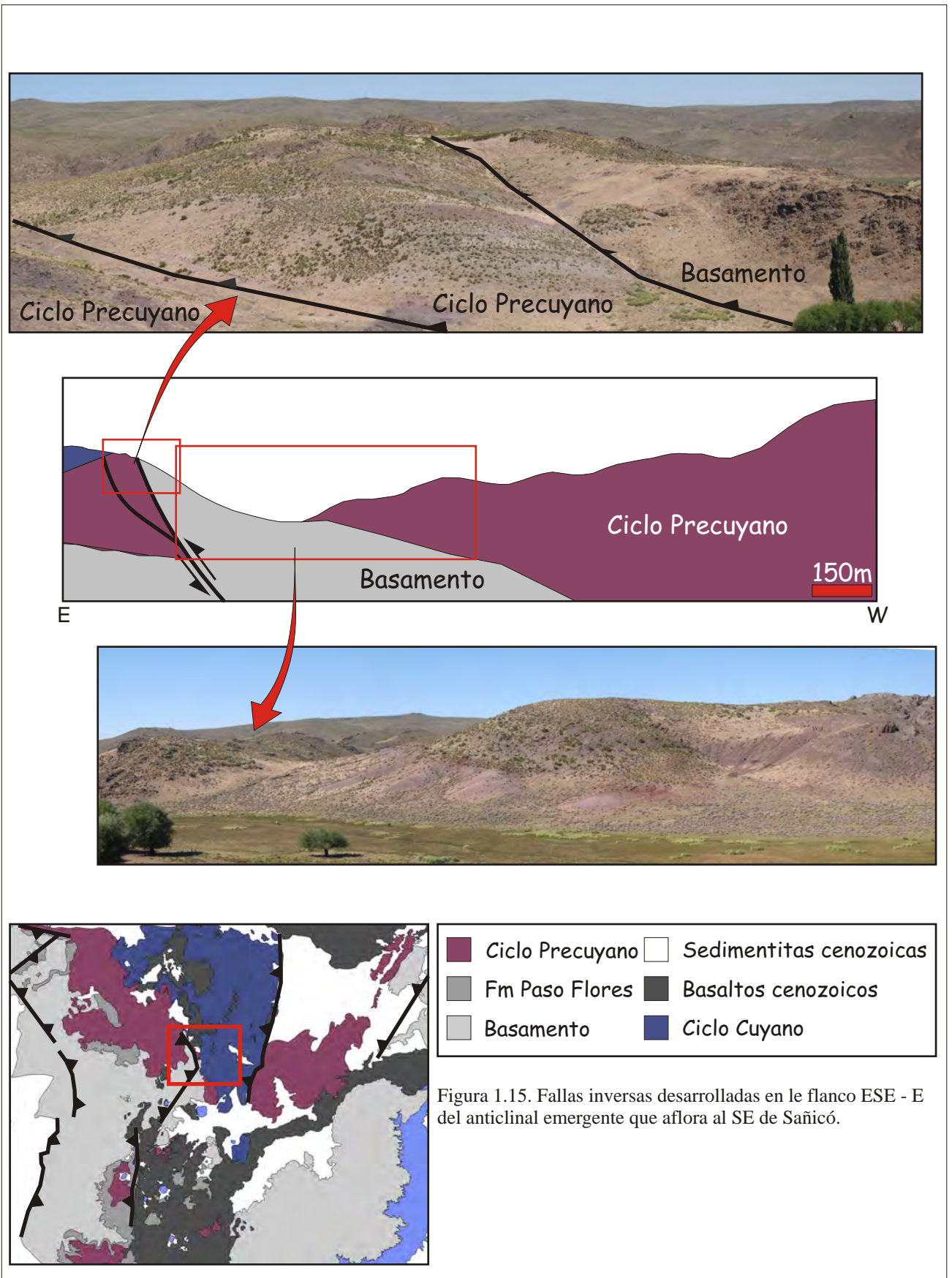


Figura 1.14. Vista 3D de las fallas inversas de alto ángulo y pliegues por propagación de fallas.



Capítulo 2 - Metodología

2.1) Tareas de campo

Las tareas de campo fueron desarrolladas entre abril de 2005 y diciembre de 2008 y sumaron un total de 130 días. Las labores desenvueltas estuvieron en un principio centradas en el reconocimiento, mapeo geográfico y geológico y el levantamiento de perfiles estratigráficos. Posteriormente, una vez conocidos los atributos estructurales y estratigráficos de la zona de estudio, los trabajos de campo se concentraron en el mapeo a detalle de los afloramientos, el relevamiento de columnas estratigráficas a detalle y el muestreo de material para los diferentes análisis efectuados.

2.1.1) Mapeo Geológico

El mapeo se realizó sobre la base de las cartas geológicas 1:200000 (Galli, 1969) y 1:250000 (Cucchi, 1998), imágenes satelitales ASTER y LANSAT TM y fotos aéreas de escala 1:50000. Las cartas y fotos fueron trabajadas con programas para la digitalización y georeferenciación de imágenes y, conjuntamente con las imágenes satelitales, fueron integradas en un Sistema de Información Geográfica (SIG). Este permitió obtener imágenes de los sitios elegidos como “clave” a escalas de entre 1:100000 y 1:5000. Los datos recolectados en el campo fueron almacenados de dos maneras: una gráfica, volcándolos sobre las imágenes, previamente a las cuales se les montó un papel transparente, y otra escrita, anotando en una libreta de campo el dato de interés y su posición 3D (latitud, longitud y altura) proveniente de un GPS barométrico.

2.1.2) Relevamiento de datos estructurales

Durante las etapas de mapeo geológico se tomaron mediciones sistemáticas del rumbo inclinación de capas estratificadas, estructuras plegadas, fallas menores, diques, diaclasas, estrías y estructuras de fabrica planar (esquistosidad/gneisosidad) desarrolladas en el basamento cristalino. La recolección de los datos se realizó mediante una brújula tipo Brunton. Para expresión de los mismos se realizaron diagramas estereográficos mediante el programa Stereonet® (fig. 2.4).

2.1.3) Levantamiento de perfiles estratigráficos y sedimentológicos

En total se relevaron 33 columnas estratigráficas distribuidas en toda el área de estudio (fig. 2.1, 2.2 y anexo II), las cuales suman un total de 9110 m de espesor. Los perfiles relevados en la etapa inicial fueron meramente estratigráficos. Una vez conocido el marco geológico, a partir de la 3° campaña, se comenzó con el levantamiento de secciones de detalle a escala 1:100

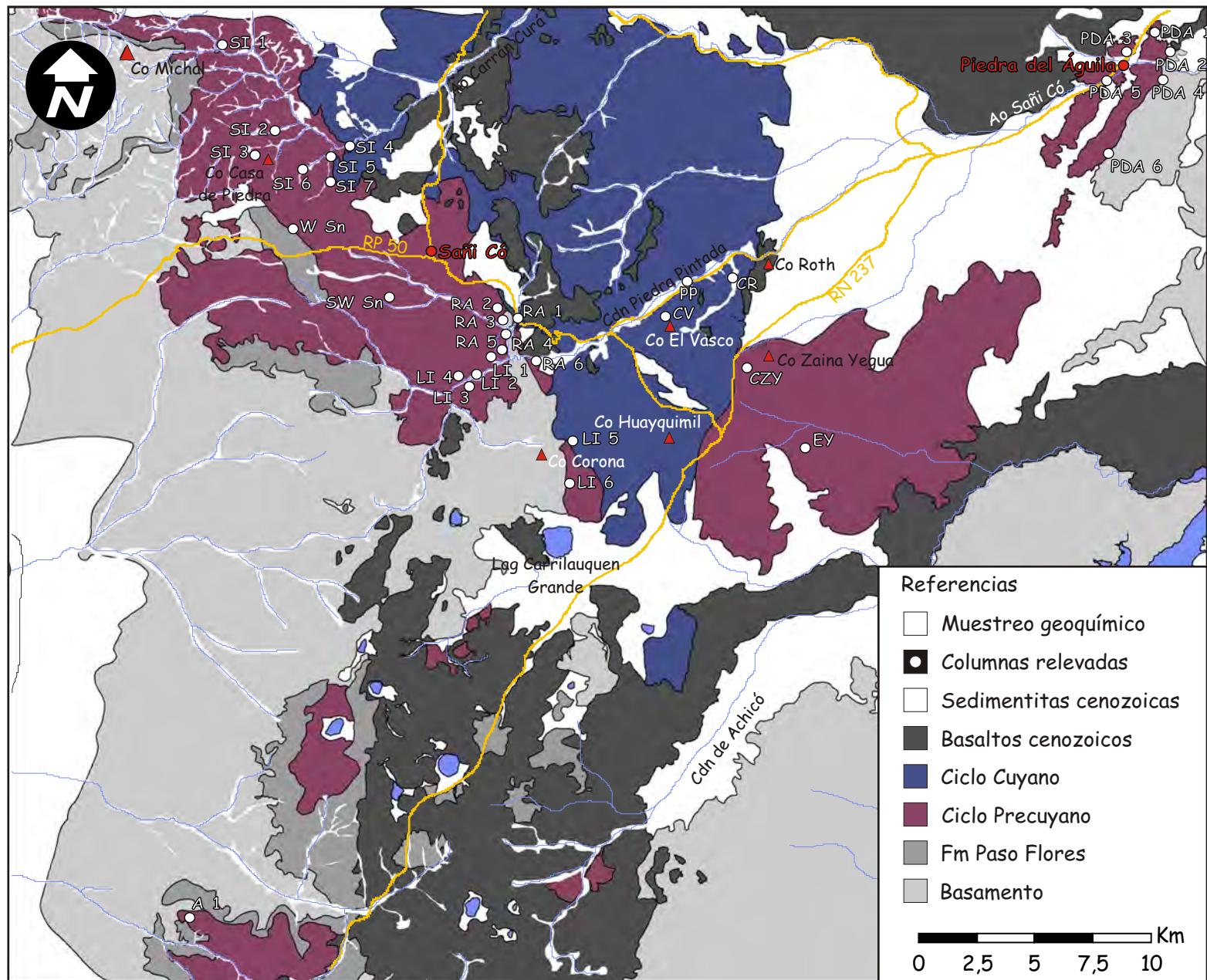


Figura 2.1. Mapa geológico del área de Sanicó y Piedra del Águila donde se muestra la distribución de las columnas relevadas.

columna	x	y	nombre	esp. total
SI 1	5567229	2369790	Ea. Santa Isabel 1	1390 m
SI 2	5563429	2372086	Ea. Santa Isabel 2	260 m
SI 3	5562371	2371315	Ea. Santa Isabel 3	655 m
SI 4	5562971	2375227	Ea. Santa Isabel 4	100 m
SI 5	5562785	2374366	Ea. Santa Isabel 5	60 m
SI 6	5562224	2373312	Ea. Santa Isabel 6	310 m
SI 7	5561618	2374346	Ea. Santa Isabel 7	150 m
W Sn	5559142	2372868	Oeste de Sañi Có	150 m
SW Sn	5556119	2376933	Sudoeste de Sañi Có	170 m
RA 1	5555195	2382259	Reserva Ancatruz 1	130 m
RA 2	5555459	2381775	Reserva Ancatruz 2	70 m
RA 3	5555085	2381999	Reserva Ancatruz 3	305 m
RA 4	5554648	2381940	Reserva Ancatruz 4	210 m
RA 5	5553789	2381747	Reserva Ancatruz 5	310 m
RA 6	5553892	2382753	Reserva Ancatruz 6	55 m
LI 1	5553452	2381269	Ea. La Inmaculada 1	100 m
LI 2	5552662	2380662	Ea. La Inmaculada 2	20 m
LI 3	5552084	2380324	Ea. La Inmaculada 3	100 m
LI 4	5552549	2379829	Ea. La Inmaculada 6	25 m
LI 5	5549798	2384745	Ea. La Inmaculada 7	30 m
LI 6	5547810	2384120	Ea. La Inmaculada 8	225 m
EA	5528701	2368393	Ea. Alicurá 1	85 m
CV	5555221	2388705	Cerro Vasco	211 m
PP	5556767	2389688	Piedra Pintada	70 m
CR	5556356	2391500	Cerro Roth	69 m
ZY	5553481	2392020	Cerro Zaina Yegua	110m
EY	5549520	2394660	Estancia Yuncón	20 m
PDA 1	5567851	2409821	Piedra del Águila 1	310 m
PDA 2	5566966	2410037	Piedra del Águila 2	1310 m
PDA 3	5566907	2408397	Piedra del Águila 3	50 m
PDA 4	5565522	2409622	Piedra del Águila 4	1120 m
PDA 5	5565793	2407516	Piedra del Águila 5	20 m
PDA 6	5562507	2407546	Piedra del Águila 6	910 m

Figura 2.2. Información sobre las columnas relevadas en el área de estudio.

y 1:10. La elección de los sitios a relevar fue establecida en función de la calidad de los afloramientos y la posición de éstos frente a estructuras tomadas como clave. La posición inicial y final de los perfiles fue acotada mediante puntos GPS, mientras que el levantamiento se hizo con báculo o cinta métrica. Durante esta tarea se realizó una descripción sistemática y jerárquica de todos los tipos litológicos que integran el Precuyano y las unidades que lo infra/suprayacen. Las descripciones fueron apoyadas por la estimación de la composición cualitativa de los componentes de las rocas clásticas y piroclásticas, a través de diagramas de comparación. De presentarse, fueron medidos datos de paleocorrientes (estructuras tractivas, orientación de clastos, base de estructuras erosivas y macroformas acrecionales). Para su utilización los mismos fueron corregidos llevándolos a la horizontal y luego expresados mediante diagramas de rosas con Stereonet®. Además, durante el levantamiento de las columnas, se tomaron muestras con fines petrográficos, análisis de RX, análisis de materiales fósiles y se fijaron los sitios para el muestreo con fines geoquímicos.

2.1.4) Muestreo

El muestreo para el análisis petrográfico se realizó de manera sistemática durante el relevamiento de las columnas, recolectándose más de 250 muestras. De éstas, a través de la observación con lupa binocular, 100 muestras fueron elegidas para la confección de cortes delgados. Para acotar las asociaciones de minerales de alteración se tomaron 25 muestras para análisis de RX. El muestreo geoquímico se realizó una vez conocida la distribución de las unidades precuyanas, sobre los lugares establecidos durante el mapeo y el levantamiento de las columnas de detalle (fig. 2.3). Cada lugar de muestreo fue testeado a través del análisis petrográfico y de RX, con el fin de analizar muestras representativas y de seleccionar aquellas con menor índice de alteración. En total se tomaron 9 muestras para el análisis geoquímico, cada una fue fragmentada en el campo recolectándose entre 3 Kg y 5 Kg de material, libre de superficies alteradas. Es importante destacar que para el muestreo de las rocas piroclásticas fue recolectado material pumíceo o muestreo de matriz de ignimbritas con porcentajes de litoclastos inferiores al 3 %.

2.2) Trabajo de gabinete

A grandes rasgos, las tareas de gabinete estuvieron orientadas por un lado, a la búsqueda de material de lectura temática y de antecedentes, y por el otro, al análisis, asociación e interpretación de los datos recolectados en las diferentes campañas. El procesamiento de los datos se realizó de manera separada para las diferentes aéreas temáticas que conformaron en núcleo del trabajo de tesis doctoral: caracterización morfoestructural y estratigráfica de la zona

Lugar	X	Y	Roca	Código
Piedra del Águila	70° 3'42.80"O	40° 2'41.20"S	ignimbrita soldada	PDA M2
Piedra del Águila	70° 5'5.44"O	40° 5'7.71"S	ignimbrita	PDA M1
C° Zaina Yegua	70°15'03.9"O	40° 9'45.1"S	lava andesítica	ZY-S
N del C° Corona	70°22'59.90"O	40° 9'00.38"S	lava andesítica	SE-SN I2
N de Sañicó	70°28'40.7"O	40° 5'14.7"S	riolita intrusiva	N-SN M
N de Sañicó	70°31'40.2"O	40° 2'19.9"S	lava andesítica	SE-SN I1
NE del C° Corona	70°23'37.95"O	40° 9'44.66"S	domo riódacítico	SE-SN M1
SW de Sañicó	70°26'9.14"O	40° 7'43.19"S	lava andesítica	W-SN S
NE del C° Corona	70°23'38.09"O	40° 8'58.86"S	pómez en ignimbrita	SE SN M2

Figura 2.3. Tabla donde se muestran las coordenadas donde se realizó el muestreo con fines geoquímicos.

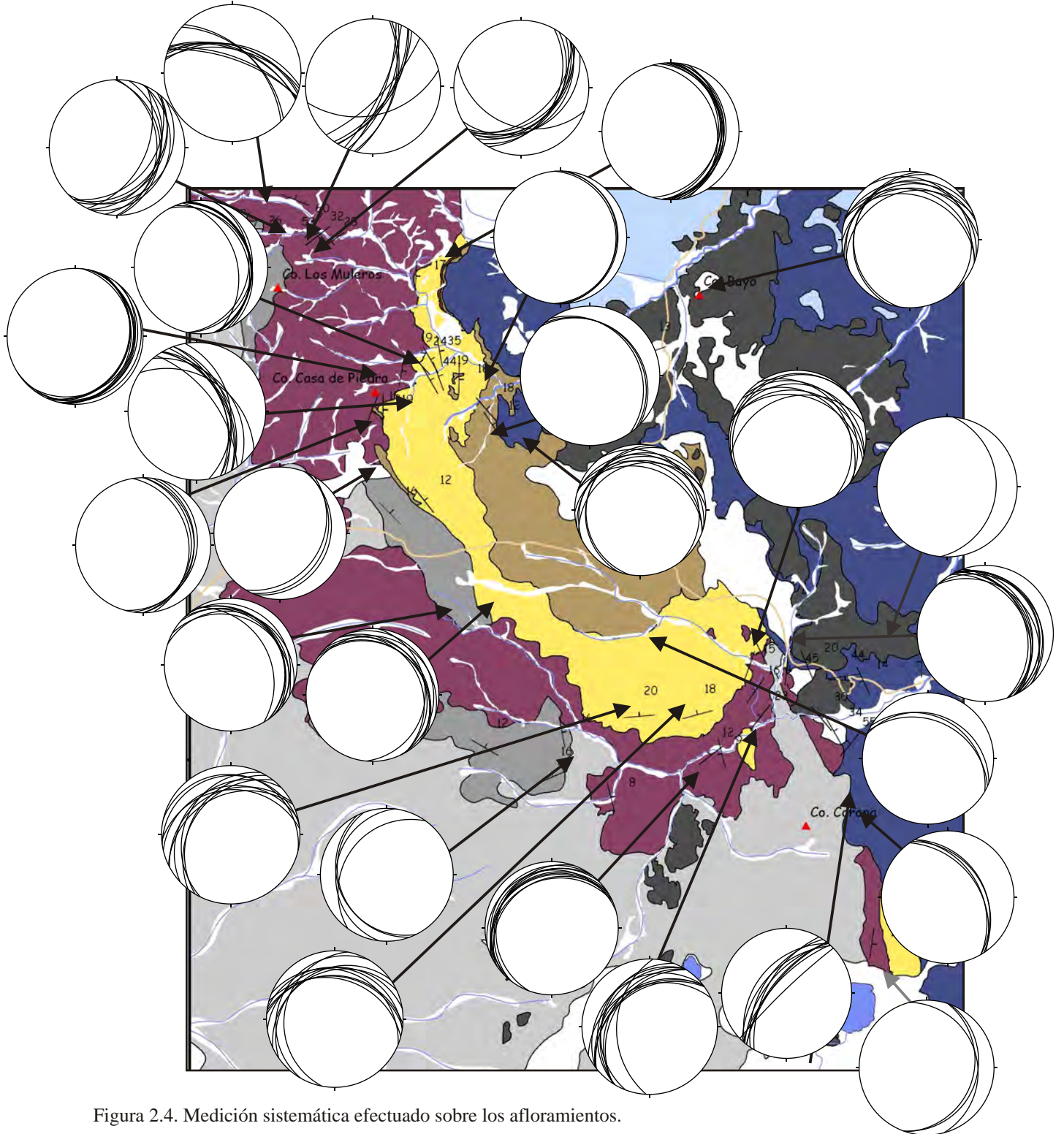


Figura 2.4. Medición sistemática efectuado sobre los afloramientos.

de estudio, análisis de laboratorio, análisis de facies, asociaciones de facies y ambientes y el estudio tectoestratigráfico del Ciclo Precuyano y la transición al Ciclo Cuyano.

2.2.1) Análisis de laboratorio

Consistió en la elección, preparado y posterior interpretación de las muestras para el estudio petrográfico, de difracción de RX y geoquímico. Las 250 muestras tomadas para el estudio petrográfico fueron descritas bajo lupa binocular y posteriormente a alrededor de 100 se les practicó una sección delgada. Para el análisis de RX, 25 muestras fueron seleccionadas y analizadas por personal del laboratorio de RX del Centro de Investigaciones Geológicas. Las muestras para el estudio geoquímico fueron molidas y enviadas a Actlabs (Ontario, Canadá), donde se les practicó el análisis LITHOS 4 (mayoritarios y trazas) (anexo III). La interpretación de los datos fue realizada a través de la confección de diagramas binarios clásicos (Harker, TAS, *Spiders*, etc.)

2.2.2) Análisis de facies, asociaciones de facies y ambientes

Esta fase se caracterizó por la interpretación hidrodinámica y ambiental de las facies volcánicas, piroclásticas y sedimentarias que constituyen el relleno Precuyano y la transición al Ciclo Cuyano. De manera jerárquica fueron determinadas unidades elementales (facies). Posteriormente, en función de asociaciones de facies y la confección de paneles de correlación, se determinaron diferentes unidades de acumulación para el relleno.

2.2.3) Estudio tecto-estratigráfico del Ciclo Precuyano y la transición al Ciclo Cuyano

La información generada en las áreas temáticas descritas en los párrafos anteriores fue integrada a través de columnas estratigráficas, perfiles geológicos y modelos 3D. Sobre la base de las características genéticas y composicionales de las unidades de acumulación y la jerarquización de superficies clave dentro del relleno precuyano, éstas fueron integradas en “secciones” que responden diferentes periodos de evolución dentro del relleno precuyano y la transición con el ciclo Cuyano. Imágenes y modelos de elevación digital georeferenciados fueron integrados con la información estratigráfica, estructural y ambiental, dentro de un Sistema de Información Geográfica (ArcMap 9.2®) (fig. 2.5) y un programa para la visualización en 3D (Google sketchUp 6.4.112®) (fig. 2.6). Esta base de datos permitió la confección de perfiles geológicos y modelos 3D que fueron utilizados para comprender las variaciones estratigráficas, los volúmenes y los controles en la acomodación del relleno precuyano y la transición con el Ciclo Cuyano (fig. 2.5 y 2.6). De esta manera, pudieron ser delimitadas áreas depocentrales con su respectiva evolución.

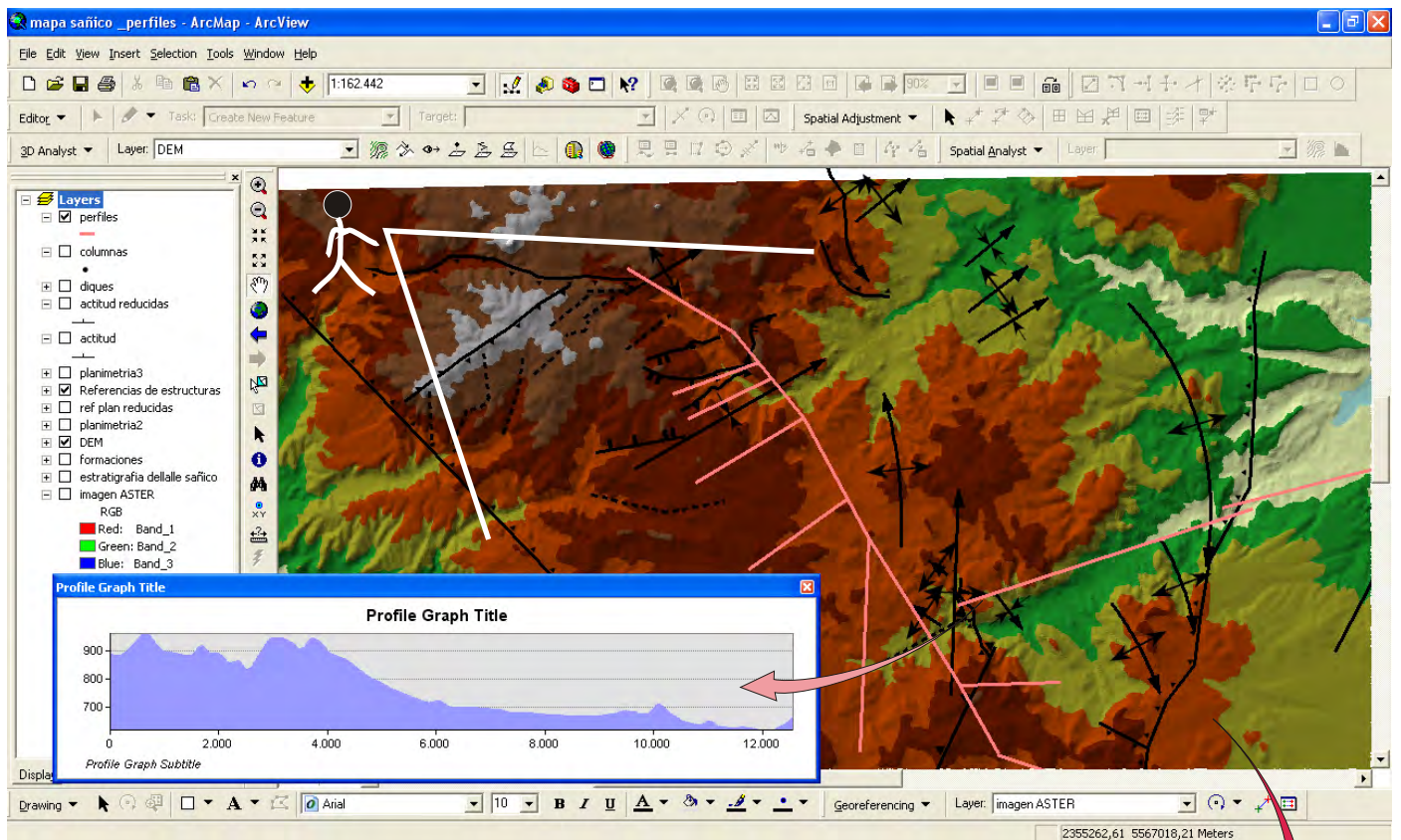


Figura 2.5. División del área de estudio en perfiles topográficos y geológicos desarrollados en posición paralela y perpendicular a las principales estructuras.

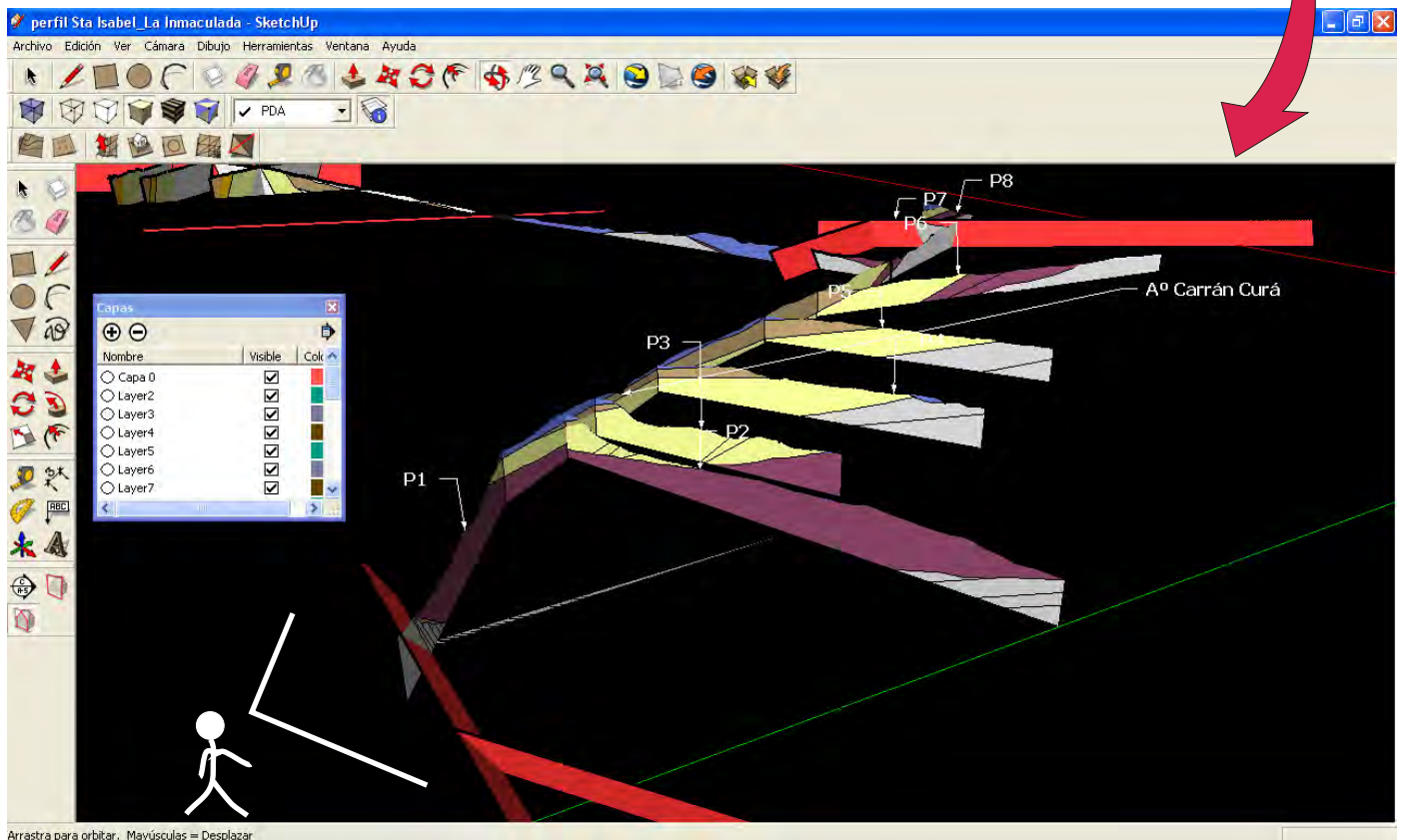


Figura 2.6. Modelo 3D realizado para el área de estudio.

Capítulo 3: Análisis litológico y litogeoquímico

3.1) Introducción

En el presente capítulo se realizará un análisis de las facies y microfacies de los depósitos del Ciclo Precuyano y del Cuyano basal. Asimismo, se hará una caracterización litogeoquímica de las rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano. La información necesaria y para el desarrollo de esta tarea se obtuvo durante el levantamiento sistemático de columnas estratigráficas de detalle en sitios clave. Durante el relevamiento de las columnas se describieron una gran cantidad de litofacies volcánicas, piroclásticas y sedimentarias. La variedad de tipos litológicos y genéticos hizo necesario su estudio por medio de un modelo jerárquico que permitió avanzar con los objetivos propuestos: el modelo de facies.

El modelo de facies como es comprendido hoy en día, involucra una síntesis de la información de los ambientes depositacionales actuales y antiguos en un esfuerzo por entender la naturaleza, la escala, la heterogeneidad y los controles físicos de los procesos intervinientes en cada ambiente sedimentario (Walker, 2006). Esta herramienta se ha utilizado para ambientes volcánicos desde fines de los 80' (Cas y Wright, 1987), y usualmente utilizada para la descripción e interpretación de ambientes sedimentarios (Walker, 1984; Reading y Levell, 2002 y Walker, 2006). Según Walker (2006), los pasos a seguir para construir un modelo de facies son los siguientes: 1) describir detalladamente y subdividir la unidad estratigráfica en un conjunto de facies descriptivas, luego interpretadas desde el punto de vista hidrodinámico y genético; 2) agrupar las facies dentro de asociaciones de facies relacionadas genéticamente, teniendo en cuenta las superficies que las limitan; 3) unir los elementos depositacionales dentro de un marco tridimensional; 4) realizar una interpretación preliminar de los elementos depositacionales y 5) comparar los elementos depositacionales con modelos de facies preexistentes.

A continuación se efectuará una descripción detallada e interpretación de las facies y microfacies identificadas para el Ciclo Precuyano y el Cuyano basal. De la misma forma, se realizará un análisis litogeoquímico teniendo en cuenta las sugerencias de la IUGS (Le Bas y Streckeisen, 1991), la cual propone la discriminación química como la única clasificación confiable para las rocas volcánicas y piroclásticas. Finalizado este capítulo se habrá avanzado con la caracterización dinámica y composicional de las facies sedimentarias y piroclásticas y química de las rocas volcánicas. En el capítulo subsiguiente se establecerán las diferentes asociaciones de facies dentro de un marco tridimensional y se hará la interpretación depositacional de las diferentes unidades de acumulación identificadas para el relleno.

3.2) Análisis de las litofacies

En el presente inciso se realizará la descripción e interpretación de las litofacies contenidas dentro del Ciclo Precuyano y de las litofacies basales del Ciclo Cuyano. Es importante destacar que si bien [Gulisano y Pando \(1981\)](#) han efectuado un análisis facial de las secuencias en estudio, este trabajo propone un detalle y profundización que no fue contemplado en la contribución de los autores citados. A los efectos de realizar modelos predictivos de facies, se definirán e interpretarán las facies volcánicas, piroclásticas y sedimentarias sobre la base de la observación objetiva y pormenorizada de sus atributos -litología, estructura, geometría, escala, grado de bioturbación y presencia de fósiles- ([Miall, 1996](#); [Reading y Levell, 2002](#); [Miall, 2006](#); [Walker, 2006](#)). Cabe aclarar que para la definición de las facies de rocas volcánicas y piroclásticas, a los atributos anteriores, se suman: la composición, el tipo y grado de fragmentación y el tipo y grado de alteración ([Fisher y Schmincke, 1984](#); [Cas y Wright, 1987](#); [Mc Phie *et al.*, 1993](#) y [Németh y Ulrike, 2007](#)).

3.2.1) Terminología y organización de las litofacies

La utilización del “modelo de facies” a secuencias volcano-sedimentarias no es común. La coexistencia de depósitos lávicos, piroclásticos y sedimentarios, sumado a la dificultad que a menudo se presenta para distinguir entre depósitos primarios de secundarios, hacen difícil la utilización de este modelo. En estos sitios, grandes volúmenes de materiales son aportados en cortos periodos de tiempo, a través mecanismos de transporte y depositación que no son habituales en los ambientes sedimentarios frecuentes, obstaculizando la interpretación fluidodinámica de las facies ([Smith, 1991](#); [Smith y Lowe, 1991](#); [Mc Phie *et al.*, 1993](#); [Orton, 2002](#); [Németh y Ulrike, 2007](#)). Asimismo, desde la década del 60 a la actualidad, se ha propuesto una variedad de esquemas de clasificación para las rocas volcánicas y volcanoclásticas (véase [Fisher, 1961](#); [Fisher, 1966](#); [Fisher y Schmincke, 1984](#); [Cas y Wright, 1987](#); [Mc Phie, *et al.*, 1993](#) y [White y Houghton, 2006](#)) basados en ideas diferentes. Estos esquemas, no sólo presentan variaciones en sus conceptos, sino también elevadas connotaciones genéticas que contrastan con la sistemática utilizada para el “modelo de facies”. Por tales motivos, previamente a la descripción e interpretación de las facies, las mismas debieron ser agrupadas dentro de categorías genéticas mayores, definidas a partir del mecanismo que dio origen a los clastos y el tipo de transporte y depositación (fig. 3.1).

Las categorías mayores definidas son: I) litofacies de rocas volcánicas -facies lávicas y rocas clásticas asociadas a un mecanismo de fragmentación primario no explosivo- ([Mc Phie *et al.*, 1993](#)), II) litofacies de rocas piroclásticas -formadas directamente por la fragmentación explosiva del magma- ([Cas y Wright, 1987](#); [Mc Phie *et al.*, 1993](#) y [White y Houghton, 2006](#)) y

III) litofacies de rocas sedimentarias, las cuales fueron subdivididas en epiclásticas, resultado de la erosión, transporte y depositación de rocas preexistentes, y carbonáticas, resultado de la precipitación química u orgánica de carbonatos (Tucker, 2001). Es importante destacar que a los efectos de evitar confusiones, en esta instancia, se dejará de lado el término volcánico-clástico, denominándose como epiclásticas a las rocas resultado del retrabajo y depositación de rocas volcánicas y piroclásticas (*sensu* Cas y Wright, 1987).

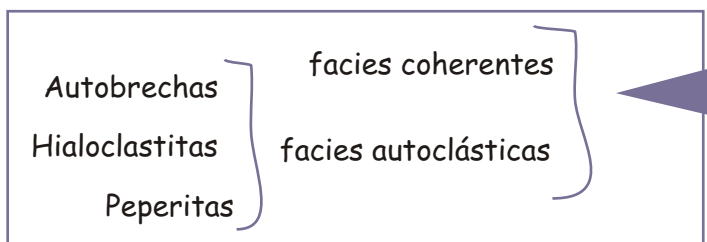
Dentro de cada categoría, los códigos utilizados para denominar las facies fueron elegidos o delineados en función de las litofacies a analizar (fig. 3.1). De esta manera, para las litofacies volcánicas, los códigos tuvieron que ser completamente diseñados, para las litofacies piroclásticas se tuvieron en cuenta las abreviaciones sugeridas por Branney y Kokelaar (2002), mientras que para las facies sedimentarias se utilizó y modificó el renombrado esquema propuesto por Miall (1978).

En el presente estudio se han encontrado facies muy disimiles respecto a su génesis y mecanismos de depositación/emplazamiento. Teniendo en cuenta este contexto para la interpretación de las facies dentro de cada grupo, se han empleado diferentes conceptos que permitan maximizar el balance entre observación/medición e interpretación (fig. 3.2). Para la interpretación de litofacies volcánicas se siguieron principalmente los conceptos de: Mc Phie *et al.* (1993), Sigurdsson *et al.* (2000), Best y Christiansen (2000), Llambías (2001), Gifkins, *et al.*, (2005), Llambías (2008), Németh y Ulrike (2007), para la interpretación de rocas piroclásticas se utilizaron: Fisher y Scmincke (1984), Cas y Wright (1987), Branney y Kokelaar (2002), Schwarzkopf *et al.* (2005), Brown *et al.* (2007), Kokelaar *et al.* (2007), y por último, para las diferentes litofacies de rocas sedimentarias se remitió a: Smith (1886), Smith (1987), Smith y Lowe (1991), Palmer *et al.* (1991), Blair y McPherson (1994), Coussot y Meunier (1996), Miall (1996), Bahk y Clough (1996), Schneider y Fisher (1998), Belousov *et al.* (1999), Reubi y Hernandez (2000), Tucker (2001), Collinson (2002), Orton (2002), Shanmugam (2002), Clavero *et al.* (2002), Bret *et al.* (2003), Dasgupta (2003), Miall (2006), Bridge (2006), Dumas y Arnott (2006), Brown y Bell (2007), Shea *et al.* (2008).

	CÓDIGO	TEXTURA	ESTRUCTURA	DIMENSIONES (estrato - sets)	INTERPRETACIÓN ELEMENTAL		
LITOFACIES DE ROCAS VOLCÁNICAS	LAC(f)	lavas andesíticas con fenocristales de Pg y minoritariamente de Hbl que conforman una textura porfírica	masiva o con foliación por flujo (f)		avas de composición andesítica. Periodo de crecimiento de fenocristales seguido de rápida nucleación y escaso crecimiento resultado de un enfriamiento rápido en ambientes subaéreos		
	LAA	lavas andesíticas autobrechadas. Los clastos se presentan masivos y angulosos	masiva		avas que experimentaron procesos autoclásticos no explosivo: autobrechamiento subaéreo		
	LAFH	lavas andesíticas con fenocristales de Pg con textura porfírica	brechosa como clastos en rompecabezas cementados por sílice o carbonatos		avas con circulación de fluidos silíceos o carbonáticos a altas presiones que originaron fracturación hidráulica y dementación		
	LAPB	lavas andesíticas con "sombras" de clastos que le otorgan una apariencia de brecha	pseudobrechada		avas coherentes con textura pseudobrechada, producto de diferentes fases de alteración que actúan sobre fracturas		
	LDC	lavas dacíticas con textura porfírica y seriada	masiva		Lavas de composición dacítica de ambiente subvolcánico		
	LRC(f)	lavas riolíticas y riódacíticas con textura porfírica	masiva o con foliación por flujo (f)		avas de composición riolítica o riódacítica de ambiente subaéreo		
LITOFACIES DE ROCAS PIROCLÁSTICAS	mBr	brecha con textura clasto sostén polimodal o matriz sostén, de moderada a pobre selección	masiva o con clastos orientados paralelos a los límites externos	2,5 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas con límite de flujo inferior dominado por flujo granular y/o escape de fluidos		
	mBri	brecha de textura clasto sostén polimodal, con poca matriz lapillita-tobácea y pobre selección	masiva o en ocasiones con tendencia a la gradación inversa grosera	1 a 4 m de espesor	depósitos de flujos de bloques y cenizas, resultado del colapso gravitatorio de domos, coladas dómicas y/o flujos de lavas. Flujos granulares modificados por escape de gases		
	mLT(pip)(f)	tobas lapillíticas masivas, matriz sostén, de colores blanquecinos, rosados o verdosos	masiva y/o con estructuras de escape de gases (pip) y/o con litoclastos alineados al límite externo	0,2 a 1,5 m de espesor o sin límites externos	depósitos de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por escape de fluidos (mLT), mientras que las facies (mLTf) registran procesos en la zona de límite inferior dominados por escape de fluidos con una componente de cizalla (flujo granular). Las facies (mLTpip) denotan escape de fluidos en depósitos de rápida agradación		
	emLT	tobas lapillíticas matriz sostén con pómez totalmente colapsados, conformando fiammes de entre 1 y 5 cm	masiva	sin límites externos bien definidos	depósitos de corrientes piroclásticas originadas por arriba de la masiva indica que laturbulencia fue suprimida en la parte inferior de la corriente		
	dbLT	tobas lapillíticas matriz sostén a clasto sostén, con moderada a pobre selección. Presentan lapillos pumíceos de hasta 3 cm	estratificación fina difusa y en algunas ocasiones puede mostrar gradación normal	1,5 a 0,1 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas con un límite inferior de flujo inestable dominado por condiciones intermedias entre tracción y escape de fluidos		
	//sLT	tobas lapillíticas finas, con variaciones texturales desde clasto sostén a matriz sostén, de moderada selección	estratificación muy fina a laminación. estructura de corte y relleno	0,2 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas con límite inferior de flujo tractivo. Las estructuras de corte y relleno indican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente, mientras que las capas tabulares sugieren periodos de alta agradación bajo condiciones cuasi-estables		
	xsLT(a)	tobas lapillíticas rosadas, matriz sostén, masivas, con lapillos pumíceos de entre 1 y 1,5 cm	estratificación entrecruzada de gran escala sobre superficies erosivas. Variaciones laterales a facies masivas	capas de 9 a 22 cm de espesor y sets de 1,5 m	depósitos de corrientes piroclásticas inestables y no uniformes. Individualmente las capas representan límites de flujo inferior dominados por flujos granulares y/o escape de gases		
	xsLT(b)	tobas lapillíticas finas, con variaciones texturales desde clasto sostén a matriz sostén con moderada selección	estratificación entrecruzada. estructuras de corte y relleno	estratificación fina que conforma sets de entre 0,2 a 0,7 m	depósitos de corrientes piroclásticas granulares con límites de flujo inferior dominados por tracción. Las estructuras de corte y relleno ndican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente		
	xsT	tobas finas, clasto sostén, muy bien seleccionadas	estructura en montículo, estratificación entrecruzada y estructura de antiduna	0,1 m de espesor	depósitos de corrientes piroclásticas diluidas con límites de flujo inferior dominados por tracción		
	pmL	lapillitas pumíceas con textura clasto sostén polimodal, de moderada selección	masiva	0,1 a 1,5 m de espesor	depósitos de corriente piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por escape de fluidos o por caída directa (fallout) y/o depósitos de caída proximales a partir de una pluma piroclástica pliniana o subpliniana		
	mT	tobas finas clasto sostén, bien seleccionadas	masiva	0,15 a 0,5 m de espesor	depósitos de caída distales de una pluma piroclástica pliniana o subpliniana de ambientes subaéreos o subaéreos		
	LITOFACIES DE ROCAS SEDIMENTARIAS EPICLÁSTICAS Y CARBONÁTICAS	PSEFITICAS	Brmm	brechas matriz sostén con extremadamente pobre selección. Megaclastos de hasta decenas de metros	masiva megaclastos con estructura en rompecabezas	sin límites externos bien definidos	depósitos de avalanchas de detritos volcánicos originados por flujos de sedimentos granulares
Brm			brechas finas a sabulitas angulosas, de moderada selección, líticas o pumíceas clasto sostén polimodal	masivas, con gradación inversa o con gradación inversa-normal	0,05 a 0,40 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos	
Gmm(a)			conglomerados gruesos con matriz sostén areno-sabulítica, pobremente seleccionada con variaciones a textura clastos sostén polimodal	masiva o con guijones con el eje mayor dispuestos a 90 ° contenidos en el plano de estratificación	1,5 a 4 m de espesor	depósitos de flujo de detritos no cohesivos originados por flujos de sedimentos de alta densidad, laminares y reológicamente plásticos	
Gmm(b)			gravas finas a medias, matriz sostén fangosa, de pobre selección	masiva	0,5 m de espesor	depósitos de flujos de detritos fangosos cohesivos originados por flujos de sedimentos de alta densidad, laminares y reológicamente plásticos	
Gm			conglomerados medios con textura clasto sostén polimodal, de moderada selección	masiva a crudamente estratificada	0,5 a 2 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos	
Gh			sabulitas y conglomerados finos con textura clasto sostén y moderada selección	estratificación difusa gradación normal	0,15 a 0,5 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga, originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos	
Gt			sabulitas y conglomerados finos con textura clasto sostén y moderada selección	estratificación entrecruzada en artesa	sets de entre 0,2 y 0,4 m de espesor	depósitos de formas de fondo de dunas 3D gravosas, originadas por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales, turbulentos y traccionales	
Gn			conglomerados finos con textura clasto sostén polimodal, de moderada selección	gradación normal y estratificación difusa	0,15 a 0,7 m de espesor	depósitos marinos de corrientes de turbidez gravosas, originados por flujos de sedimentos de alta densidad	
Gp(a)			conglomerados finos clasto sostén, de moderada a buena selección	estratificación entrecruzada a gran escala	capas de 0,05 a 0,15 m de espesor. Sets de 1 a 4 m de espesor	depósitos de flujos hiperconcentrados en transición a flujos de sedimentos de baja densidad traccionales. Constituyen macroformas con superficies de cara de avalancha	
Gp(b)			gravas finas a sabulitas, líticas a pumíceas, clasto sostén, de moderada selección	estratificación entrecruzada planar	capas de 0,1 m. Sets de 1 m de espesor	depósitos de formas de fondo de dunas 2D areno-gravosas, originadas por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales	
PSAMÍTICAS		SGh	areniscas guijarrosas de granulometría gruesa a fina con textura clasto sostén, de moderada selección	estratificación horizontal	0,1 a 0,3 m de espesor o capas amalgamadas	depósitos de flujos hiperconcentrados de flujos turbulentos a laminares La estratificación es producida por la migración de dunas de baja amplitud y gran longitud de onda	
		St	areniscas gruesas a finas con moderada a buena selección	estratificación entrecruzada en artesa gradación normal	sets de 0,01 m	depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad. Migración de formas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo	
		Sp	areniscas gruesas a muy gruesas, de moderada a buena selección	estratificación entrecruzada planar	capas de 1 o 2 cm de espesor. Sets de 0,3 a 0,7 m	depósitos de carga de fondo, resultado de la migración de dunas 2D, originados por flujos de sedimentos diluidos traccionales y turbulentos	
		Sh	areniscas blanquecinas líticas o tobáceas con granulometría media a fina y buena selección	estratificación muy fina a laminación horizontal. En ocasiones con deformación sinsedimentaria	0,1 a 0,2 m de espesor	depósitos de capa plana de alto régimen de flujo, originados por flujos de sedimentos de baja densidad y turbulentos	
		Sm	areniscas tobáceas o líticas, gruesas a medias, de buena a moderada selección	masiva o con gradación normal	0,10 a 0,2 m de espesor	depósitos de flujos de detritos arenosos no cohesivos, originados por flujos aminares friccionales	
		Sr	areniscas tobáceas finas a medias, de buena selección	laminación ondulítica y óndulas. Con o sin deformación sinsedimentaria	0,1 a 0,25 m de espesor	depósitos de formas de fondo de bajo régimen de flujo por migración de óndulas, originados por flujos de sedimentos de baja densidad, turbulentos, combinados o unidireccionales	
		Shcs	areniscas tobáceas blanquecinas, finas a muy finas y muy bien seleccionadas	estratificación entrecruzada monticular	0,1 a 0,2 m de espesor	depósitos de flujos de sedimentos de baja densidad combinados oscilatorios y unidireccionales	
		Sn	areniscas con granulometría variada y con buena a moderada selección	gradación normal y laminación o capas ondulosas en la parte superior	1,5 a 20 cm de espesor	depósitos marinos de corrientes de turbidez arenosas, originados por flujos de sedimentos de alta densidad	
		PELÍTICAS	Pl(a)	argilitas moradas a rojizas, limolitas y fangolitas grisáceas. Briznas vegetales, nódulos de hematita y en ocasiones silicificación	masiva o laminadas	0,05 a 0,3 m de espesor	depósitos de decantación de materiales finos en ambientes continentales
			Pl(b)	lutitas negras o grisáceas y limolitas blanquecinas u ocráceas. Entre las láminas se encontraron restos de hojas, de bivalvos y ocasionalmente de amonites	masiva o laminadas	0,1 a 0,6 m de espesor	depósitos de decantación de materiales finos con materia orgánica, a partir de suspensiones en un ambiente marino de baja energía. Las facies de pelitas negras denotan bajo grado de oxigenación
CARBONÁTICAS		GR	textura clasto sostén conformada por ooides y fragmentos calcáreos	estratificación horizontal y entrecruzada	0,1 a 0,4 m de espesor	depósitos de flujos traccionales originados por flujos de sedimentos de baja concentración, turbulentos, desarrollados en un ambiente con alta tasa de producción de fragmentos calcáreos esqueletales y no esqueletales	
	MI	mudstones de colores grisáceos a negros y tonalidades oscuras, parcial o totalmente silicificados	laminación o estratificación fina	0,1 a 0,2 m de espesor	depósitos de decantación en un ambiente de baja energía con alta producción de fango carbonático y poco aporte clástico		
	BE	boundstones parcial o totalmente silicificados, de colores grisáceos a negros y tonalidades oscuras	laminación, estructura domosa o columnar originada por organismos bioconstructores	0,1 a 0,6 m de espesor	formas de crecimiento algal desarrolladas en aguas someras Las formas tabulares y domosas corresponderían a estromatolitos de tipo SH-C y LLH-C, mientras que las formas laminares corresponderían a estromatolitos de tipo planares		

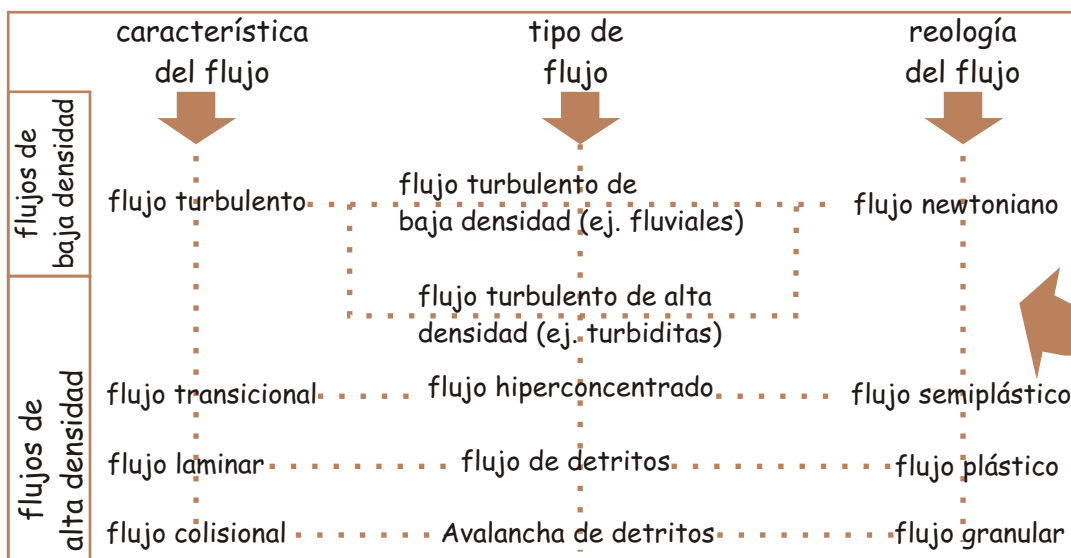
Rocas volcánicas		Rocas piroclásticas		Rocas epiclásticas y carbonáticas	
código	litología	código	litología	código	litología
LA	lava andesítica	Br	brechas	Br	brechas
LD	lava dacítica	L	lapillitas	G	conglomerados
LR	lava riolítica	T	tobas	S	areniscas
		p	pómez	P	pelitas
				Gr	grainstones
				M	mudstones
				BE	boundstones estromatolitos
código	estructura	código	estructura	código	estructura
C	coherente	m	masiva	c	clasto sostén
A	autoclástica	db	estratificación difusa	m	matriz sostén
FH	fracturación hidráulica	s	estratificación	m	masiva
PB	pseudobrechada	//s	laminación	l	laminación
f	foliación por flujo	xs	estratificación entrecruzada	h	estratificación horizontal
		i	gradación inversa	p	estratificación entrecruzada planar
		n	gradación normal	t	estratificación entrecruzada en artesa
		in	gradación inversa-normal	i	gradación inversa
		pip	estructura de escape de gases	n	gradación normal
		e	estructura eutaxítica	in	gradación inversa-normal
		f	fábrica lineal		
Creados en este trabajo		Tomados de Branney y Kokellar (2002)		Modificados de Miall (1978)	

Figura 3.1. Esquema de facies determinadas para el Ciclo Precuyano y para el inicio del Ciclo Cuyano.

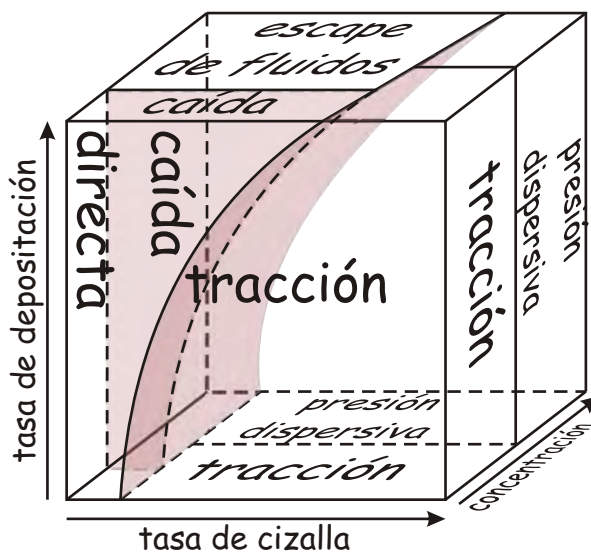


tomado de Mc Phie et al. (1993)

	COD	TEXTURA	ESTRUCTURA	DIMENSIONES	INTERPRETACIÓN
LITOFACIES DE LAVAS Y ROCAS VOLCANICLÁSTICAS ASOCIADAS					
LITOFACIES PIROCLÁSTICAS					
LITOFACIES EPICLÁSTICAS Y CARBONÁTICAS					



modificado de Dasgupta (2003)



modificado Branney y Kokelaar (2002)

Figura 3.2. Conceptos básicos para la interpretación dinámica de las facies definidas para este estudio.

3.2.2) Litofacies volcánicas

Lavas andesitas coherentes (LAC)

Se presentan como lavas andesíticas coherentes, de colores grisáceos y tonalidades oscuras, con fenocristales de Pg y minoritariamente de Hbl que conforman una textura porfírica. Desde el punto de vista estructural, se muestran generalmente masivas (fig. 3.3) y ocasionalmente, cuando aparecen con textura microporfírica, con foliación por flujo y pliegues por flujo (fig. 3.4). En ocasiones cuando esta facies se apoyan sobre litofacies de pelitas laminadas Pl(a), desarrollan en su base una profusa estructura amigdaloides y vesicular evidenciando un significativo proceso de cavitación. Es importante destacar que en algunos afloramientos se encontraron litoclastos de rocas esquistosas de hasta 10 cm diámetro.

Interpretación

Se forman por la solidificación de lavas de composición andesítica que experimentaron un período de crecimiento de fenocristales, seguido por una etapa de rápida nucleación y escaso crecimiento, resultado de un enfriamiento rápido en un ambiente subaéreo o próximo a él ([Best y Christiansen, 2000](#)).

Lavas andesíticas autoclásticas (LAA)

Se encuentran asociadas a las facies de lavas andesíticas coherentes. Al igual que éstas están conformadas por lavas andesíticas con texturas porfírica y microporfírica, con fenocristales de Pg y minoritariamente de Hbl. Yacen en cuerpos irregulares, interiormente constituidos por una autobrecha, donde los clastos se presentan masivos, angulosos, total o parcialmente oxidados, con tamaños de centímetros a metros de diámetros (fig. 3.5).

Interpretación

Se originan por la solidificación de una lava de composición andesítica, donde variables como la viscosidad y tasa de deformación se conjugaron favorablemente para que desarrolle un proceso autoclástico no explosivo: autobrechamiento subaéreo ([Mc Phie et al., 1993](#); [Sigurdsson et al., 2000](#)).

Lavas andesíticas fracturadas y cementadas (LAFH)

Corresponden a las facies de lavas andesíticas coherentes que presentan una fracturación importante de tipo rompecabezas, donde los clastos son cementados por sílice o carbonatos (fig. 3.6). Esta facies puede aparecer localmente o desarrollarse por decenas de metros en sentido lateral.

Interpretación



Figura 3.3. Facies de lavas andesíticas coherentes masivas con textura porfírica (LAC).



Figura 3.4. Lavas andesíticas coherentes con textura microporfírica y foliación por flujo (LACf).



Figura 3.5. Facies de lavas andesíticas coherentes (LAC) que pasan a desarrollar facies de lavas andesíticas autoclásticas (LAA).



Figura 3.6. Facies de lavas andesíticas fracturadas por la acción de fluidos que circularon a altas presiones (LAFH).

Se forman por la circulación de fluidos silíceos o carbonáticos a alta presiones que originan la fracturación hidráulica y la cementación de la lava (Mc Phie *et al.*, 1993).

Lavas andesíticas pseudobrechadas (LAPB)

Lavas andesíticas coherentes, las cuales desarrollan “sombras” de clastos, que le dan una apariencia de autobrecha (fig. 3.7). Esta facies pasa lateralmente a las facies coherentes (LAC).

Interpretación

Corresponden a lavas coherentes que desarrollan una pseudotextura de tipo pseudobrechada producto de diferentes fases de alteración que actúan sobre fracturas formadas en los cuerpos de las lavas coherentes (Mc Phie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2005).

Lavas dacíticas coherentes (LDC)

Se componen de lavas de composición dacítica coherentes de colores grisáceos, con texturas porfíricas y seriadas, donde el porcentaje de fenocristales puede llegar al 45 % del volumen de la roca. Los fenocristales más abundantes son los de Pg y Hbl y minoritariamente se encuentran de Qtz. (fig. 3.8).

Interpretación

Se forman por la solidificación de un magma de composición dacítica en condiciones subvolcánicas que sufrió un enfriamiento intermedio entre una roca volcánica y plutónica.

Lavas riolíticas y riodacíticas coherentes (LRC(f))

Se muestran como lavas coherentes de composiciones riolíticas o riodacíticas de colores rosados a castaños, con textura porfírica constituida por fenocristales de Qtz, Pg, FK y Bt. Internamente se presentan masivas o con foliación por flujo (fig. 3.9), parcial o totalmente silicificadas, exhibiendo en ocasiones, de manera aislada, fragmentos accidentales de lavas andesíticas.

Interpretación

Se forman por la solidificación de una lava de composición riolítica/riodacítica que sufrió un enfriamiento rápido en un ambiente subaéreo o próximo a él (Best y Christiansen, 2000). La foliación por flujo evidencia un gradiente de velocidad en el flujo durante su deformación (Best y Christiansen, 2000).



Figura 3.7. Facies de lavas andesíticas coherentes que desarrollan una textura pseudobrechada (LAPB).



Figura 3.8. Facies de lavas dacíticas coherentes con abundantes fenocristales (LDC).



Figura 3.9. Facies de lavas riolíticas y riodacíticas coherentes con foliación por flujo (LRCf).

3.2.3) Litofacies piroclásticas

Brechas líticas masivas (mlBr)

Se dan en cuerpos tabulares o lenticulares limitados por estratificación difusa, con espesores de alrededor de 2,5 m. Están constituidos por una brecha con bloques, lapillos y cenizas gruesas que conforman textura clasto sostén polimodal (fig. 3.10) o matriz sostén, de moderada a pobre selección. La matriz de esta facies es de granulometría lapillita fina a una toba gruesa y con lapillos pumíceos de hasta 4 cm. Los fenoclastos son subangulosos, subredondeados y redondeados, y van desde tamaño 0,1 m hasta bloques de 0,6 m. Los litoclastos son de composiciones variables, generalmente de andesitas y del basamento ígneo-metamórfico. Es importante destacar que en el perfil RA 3 esta facies se presenta con un tronco silicificado de 1 m de largo y 0,68 m de diámetro. Internamente esta facies se muestra masiva o en ocasiones con litoclastos orientados con los ejes mayores paralelos a la estratificación difusa externa.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas con límite de flujo inferior dominado por flujo granular (clastos alineados) y/o escape de fluidos (clastos distribuidos al azar) (Branney y Kokelaar, 2002).

Brechas líticas con gradación inversa grosera clasto-sostén (mlBri)

Se presentan como cuerpos de geometría tabular bien definidos, con espesores de entre 1 m y 4 m (fig. 3.11), masivos o con tendencia a la gradación inversa grosera. Poseen textura clasto sostén polimodal, con poca matriz lapillítica-tobácea y pobre selección, con colores morados o grisáceos de tonalidades oscuras. El tamaño de fenoclasto que abunda es de centimétrico a decimétrico, difícilmente superando los 50 centímetros. La morfología de los clastos es generalmente subredondeada, hasta subangulosa. Con respecto a la composición, están constituidas principalmente de volcanoclastos juveniles con homogeneidad textural, conformados de rocas andesíticas porfíricas a microporfíricas y vitroclastos blocosos.

Interpretación

Depósitos de flujos de bloques y cenizas resultado del colapso gravitatorio de domos, coladas dómicas y/o flujos de lavas (Cas y Wright, 1987, Mc Phie *et al.* 1993, Miller *et al.*, 1999; Schwarzkopf *et al.*, 2005; Németh y Ulrike, 2007). Originados por flujos granulares modificados por escape de gases (Cas y Wright, 1987; Schwarzkopf *et al.*, 2005).

Tobas lapillíticas masivas (mLT), con estructuras de escape de gases (mLTpip), con fábricas direccionales (mLTf)



Figura 3.10. Facies piroclásticas de brechas líticas masivas (mlBr) resultado de la depositación de corrientes piroclásticas granulares en base fluida, con límite de flujo inferior dominado por flujo granular y/o escape de fluidos.



Figura 3.11. Facies piroclásticas de brechas líticas masivas con gradación inversa grosera clasto-sostén (mlBri) originadas por la depositación de depósitos de flujos de bloques y cenizas.

Se presentan como cuerpos tabulares a levemente lenticulares de 0,2 m a 1,5 m de espesor o sin límites externos, formando grandes paquetes amalgamados de decenas de metros de espesor. Internamente se constituyen por tobas lapillíticas masivas, matriz sostén, de colores blanquecinos, rosados o verdosos (fig. 3.12). Poseen lapillos pumíceos angulosos y subangulosos, generalmente con canalículos de escape de gases paralelos y con tamaños de 1 a 2 cm, llegando en ocasiones a 5 cm. Se muestran con cantidades variables de litoclastos, correspondientes al basamento ígneo-metamórfico o a volcanitas ácidas e intermedias, con tamaños de entre 3 cm y 10 cm y tamaños máximos de 30 cm. Esta facies puede exhibirse con los lapillos distribuidos aleatoriamente (mLT) o alineados paralelos a la estratificación externa (mLTf). En determinadas ocasiones se exponen estructuras de escape de gases de 7 a 17 cm de diámetro y de entre 0,6 m y 2 m de alto (fig. 3.13), concentrando internamente cristaloclastos y litoclastos (mLTpip).

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas, donde la naturaleza masiva indica que la turbulencia fue suprimida en la parte inferior de la misma (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al.*, 2007; Kokelaar, *et al.*, 2007). Las variaciones sin fábrica linear (mLT) responden a corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por escape de fluidos, mientras que las facies con fábrica linear (mLTf) registran procesos en la zona de límite inferior dominados por escape de fluidos con una componente de cizalla, por ende flujo granular (Branney y Kokelaar, 2002). Las facies con estructuras de escape de gases (mLTpip), denotan escape de fluidos en depósitos de rápida agradación.

Tobas lapillíticas masivas con fiammes (emLT)

Se componen de tobas lapillíticas matriz sostén de colores rosados, coherentes, con pómez totalmente colapsados, sin porosidad, conformando *fiammes* de entre 1 cm y 5 cm. En general se presentan libres de litoclastos, internamente masivas sin mostrar límites externos bien definidos, conformando grandes “paquetes” de decenas de metros.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas originadas por arriba de la temperatura de transición del vidrio, las cuales se enfriaron lentamente luego de su depositación. La naturaleza masiva indica que la turbulencia fue suprimida en la parte inferior de la corriente (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al.*, 2007).

Tobas lapillíticas con estratificación difusa (dbLT)

Yacen como una roca friable, de colores grises a blanquecinos de tonalidades claras, en cuerpos tabulares de 1,5 m a 0,1 m, con contactos planos o irregulares, netos o transicionales



Figura 3.12. Facies piroclásticas de tobas lapillíticas masivas (mLT) originadas por depósitos de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior en donde se suprimió la turbulencia.



Figura 3.13. Canales de escape de gases desarrollados en las facies piroclásticas de tobas lapillíticas masivas (mLTpip).

(fig. 3.14). Se caracterizan por ser tobas lapillíticas matriz sostén a clasto sostén, con moderada a pobre selección. Presentan lapillos pumíceos de hasta 3 cm, con canalículos de escape de gases paralelos y, de manera aislada, lapillos líticos de rocas volcánicas. Internamente se presentan con estratificación fina difusa y en algunas ocasiones pueden mostrar gradación normal (fig. 3.14).

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas con un límite inferior de flujo inestable dominado por condiciones intermedias entre tracción y escape de fluidos, probablemente con una componente de flujo granular (Branney y Kokelaar, 2002; Brown, *et al.*, 2007; Kokelaar *et al.*, 2007).

Tobas lapillíticas finas con laminación paralela //sLT

Se presentan como cuerpos tabulares de 20 cm de espesor o conformando estructuras de corte y relleno, con límites inferiores erosivos y espesores variables (fig. 3.15). Desde el punto de vista estructural, tienen una estratificación muy fina a laminación. Están conformadas por tobas lapillíticas finas, con texturas clasto sostén de moderada selección. Al igual que las facies dbLT, los lapillos pumíceos se presentan con tamaños de 3mm a 1 cm y los litoclastos se presentan escasos o ausentes.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas que experimentaron condiciones tractivas en la zona del límite inferior de flujo. Las estructuras de corte y relleno indican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente, mientras que las capas tabulares sugieren periodos de alta agradación bajo condiciones cuasi-estables (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al.*, 2007).

Tobas lapillíticas con estratificación entrecruzada a gran escala (xsLT(a))

Se componen de bancos de entre 9 cm y 22 cm de espesor con geometrías tabulares, cuneiformes y lenticulares que conforman una estratificación entrecruzada a gran escala con *sets* de hasta 1,5 m de espesor depositados sobre una superficie erosiva (fig. 3.16). Internamente las capas frontales están compuestas por tobas lapillíticas rosadas, matriz sostén, masivas, con lapillos pumíceos angulosos con tamaños de entre 1 cm y 1,5 cm. Es importante destacar que esta facies lateralmente pasa a facies de tobas lapillíticas masivas (mLT) o a facies de tobas y lapillitas masivas con estructura de escape de gases (mLTpip).

Interpretación



Figura 3.14. Facies piroclásticas de tobas lapillíticas con estratificación difusa (dbLT) originadas por la deposición de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior con condiciones intermedias entre tracción y escape de gases.



Figura 3.15. Facies piroclásticas de tobas lapillíticas con estratificación paralela (//sLT) relleno de corte y relleno. Se forman por la deposición de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por tracción.

Representan depósitos de corrientes piroclásticas inestables (superficie erosiva) y no uniformes (variación lateral hacia facies masivas). Individualmente las capas representan límites de flujo inferior dominados flujos granulares y/o escape de gases. (Branney y Kokelaar, 2002).

Tobas lapillíticas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo (xsLT(b))

Se presentan como cuerpos tabulares a lenticulares con potencias de entre 20 cm a 70 cm o conformando estructuras de corte y relleno. Internamente se componen de tobas lapillíticas finas, con texturas clasto sostén con moderada selección y estratificación entrecruzada de bajo ángulo. Al igual que la facies dbLT, los lapillos pumíceos se muestran con tamaños de 3 mm a 1 cm y los litoclastos se presentan escasos o ausentes.

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas con límites de flujo inferior dominados por tracción. Las estructuras de corte y relleno indican condiciones de baja tasa de agradación y/o inestabilidad de la corriente (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al.*, 2007).

Lapillitas pumíceas masivas (pmL)

Se componen de lapillitas pumíceas con textura clasto sostén de moderada a buena selección (fig. 3.17). Los pómez se presentan con colores rosados, canalículos de escape de gases paralelos, formas angulosas y subangulosas, y tamaños 1 cm a 10 cm. Además se presentan litoclastos menores a 1 cm constituidos de cuarzo policristalino, volcanitas y rocas metamórficas esquistosas.

Interpretación

Depósitos a partir de una corriente piroclástica con límites de flujo inferior dominados por escape de gases o por de caída directa (*fallout*) (Branney y Kokelaar, 2002). Asimismo pueden representar depósitos de caída proximal desde una columna eruptiva pliniana o subpliniana (Fisher y Schmincke, 1987; Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar, 2002).

Tobas con estratificación entrecruzada (xsT)

Se presentan en cuerpos de 0,1 m de espesor, color castaño claro, límites netos, rectos u ondulosos. Están constituidas por tobas finas de textura clasto sostén muy bien seleccionadas. Internamente presentan estructura en montículo, estratificación entrecruzada con ángulos de entre 9° y 12°, estructura de antidunas con ángulos de entre 1° y 3° y minoritariamente estratificación horizontal (fig. 3.18).

Interpretación

Depósitos de corrientes piroclásticas diluidas con límites de flujo inferior dominados por tracción (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al.*, 2007).



Figura 3.16. Facies piroclásticas con estratificación entrecruzada a gran escala (xsLT(a)) originadas por facies mLT que se depositan rápidamente luego de un salto hidráulico.



Figura 3.17. Facies piroclásticas conformadas de lapillitas pumíceas masivas (pmL) generadas a partir de la depositación de una corriente piroclástica o como depósitos de caída proximal.

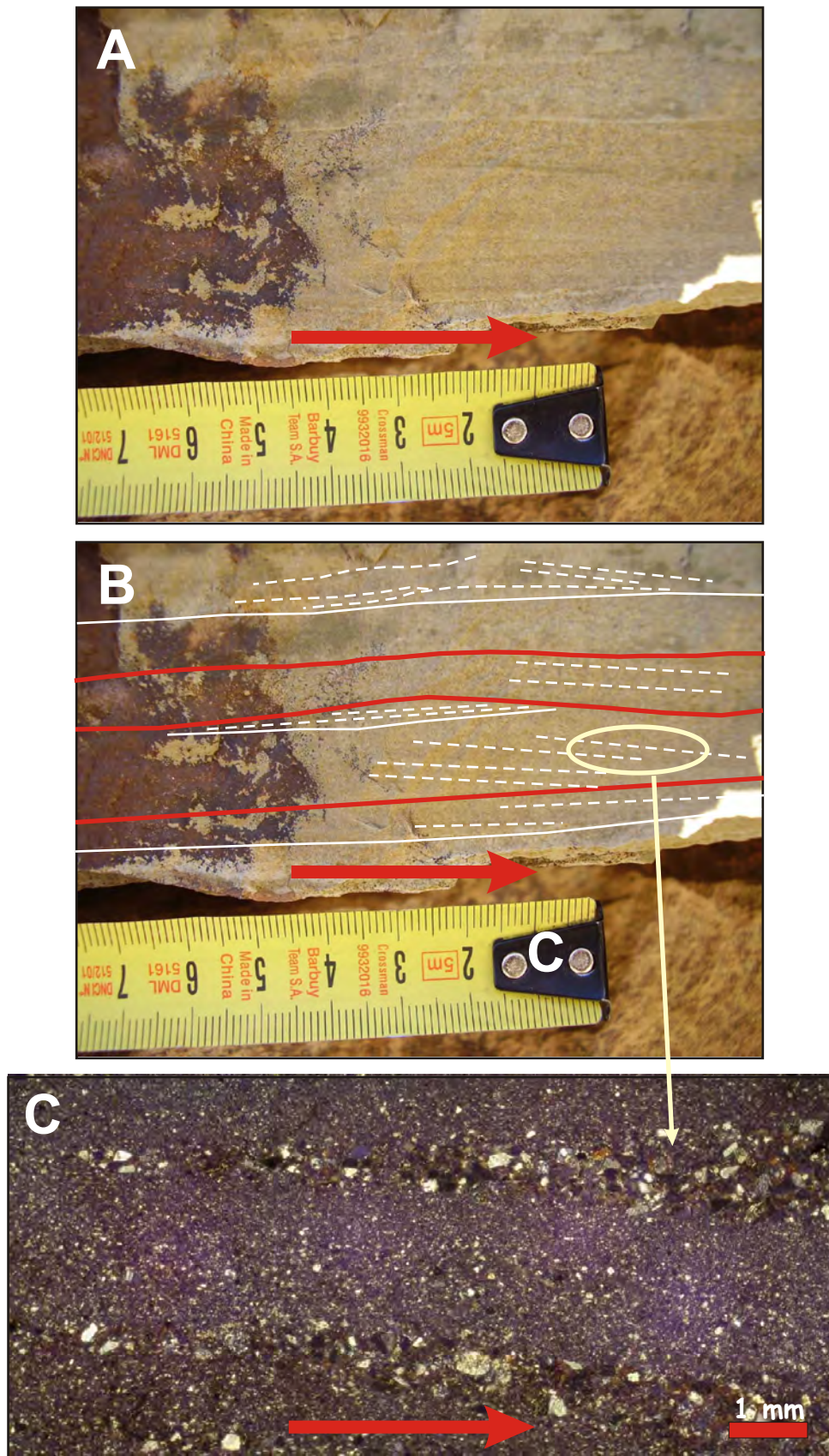


Figura 3.18. Litofacies de rocas piroclásticas de tobas con estratificación entrecruzada (xsT) formadas por corrientes piroclásticas con límites inferior de flujo dominados por tracción.

Tobas masivas (mT)

Esta facies se presenta como cuerpos de geometría tabular con una potencia de aproximadamente 15 cm, internamente constituidos por una toba masiva con colores grises o blanquecinos.

Interpretación

Depósitos de caída distales a partir de una pluma piroclástica pliniana o subpliniana en un ambiente subácueo o subaéreo (Fisher y Schmincke, 1987; Cas y Wright, 1987; Branney y Kokelaar 2002).

3.2.4) Litofacies sedimentarias

3.2.4.1) Facies epiclásticas psefíticas

Brechas masivas matriz-sostén (Brmm)

Se presentan generalmente con textura matriz sostén gravo-arenosa y minoritariamente con textura clasto sostén polimodal. Tienen muy pobre selección, con clastos que van desde centímetros a metros, con morfologías subangulosas, angulosas y ocasionalmente subredondeadas (fig. 3.19). De manera aislada presentan megaclastos con tamaños que alcanzan las decenas de metros (fig. 3.21). Los clastos y megaclastos yacen con diferentes morfologías y estructuras (fig. 3.19), pudiéndose encontrar: a) clastos y megaclastos simples con formas poligonales hexagonales y pentagonales originados a partir lavas que previamente habían desarrollado disyunción columnar, b) clastos y megaclastos redondeados y subredondeados donde sus bordes exhiben disyunción radial producto de enfriamiento, c) clastos y megaclastos simples con formas principalmente angulosas y subangulosas, y d) clastos y megaclastos brechados, donde los fragmentos no han sido desplazados o han sido desplazados levemente, desarrollando una textura en rompecabezas. Desde el punto de vista composicional se constituyen como una mezcla de litoclastos de lavas andesíticas con homogeneidad textural (fig. 3.20A), o como una mezcla de litoclastos de andesitas, andesitas basálticas, pórfidos y lamprófiros, con un amplio espectro de texturas (ej. afíricas, seriadas, microporfíricas, porfíricas y glomeroporfíricas) y de alteraciones (ej. anillos de oxidación, fracturación hidráulica, estructuras de disolución y relleno) (fig. 3.20B). Una particularidad de esta facies es el hallazgo de un tronco silicificado de 0,8 m de largo y 0,3 m de diámetro en los afloramientos que se encuentran en las nacientes del Cañadón de la Pintada (Columna RA 6, anexo I y II) (fig. 3.20C).

Interpretación

Depósitos de avalanchas de detritos volcánicos, originados por flujos de sedimentos granulares (Palmer *et al.*, 1991; Coussot y Meunier, 1996; Schneider y Fisher, 1998; Reubi y

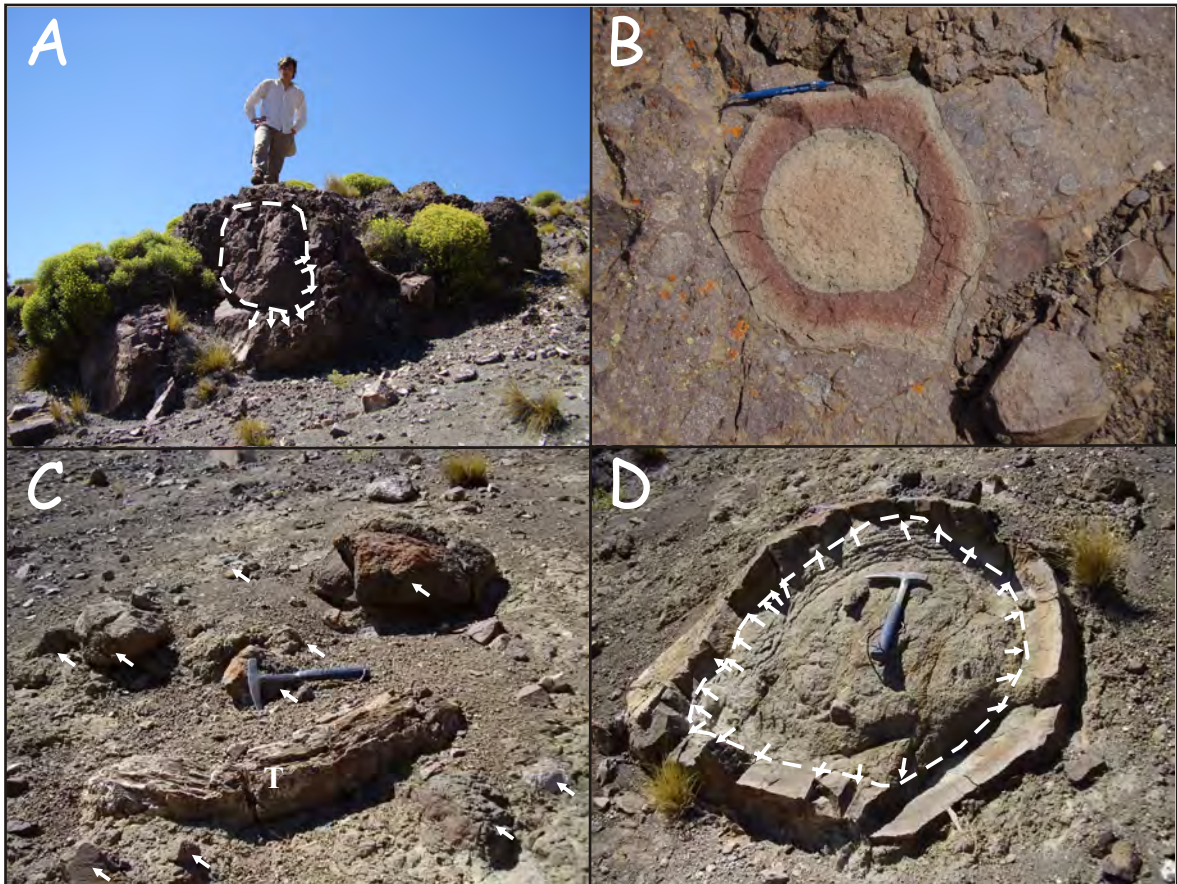


Figura 3.19. Facies epiclásticas constituidas de brechas masivas matriz-sostén (Brmm). A) Megaclasto brechado subanguloso con estructura de disyunción radial. B) Litoclasto de composición andesítica con forma poligonal, hexagonal (disyunción columnar) y con reborde de oxidación. C) Litoclastos simples de composición andesítica y el tronco petrificado encontrado en estas facies (T). D) Megaclasto de composición andesítica que presenta variación en la granularidad desde una textura microgranuda en su interior a una textura afanítica en su parte exterior donde exhibe disyunción radial.

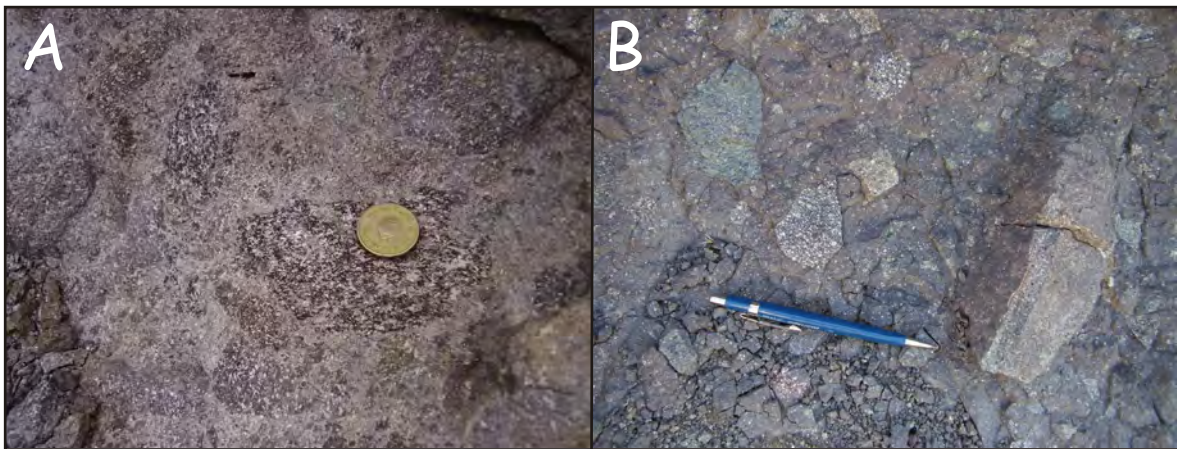


Figura 3.20. Características de la matriz de las facies de brechas masivas matriz-sostén (Brmm). A) monomícticas de similitud textural. B) Monomícticas con litoclastos de diferentes texturas.



Figura 3.21. Megaclastos de las facies de brechas volcánicas matriz sostén (Brmm). A) Megaclastos brechados con clastos parcialmente desplazados. B) Megaclastos brechados donde los clastos no poseen desplazamiento.

Hernandez, 2000; Clavero *et al.*, 2002; Shea *et al.*, 2008).

Conglomerados masivos matriz-sostén (Gmm(a))

Yacen como cuerpos tabulares de base plana y techo plano o con geometría lobular en cuerpos de límites netos, no erosivos y espesores de 1,5 m a 4 m (fig. 3.22). Internamente están constituidas de conglomerados matriz sostén areno-sabulítica, pobremente seleccionados, con variaciones a textura clasto sostén polimodal. Los litoclastos presentan formas subangulosas, subredondeadas y angulosas, tamaños de entre 2 y 50 cm y tamaños máximos de hasta 2,9 m (fig. 3.23). Composicionalmente, esta facies varía desde monomítica a polimítica con participación de clastos del basamento. Respecto a la estructura, se presentan masivas con clastos distribuidos de manera caótica.

Interpretación

Depósitos de flujo de detritos no cohesivos (Smith, 1986; Smith, 1987, Smith y Lowe, 1991, Coussot y Meunier, 1996), originados por flujos de alta densidad de sedimentos, laminares y reológicamente plásticos (Dasgupta, 2003).

Conglomerados masivos matriz-sostén Gmm(b)

Yacen en capas de 50 cm de espesor, compuestas de gravas finas a medias, matriz sostén, con estructura masiva. Se presentan pobremente seleccionadas, con los clastos distribuidos caóticamente en una matriz fangosa (fig. 3.24). Los fenoclastos se componen de litoclastos de procedencia volcánica y silicoclástica, de intraclastos pelíticos y de restos de valvas y de troncos. Esta facies se haya asociada a las facies de lutitas negras marinas.

Interpretación

Depósitos de flujos de detritos marinos fangosos cohesivos (Shanmugam, 2002), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, laminares, reológicamente plásticos (Dasgupta, 2003).

Brechas finas masivas o gradadas clasto-sostén (Brm)

Se muestran como cuerpos tabulares o lenticulares conformando el relleno pasivo de pequeñas depresiones, con espesores de 5 cm a 30 cm. Internamente están constituidas por brechas finas a sabulitas angulosas, líticas o pumíceas, de moderada selección y textura clasto sostén polimodal. Se exhiben generalmente masivas o gradadas. Entre los arreglos internos presentes, aparecen con gradación inversa desde una arena media-gruesa a una sabulita o brecha fina con clastos promedios de 1 cm (fig. 3.25) o con gradación inversa-normal.



Figura 3.22. Facies epiclásticas de conglomerados matriz-sostén (Gmm(a)) con geometría lobular originadas por depósitos de flujos de detritos.

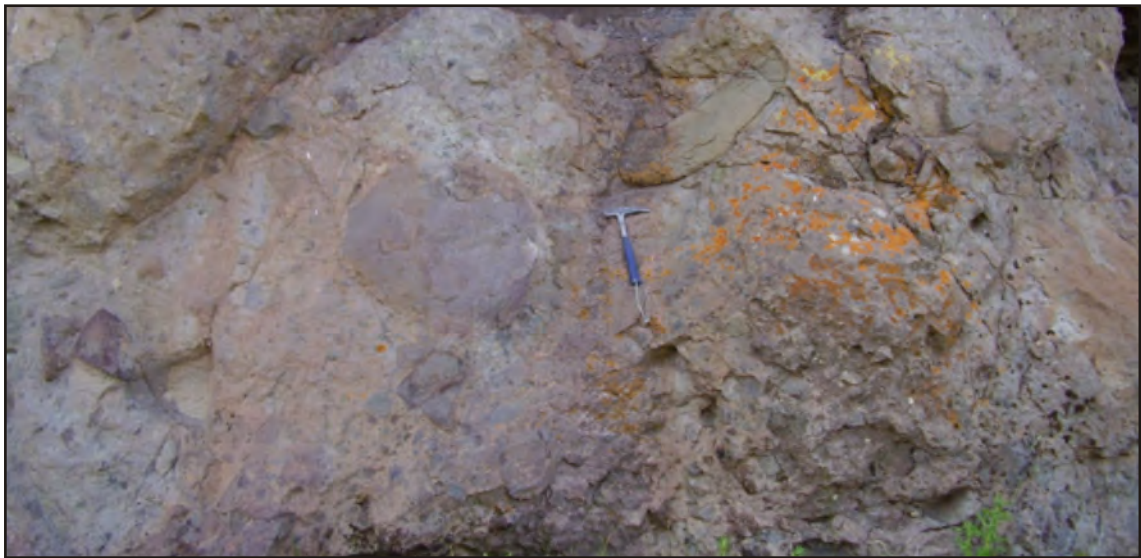


Figura 3.23. Detalle de las facies epiclásticas de conglomerados matriz-sostén (Gmm(a)).



Figura 3.24. Facies epiclásticas de conglomerados matriz-sostén (Gmm(b)) formadas por flujos de detritos cohesivos submarinos.



Figura 3.25. Facies epiclásticas de brechas masivas o gradadas (Brm) clasto-sostén. En el presente caso se muestran con gradación inversa.

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991; Bank y Chough, 1996), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos y semiplásticos desde el punto de vista reológico (Dasgupta, 2003).

Conglomerados masivos a crudamente estratificados clasto-sostén (Gm)

Se muestran como cuerpos tabulares de entre 0,5 m y 2 m de espesor, con contactos netos y textura clasto sostén polimodal de moderada selección. Presentan clastos subangulosos a subredondeados y matriz de una arena gruesa a sabulítica. Desde el punto de vista granulométrico, tienen tamaños promedios de 10 cm. Composicionalmente, estas facies son desde monomícticas a polimícticas. Con respecto a la estructura interna, se presentan masivas o crudamente estratificadas, mostrando guijones con el eje mayor paralelo a la estratificación (fig. 3.26).

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991; Bank y Chough, 1996), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos y semiplásticos desde el punto de vista reológico (Dasgupta, 2003).

Sabulitas y conglomerados finos estratificados clasto-sostén (Gh)

Yacen como sabulitas a conglomerados finos, con textura clasto sostén de moderada selección. Presentan litoclastos de rocas volcánicas y de rocas silicoclásticas de hasta 8 cm. La matriz está constituida de una arena con granulometría gruesa a mediana. Se exhiben como cuerpos de geometría lenticular o como cuerpos tabulares, con contactos netos de 0,15 m a 0,5 m de espesor (fig. 3.26). Internamente tienen estratificación difusa, con los clastos más pequeños orientados paralelos a la estratificación y en ocasiones poseen gradación normal.

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de alta descarga (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, transicionales entre laminares y turbulentos y semiplásticos desde el punto de vista reológico (Dasgupta, 2003).

Sabulitas y conglomerados finos clasto-sostén con estratificación entrecruzada en artesa (Gt)

Se componen de sabulitas y conglomerados finos clasto-sostén, de moderada a buena selección y de composiciones variables. Se presentan en *sets* de entre 20 cm y 40 cm, internamente con estratificación entrecruzada en artesa.

Interpretación

Depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad (Dasgupta, 2003). Migración de formas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo (Leeder, 1999, Bridge 2006).

Conglomerados con estratificación entrecruzada planar a gran escala clasto-sostén (Gp(a))

Se componen de conglomerados clasto sostén con matriz arenosa de moderada a buena selección. Presentan clastos con formas redondeados a subredondeadas con tamaños promedios de 3 cm y máximos de 14 cm. Los clastos se disponen con el eje mayor contenido en el plano de la estratificación en sentido de la inclinación. Desde el punto de vista composicional, están constituidos por litoclastos de rocas volcánicas andesíticas, riolíticas e ignimbríticas y minoritariamente por litoclastos del basamento. Esta facies se da en cuerpos alargados lateralmente con espesores de hasta 4m, con bases irregulares suavemente erosivas. Desarrollan una estratificación entrecruzada a gran escala conformada por capas de entre 5 cm y 15 cm de espesor que inclinan aproximadamente ente 10° y 20° (fig. 3.27).

Interpretación

Esta facies representa depósitos de flujos hiperconcentrados (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991) en transición a flujos de sedimento de baja densidad traccionales. En función de la macroforma que constituyen, pueden ser interpretados como depositados sobre una “superficie de avalancha” o de fuerte pendiente (Blair y McPherson, 2007).

Conglomerados con estratificación entrecruzada clasto-sostén (Gp(b))

Yacen como cuerpos de bases erosivas con estratificación entrecruzada planar constituida por capas de 5 cm a 10 cm de espesor que se agrupan en *sets* de hasta 1 m de espesor. Esta facies se caracterizan por gravas finas a sabulitas, de composiciones variadas y textura clasto sostén de moderada selección (fig. 3.28).

Interpretación

Representan depósitos de formas de fondo de dunas 2D (Leeder, 1999), originadas por flujos de sedimentos de baja densidad, unidireccionales, newtonianos, turbulentos y traccionales (Dasgupta, 2003).

Conglomerados con gradación normal clasto-sostén (Gn)

Esta facies se constituye de conglomerados con textura clasto sostén polimodal de moderada selección con escasa matriz arenosa. Presentan clastos redondeados y subredondeados con tamaños promedios de 1,5 cm. Los mismos corresponden a rocas volcánicas, silicoclásticas y a restos de valvas desarticuladas, orientadas paralelamente a la estratificación difusa, con la

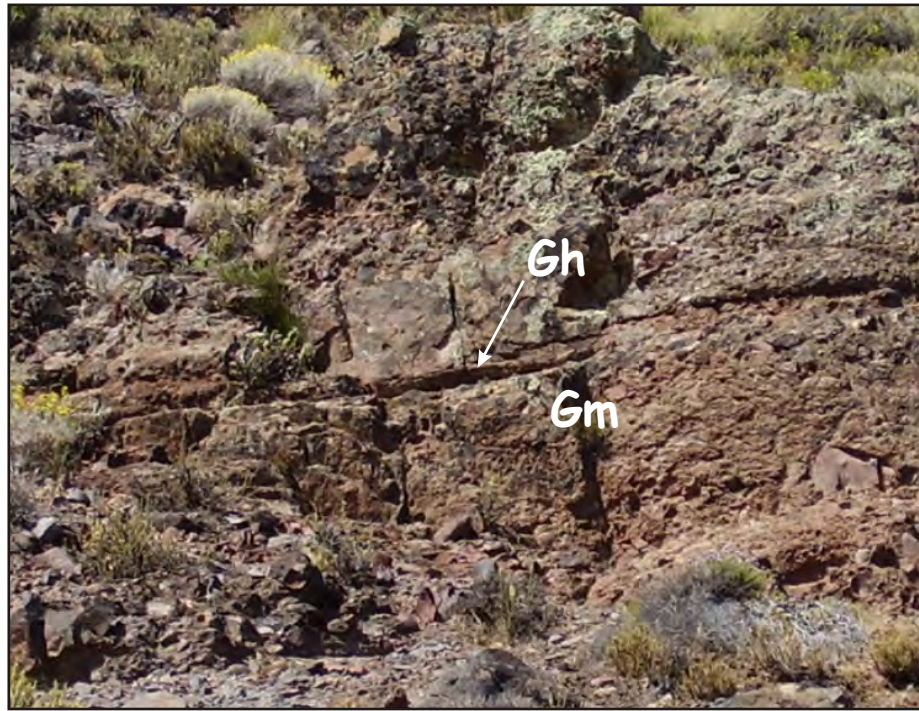


Figura 3.26. Facies epiclásticas de conglomerados masivos a crudamente estratificados clasto-sostén (Gm) generadas por la depositación de flujos hiperconcentrados. Además se pueden apreciar facies epiclásticas constituidas de sabulitas y conglomerados finos con estratificación horizontal clasto-sostén (Gh) que también están originadas a partir de la depositación de flujos hiperconcentrados.



Figura 3.27. Facies epiclásticas conformadas por conglomerados con estratificación entrecruzada a gran escala clasto-sostén (Gp(a)). Estas facies interpretan como flujos de depósitos hiperconcentrados subácueos desarrollados sobre una cara de avalancha.

parte cóncava hacia arriba. Se exponen en capas de límites irregulares, de 15 cm a 70 cm de espesor, con gradación normal y estratificación difusa (fig. 3.29).

Interpretación

Depósitos marinos de corrientes de turbidez gravosas (Shanmugam, 2002), originados por flujos de sedimentos de alta densidad, newtonianos y turbulentos (Dasgupta, 2003).

3.2.4.2) *Facies epiclásticas psamíticas*

Areniscas tobáceas masivas (Sm)

Se caracterizan por areniscas tobáceas o líticas de procedencia volcánica. Presentan granulometría gruesa a mediana, color castaño oscuro y buena a moderada selección. Se muestran en bancos tabulares de entre 10 cm y 20 cm de espesor. Internamente se presentan masivas y en ocasiones con gradación normal.

Interpretación

Depósitos de flujos de detritos arenosos no cohesivos, originados por flujos laminares friccionales, reológicamente plásticos (Dasgupta, 2003).

Areniscas guijarrosas con estratificación horizontal (SGh)

Las facies SGh están constituidas por areniscas y areniscas guijarrosas monomíticas o polimíticas de granulometría gruesa a fina. Se presentan con textura clasto sostenida de moderada selección en cuerpos de geometría tabular, con contactos netos no erosivos o gradacionales, con espesores de 10 cm a 30 cm o amalgamados (fig. 3.30). Interiormente presentan estratificación horizontal con capas entre 5 cm y 2 cm y arreglos generalmente granodecrecientes. En la base de las capas se pueden encontrar guijas paralelas a la estratificación.

Interpretación

Depósitos de flujos hiperconcentrados de sedimentos (Smith, 1986; Smith, 1987; Smith y Lowe, 1991), originados por flujos transicionales entre turbulentos y laminares, reológicamente semiplásticos (Dasgupta, 2003).

Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St)

Están constituidas por areniscas monomíticas o polimíticas silicoclásticas, de granulometría gruesa a fina. Se muestran con textura bien a moderadamente bien seleccionada. La geometría de los cuerpos es lenticular con contactos netos y erosivos. Interiormente presentan estratificación entrecruzada en artesa con *sets* aproximadamente 10 cm, con guijarros en su base y arreglos granodecrecientes (fig. 3.31).

Interpretación

Depósitos de corrientes turbulentas de baja densidad (Dasgupta, 2003). Migración de



Figura 3.28. Facies epiclásticas constituidas de gravas finas con estratificación entrecruzada planar clasto-sostén (Gp(b)) originadas por la migración de dunas 2D.



Figura 3.29. Facies epiclásticas conformadas por gravas finas con gradación normal clasto-sostén (Gn) formadas por depósitos de corrientes de turbidez submarinas gravosas.

formas 3D desarrolladas por flujos unidireccionales en condiciones de bajo régimen de flujo (Leeder, 1999; Bridge 2006).

Areniscas con estratificación entrecruzada (Sp)

Están constituidas por areniscas tobáceas o arcósicas, de moderada a buena selección, de granulometría gruesa a muy gruesa. Se presentan con estratificación entrecruzada planar y minoritariamente en artesa, en *sets* de entre 0,3 m y 0,7 m, integrados por capas de 1 cm o 2 cm (fig. 3.32).

Interpretación

Depósitos de carga de fondo, resultado de la migración de dunas 2D, originados por flujos de sedimentos diluidos traccionales, newtonianos y turbulentos. (Leeder, 1999).

Areniscas con estratificación horizontal (Sh)

Esta facies se compone de areniscas blanquecinas de granulometría mediana a gruesa, de buena selección y composición lítica-tobácea. Se exhiben como cuerpos tabulares de entre 10 cm y 20 cm de espesor, con estratificación horizontal fina a laminación (fig. 3.33). Es importante destacar que esta facies en ocasiones desarrolla deformación sinsedimentaria suave o profusa (fig. 3.33 y 3.34).

Interpretación

Depósitos de capa plana, de alto régimen de flujo (Leeder, 1999), originados por flujos de sedimentos de baja densidad, newtonianos y turbulentos (Dasgupta, 2003).

Areniscas con laminación ondulítica y laminación horizontal (Sr)

Se muestran como capas tabulares de entre 10 cm y 25 cm con límites difusos. Se componen de areniscas tobáceas finas a medias, de colores rojizos o blanquecinos, con buena selección. Interiormente se presentan con óndulas o laminación ondulítica (fig. 3.35), a menudo obliteradas por estructuras de deformación sinsedimentaria o por bioturbación. La bioturbación se encuentra conformada por tubos verticales rectos o curvos y tubos horizontales (fig. 3.36), rellenos de arenas de granulometría más gruesa.

Interpretación

Depósitos de formas de fondo de bajo régimen de flujo por migración de óndulas, originados por flujos de sedimentos de baja densidad, turbulentos, combinados o unidireccionales (Leeder, 1999).



Figura 3.30. Facies epiclásticas conformadas por areniscas gujarrosas con estratificación horizontal (SGh) y límites difusos formadas por la depositación de flujos hiperconcentrados arenosos.



Figura 3.31. Facies epiclásticas constituidas de areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) formadas por flujos diluidos que desarrollan formas de fondo 3D.



Figura 3.32. Facies epiclásticas de areniscas con estratificación entrecruzada planar (Sp) desarrolladas por la migración de formas de fondo 2D.



Figura 3.33. Arenas finas con estratificación de horizontal (Sh) formadas por flujos diluidos en condiciones de capa plana cercanas al alto régimen de flujo. También se muestra deformación sinsedimentaria a pequeña escala.



Figura 3.34. Deformación sinsedimentaria a gran escala desarrollada en las arenas que constituyen los tramos basales del Ciclo Cuyano en las nacientes del arroyo Carrán Curá, al N del paraje de Sañicó (véase mapa anexo).



Figura 3.35. Facies epiclásticas conformadas por areniscas finas con estratificación ondulftica (Sr).

Areniscas con estructuras monticulares (Shcs)

Yacen como capas tabulares de entre 10 cm a 20 cm de espesor constituidas por areniscas tobáceas blanquecinas, finas a muy finas y muy bien seleccionadas. Internamente presentan estructura monticular (*hummocky cross stratification*) (fig. 3.37) y en ocasiones pueden tener variaciones a facies estratificadas, pero con límites inferiores erosivos (fig. 3.38). Esta facies aparece localmente con las láminas entrecruzadas deformadas irregularmente, producto de deformación sinsedimentaria.

Interpretación

Depósitos de flujos de sedimentos de baja densidad combinados (oscilatorios + unidireccionales) con una componente débil de flujo unidireccional y alta tasa de agradación (Dumas y Arnott, 2006). Las variaciones con estructuras entrecruzadas de base erosiva que se intercalan con esta facies, indican baja tasa de agradación, probablemente relacionadas a posiciones más someras que las facies de Shcs (Dumas y Arnott, 2006).

Areniscas con gradación normal (Sn)

Se exhiben como areniscas líticas o tobáceas de colores castaños o blanquecinos, con granulometría variada y con buena a moderada selección. Yacen como cuerpos tabulares o lenticulares de bases irregulares erosivas, con espesores de entre 1,5 cm y 20 cm. Internamente se presentan con gradación normal, ocasionalmente presentan en su parte superior laminación fina o estructura ondulosa (fig. 3.39).

Interpretación

Depósitos marinos de corrientes de turbidez arenosas (Shanmugam, 2002) originados por flujos de sedimentos marinos de alta densidad turbulentos (Dasgupta, 2003).

3.2.4.3) Facies epiclásticas pelíticas

Pelitas laminadas (Pl(a))

Se constituye de arcilitas moradas a rojizas, limolitas y fangolitas grisáceas. Generalmente se muestran laminadas o masivas, en bancos de entre 5 cm y 30 cm de espesor (fig. 3.40). En ocasiones se pueden presentar con nódulos de hematita con tamaños menores a 1 cm. En ocasiones presentan restos de plantas fósiles, mientras que en el perfil PDA 3 (Anexo I y II), presentan briznas vegetales de colores oscuros de aproximadamente 1 cm.

Interpretación

Esta facies representa la decantación de materiales finos a partir de suspensiones. Las variaciones en su color, preservación de briznas vegetales y nódulos hematíticos, indican que éstos pueden haber sido el resultado de decantación de suspensiones subácueas con grados



Figura 3.36. Estructuras de bioturbación desarrolladas en las facies de areniscas finas con laminación ondulítica.

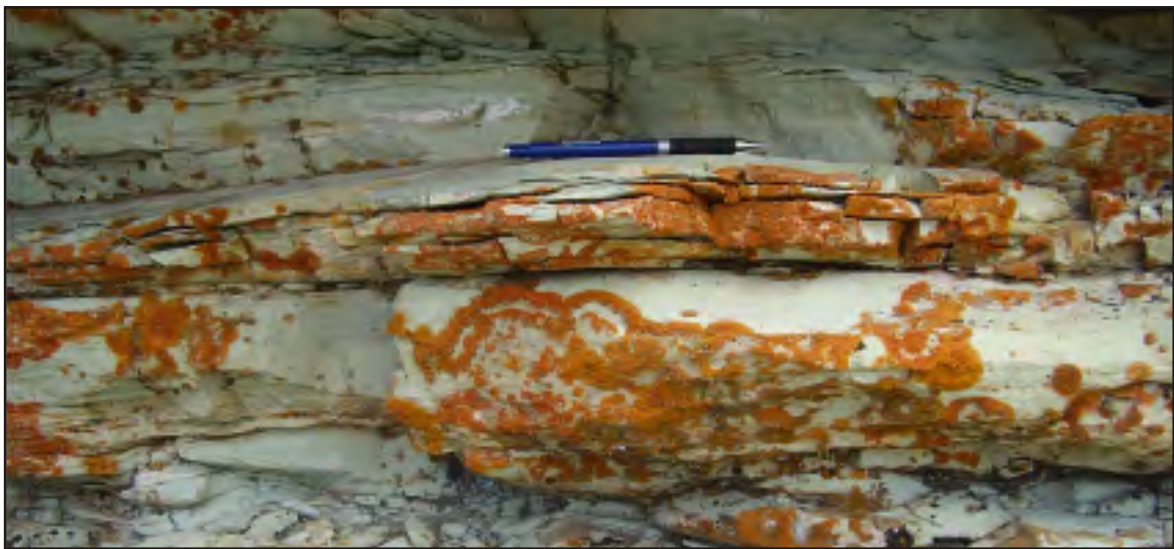


Figura 3.37. Facies epiclásticas de areniscas que desarrollan estructuras monticulares (Shcs) formadas por flujos oscilatorios-unidireccionales en condiciones de alto régimen de flujo.



Figura 3.38. Variaciones de las facies de arenas con estructuras monticulares que desarrollan base erosiva, relacionadas a condiciones de menor agradación en áreas más someras.



Figura 3.39. Facies epiclásticas constituidas por areniscas con gradación normal (Sn) y bases erosivas interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez submarinas.

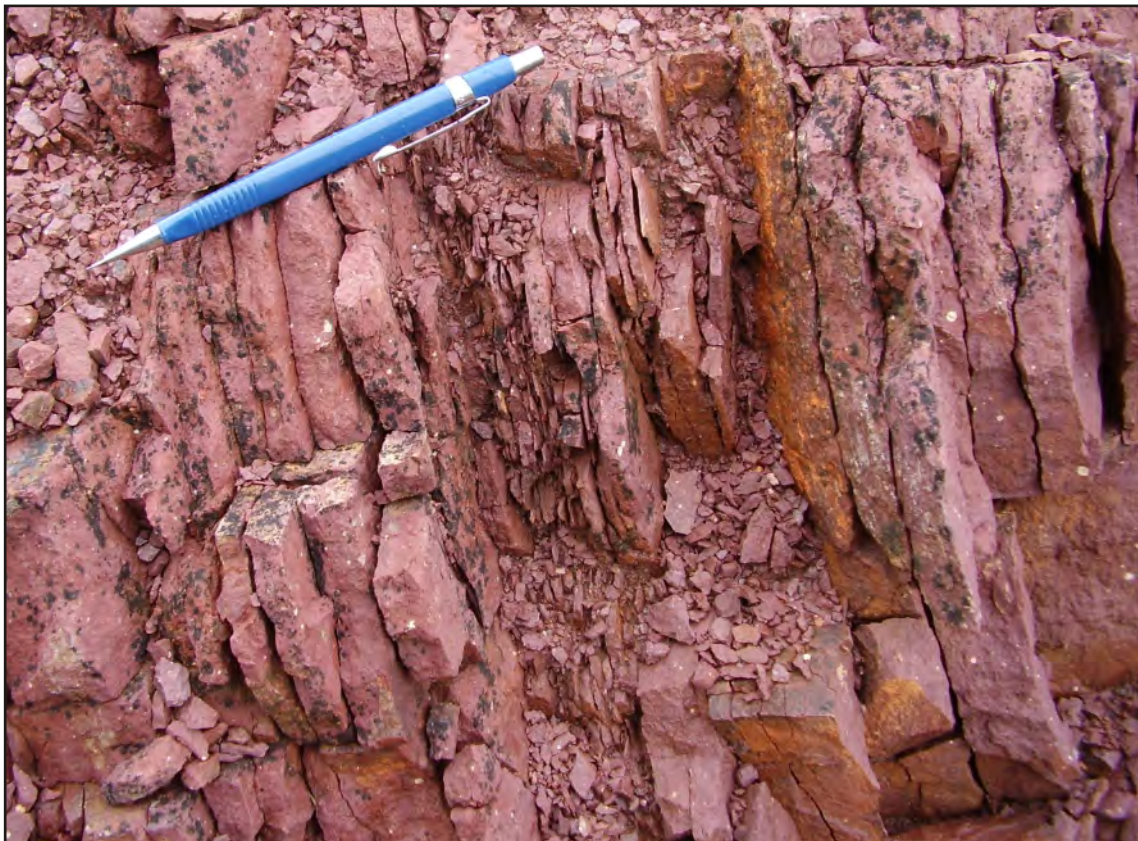


Figura 3.40. Facies epiclásticas conformadas por pelitas masivas o laminadas originadas por decantación en ambientes continentales (Pl(a)).

variables de oxigenación en un ambiente continental (Collinson, 2002; Blair y Mc Pherson, 2007).

Lutitas y limolitas laminadas o masivas (Pl (b))

Se presentan como lutitas negras o limolitas blanquecinas u ocráceas, en bancos tabulares de 10 cm a 60 cm de espesor (fig. 3.41). Internamente se muestran laminadas o masivas, con abundantes briznas vegetales, restos de hojas y restos de bivalvos y amonites.

Interpretación

Depósitos de decantación de materiales finos a partir de suspensiones en un ambiente marino de baja energía, con alta participación de material orgánico. Las facies de pelitas negras denotan bajo grado de oxigenación.

3.2.4.4) Facies carbonáticas

Grainstones (GR)

Se muestran como bancos amalgamados o tabulares de límites netos de entre 10 cm y 40 cm de espesor. Se presentan con estructura depositacional reconocible o no reconocible, producto de un reemplazo parcial o total por sílice (fig. 3.42). Cuando se pueden apreciar sus rasgos primarios, se observa una textura clasto sostén conformada de peloides, bioclastos bivalvos (fig. 3.42) y fragmentos calcáreos de una granulometría mediana a muy gruesa. Aisladamente presentan fragmentos calcáreos de hasta 3 cm de largo y litoclastos de rocas volcánicas intermedias y ácidas. En ocasiones, pueden observarse estructuras de estratificación horizontal y entrecruzada.

Interpretación

Depósitos de flujos traccionales originados por flujos de sedimentos de baja concentración, turbulentos, desarrollados en un ambiente con alta tasa de producción de fragmentos calcáreos esqueléticos y no esqueléticos (Tucker, 2001).

Mudstones laminados (MI)

Esta facies se constituyen de capas de *mudstones* de entre 10 cm y 20 cm de espesor, de colores grisáceos a negros. Se presentan parcial o totalmente silicificadas, donde generalmente es muy dificultoso observar sus características depositacionales primarias. Cuando éstas se aprecian, se observan finas láminas y una estratificación fina horizontal (fig. 3.43).

Interpretación

Depósitos de decantación en un ambiente de baja energía, con alta producción de fango carbonático y poco aporte clástico (Tucker, 2001).



Figura 3.41. Facies de pelitas negras laminadas (Pl(b)) con restos de vegetales y de invertebrados marinos, originadas por decantación costa afuera (*offshore*).



Figura 3.42. Facies carbonáticas conformadas por *grainstones* peloidales con estructuras tractivas (Gr).

Boundstones estromatolíticos (BE)

Esta facies se compone de calizas grisáceas, parcial o totalmente silicificadas, en cuerpos de entre 0,1 m y 1,5 m. Internamente se presentan laminares o conformando estructuras bulbosas (fig. 3.44) o columnares (fig. 3.45) de 10 cm a 35 cm de diámetro y de entre 20 cm y 60 cm de alto. Los bulbos y/o las columnas pueden poseer estructuras bandeadas o monticulares con tabiques internos de escalas milimétricas, o mostrarse interiormente masivos producto del reemplazo silíceo. Es importante destacar que se encontraron formas laminadas totalmente silicificadas intercaladas con bandas compuestas de sílice.

Interpretación

Formas de crecimiento algal desarrolladas en aguas someras con poco aporte clástico. Las formas tabulares y domosas, corresponderían a estromatolitos del tipo SH-C y LLH-C, mientras que las formas laminares, corresponderían a estromatolitos de tipo planar (Tucker, 2001).



Figura 3.43. Facies carbonáticas de *mudstones* masivos o laminados (MI) formadas por decantación en un medio con alta tasa de producción de carbonatos.



Figura 3.44. Facies de calizas constituidas de *boundstones* estromatrolíticos (BE) de forma bulbosa.



Figura 3.45. Facies de *boundstones* estromatrolíticos (BE) de forma columnar.

3.3) Análisis Microscópico

En el siguiente inciso se avanzará en la caracterización petrográfica de las litofacies definidas anteriormente. Es importante recalcar que salvo la organización de las microfacies dentro de categorías mayores (rocas volcánicas, piroclásticas, epiclásticas y carbonáticas -véase inciso 3.3.1-), en este apartado no se encontrará un correlato entre el análisis al microscopio y el análisis dinámico de de las litofacies. Generalmente los resultados aportados por el análisis microscópico no tienen injerencia en las interpretaciones hidrodinámicas de las facies. Los mismos apuntan a dilucidar la composición detrítica cualitativa y los procesos post-depositacionales, tratándose de las rocas sedimentarias, y la composición, los parámetros texturales cualitativos y los procesos pre-emplazamiento, sin-emplazamiento y post-emplazamiento, tratándose de rocas volcánicas y piroclásticas. Los resultados del análisis microscópico y litofacial serán las “piezas” utilizadas para ensamblar el “rompecabezas” que constituye el modelo de facies.

A continuación, a modo de resumen, se presentarán las microfacies diferenciadas en función de sus características composicionales, parámetros texturales y tipo/grado de alteración (fig. 3.46). Por último, es importante destacar que la interpretación de las microfacies volcánicas, piroclásticas, epiclásticas y carbonáticas se ha realizado mediante conceptos sistemáticos (Hagel, 1979; Ramdohr, 1980; Adams *et al.*, 1984; Stephen y Montanam, 1992; Mc Phie *et al.*, 1993; Askren *et al.*, 1997; Scasso y Limarino, 1997; McArthur *et al.*, 1998; Best y Christiansen, 2000; Tucker, 2001; Allen y Mc Phie, 2003; Gifkins *et al.*, 2004; Gifkins *et al.*, 2005; Quane y Russell, 2005; López y Bellos, 2007).

3.3.1) Análisis microscópico de las rocas volcánicas

Microfacies de rocas volcánicas andesíticas (RVA)

Se exhiben con texturas seriadas (fig. 3.47D), microporfíricas a porfíricas y/o glomeroporfíricas (fig. 3.47C), donde los cristales faneríticos (entre el 5 % y 30 %) se hallan inmersos en pastas con texturas pilotácicas, traquíticas, vítreas recristalizadas (fig. 3.47B) y minoritariamente intergranular con seudomorfos de olivinas (fig. 3.47E). En función de los feno/microfenocristales, se pueden diferenciar tres variedades: andesitas basálticas, andesitas piroxénicas y andesitas hornblendíferas. Las plagioclasas (An30-An44) se presentan con hábitos tabulares a cuadrangulares y formas subhedrales y anhedrales, con tamaños de entre 0,1 cm y 0,7 cm. Se muestran esqueletales, con textura cribada gruesa (*coarse sieve-texture*) o zonadas con núcleos parcialmente alterados. Los piroxenos se presentan como augita en prismas subhedrales a euhedrales, tamaños de entre 1,2 mm a 0,5 mm, generalmente libres de alteración.

	código	texturas/microestructuras	composición	alteración/diagénesis
Rocas volcánicas	RVA	porfírica, glomeroporfírica, vitrofírica plagioclasas límpidas o zonadas, cribadas o límpidas. Microestructuras de disolución y reemplazo, cristales fracturados por enfriamiento brusco	andesítica.	sericítica -clorítica, carbonática y potásica
	RVD	porfírica	dacítica	sericítica -clorítica
	RVR	porfírica y vitrofírica. Con venas silíceas como microestructuras	riodacítica	silicificación
Rocas piroclásticas	IgnSA	vítrica.	riolítica-dacítica	argílica, sericítica, potásica y carbonática
	IgnS	vítrica.	dacítica	silicificación
	IgnD	vítrica. Esferulitas y litofisas como microestructuras.	riolítica-dacítica.	desvitrificación a alta temperatura
	DFByC	microestructuras de disolución y reemplazo	andesítica.	soluciones hidrotermales que movilizan óxidos de hierro-ilmenita.
Rocas epiclásticas	REMA	clastos tangenciales flotantes o rectos	monomíctica andesítica	diagénesis temprana
	REMAjs	clastos tangenciales, flotantes o rectos. Microestructuras de disolución y reemplazo. Cristales con fracturación en rompecabezas	monomíctica andesítica	diagénesis temprana
	REMP	clastos tangenciales, flotantes o rectos	monomíctica piroclástica	diagénesis temprana
	REV	clastos tangenciales, flotantes o rectos	polimícticas de procedencia volcánica y silicoclástica	diagénesis temprana
	RES	clastos tangenciales, flotantes o rectos	silicoclástica	diagénesis temprana
Rocas carbonáticas	RCG	clastos flotantes	peloides, intraclastos y bioclastos	diagénesis temprana
	RCLM	laminación microbial. microestructura fenestral	carbonatos por segregación de microorganismos	diagénesis temprana
	RCM	microlaminación	fango carbonático	diagénesis temprana

Figura 3.46. Características de las microfacies definidas para este estudio.

En las variedades hornblendíferas, los cristales de hornblenda se exponen con tamaños de 0,3 a 0,6 mm, formas euhedrales a subhedrales, generalmente con bordes reabsorbidos y con reborde de opacos.

Respecto a la alteración, la microfacies andesíticas se encuentran con estados variables, desde incipiente a medio grado. Entre ellas se destacan la carbonatación, donde las plagioclasas están alteradas mayoritariamente a carbonatos de calcio (fig. 3.47H); la cloritización y sericitización, donde las plagioclasas son alteradas a sericitas y los mafitos a cloritas; y la alteración potásica donde las plagioclasas son reemplazadas por adularia esquelética. Respecto a las estructuras, se ha encontrado microestructura vesicular o amigdaloides (fig. 3.47G), donde las vesículas están rellenas de cloritas o carbonatos, estructuras de disolución (fig. 3.47F) y reemplazo generalmente a agregados de sílice criptocristalina, fracturas hidráulicas rellenas por carbonatos (fig. 3.47H), estructuras de disolución y fracturas producto del brusco enfriamiento (*quenching*) (fig. 3.47B).

Microfacies de rocas volcánicas dacíticas (RVD)

Se presentan con textura porfírica o seriada, masivas o con foliación por flujo. Se muestran con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita (fig. 3.48A) o con fenocristales de plagioclasa y hornblenda (fig. 3.48B). Los fenocristales se encuentran inmersos en una pasta afanítica constituida por un arreglo de cuarzo y feldespato que le confiere una textura felsítica, la cual varía desde microcristalina hasta criptocristalina. Los fenocristales de cuarzo se presentan euhedrales o subhedrales con bordes reabsorbidos y tamaños de entre 0,5 mm y 0,3 mm. Los fenocristales de plagioclasa se exhiben euhedrales con núcleos alterados y cribados (textura cribada gruesa y fina), con tamaños de entre 7 mm y 0,5 mm, límpidos o zonados. Las biotitas aparecen con tamaños de entre 0,5 mm y 0,3 mm y están alineadas con el elemento de fábrica planar cuando se trata de una foliación por flujo y los cristales de hornblenda se muestran con formas euhedrales y tamaños de hasta 1 cm. Los minerales accesorios que se hallan presentes son apatita, circón y minerales opacos. Es importante destacar que en ocasiones se ha encontrado una variedad de dacita hornblendífera con textura porfírica a seriada, constituida por abundantes fenocristales de plagioclasa y hornblenda que puede llegar a constituir hasta el 45 % del volumen de roca. Se expone con alteración sericítica-clorítica incipiente o con silicificación con grados desde medios a altos (fig. 3.48A).

Microfacies de rocas volcánicas riódacíticas (RVR)

Se presentan con textura porfírica, fenocristales poco abundantes (< 15 % en volumen de roca) de cuarzo, biotita, feldespato potásico y plagioclasa. Se hallan inmersos en una pasta afanítica constituida por microlitos de cuarzo y feldespato anhedrales que conforman una

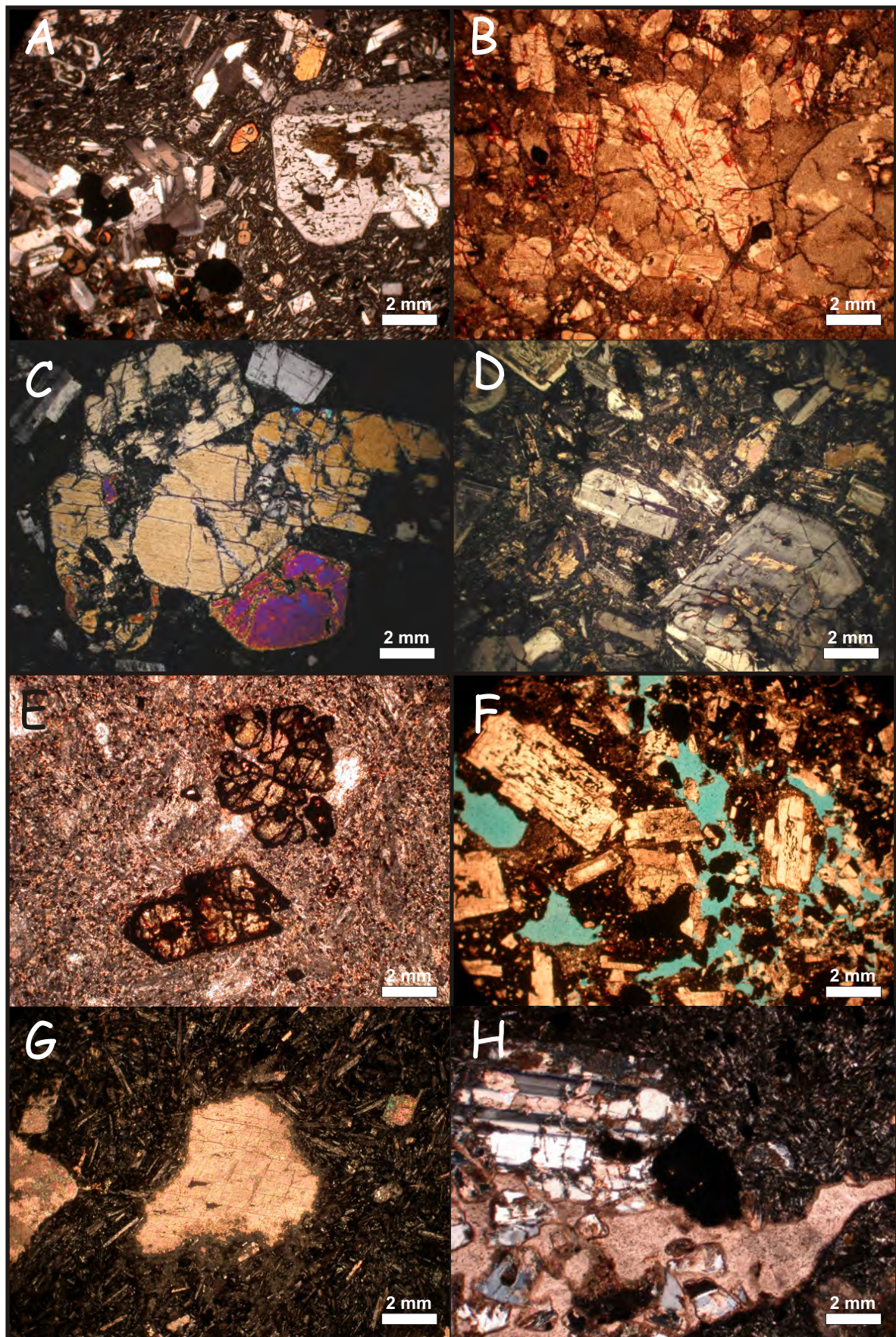


Figura 3.47. Características de las microfacies de rocas volcánicas andesíticas. A) Andesita horbléndica porfítica con pasta seriada. Presenta cumulatos dioríticos, fenocristales de Pg con textura cribada gruesa y cristales de Hbl con un reborde delgado de opacos. B) Andesita vitrofítica con fracturas producidas por el brusco enfriamiento. C) Andesita con fenocristales Cpx que constituyen una textura glomeroporfítica. D) Andesita con textura seriada y alteración clorítica-sericítica incipiente. E) Andesita basáltica con pasta intergranular y pseudomorfos de Ol. F) Andesita con estructura de disolución (azul = resina). G) Andesita con pasta pilotáxica y vesículas rellenas de carbonatos. H) Andesita con fracturación hidráulica rellena de carbonatos.

textura felsítica o por microlitos de cuarzo y feldespato con bordes lobados que forman una textura micropoiquilítica (vidrio recristalizado) (fig. 3.48C). Los fenocristales de cuarzo presentan tamaños de entre 3 mm y 0,5 mm, euhedrales con bordes reabsorbidos (fig. 3.48D) o subhedrales y anhedrales. Los fenocristales de plagioclasa y feldespato potásico se exhiben euhedrales o subhedrales, generalmente límpidos, con tamaños de entre 5 mm y 0,3 mm. Los cristales de biotita aparecen límpidos con tamaños de aproximadamente entre 1 mm y 0,5 mm. Esta facies aparece parcialmente o totalmente silicificada con venas y fracturas rellenas de agregados de sílice como estructuras y microestructuras asociadas (fig. 3.48C).

Consideraciones sobre las características de las microfacies volcánicas

En sentido amplio, las rocas volcánicas analizadas comprenden un rango composicional que se extiende desde andesitas basálticas a riolitas (andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas) (fig. 3.49). Las diferentes variedades de microfacies de andesitas (RVA), sugieren diferentes condiciones de composición, temperatura, presión y presión de fluidos. De tal forma, los pseudomorfos de olivinas en las andesitas basálticas, indican una fuente poco evolucionada, de composiciones más básicas y de mayor temperatura (Askren *et al.*, 1997). Por otro lado, las andesitas piroxénicas y andesitas hornbléndicas, indican diferentes condiciones de temperatura, presión de fluidos y presión de confinamiento, necesarias para estabilizar termodinámicamente los fenocristales de hornblenda o clinopiroxenos. Las microfacies de dacitas (RVD) y riolitas (RVR) presentan fenocristales de hornblenda y/o biotita. La presencia de fenocristales de hornblenda en las microfacies de andesitas y dacitas, indica composiciones hidratadas de los magmas, con concentraciones de agua mayores o iguales al 5 % en peso y presiones de confinamiento de 1 kb a 3 kb (entre 4 km y 10,5 km) (Best y Christiansen, 2000).

Como se pudo apreciar en los párrafos precedentes, a pesar de las variaciones composicionales, las rocas volcánicas generalmente presentan arreglos texturales similares. Por esta razón, las diferentes texturas serán evaluadas de manera conjunta, en función de sus trayectorias cinéticas y de cristalización (fig. 3.50), realizándose, en caso de ser necesario, la vinculación con las modas composicionales.

Las texturas porfíricas involucran dos estadios en la historia de enfriamiento del líquido magmático. Un estadio inicial, de lento enfriamiento, donde los cristales nucleados se encuentran en “dominios de enfriamiento plutónico”, creciendo y alcanzando el tamaño relativo para denominarse fenocristales. En estas condiciones, luego de la cristalización inicial, el magma experimenta un episodio de rápida pérdida de calor, debido a una intrusión somera o extrusión (fig. 3.50), generando una textura afanítica (pasta), la cual implica una alta tasa de nucleación de cristales respecto a la tasa de crecimiento, producto de una rápida disminución de la temperatura. Las variaciones cripto a microcristalinas y la existencia de cristales bien

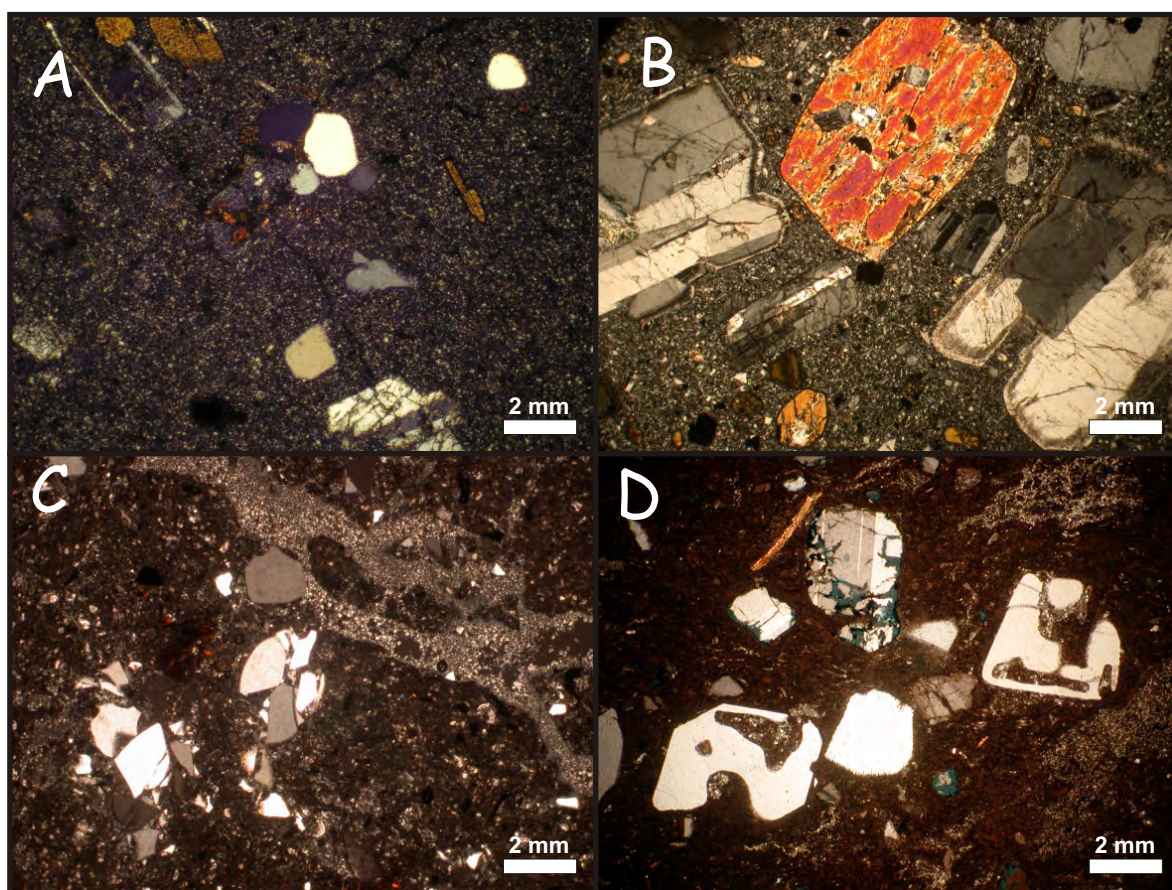


Figura 3.48. A) Microfacies dacíticas con fenos de Qtz y Pg inmersos en una pasta felsítica criptocristalina. B) microfacies dacítica constituida de fenocristales de Hbl límpidos y Pg con textura cribada fina, inmersos en una pasta felsítica microcristalina. C) Microfacies de riodacitas con fenocristales de Qtz y FK fracturados inmersos en un pasta micropoikilitica resultado de la recristalización del vidrio a alta temperatura. También se muestra venas rellenas de material silíceo. D) Microfacie riodacítica donde se aprecian fenocristales de Qtz engolfados, Pg fracturadas y cristales de Bt, inmersos en una pasta criptocristalina con silicificación penetrativa.

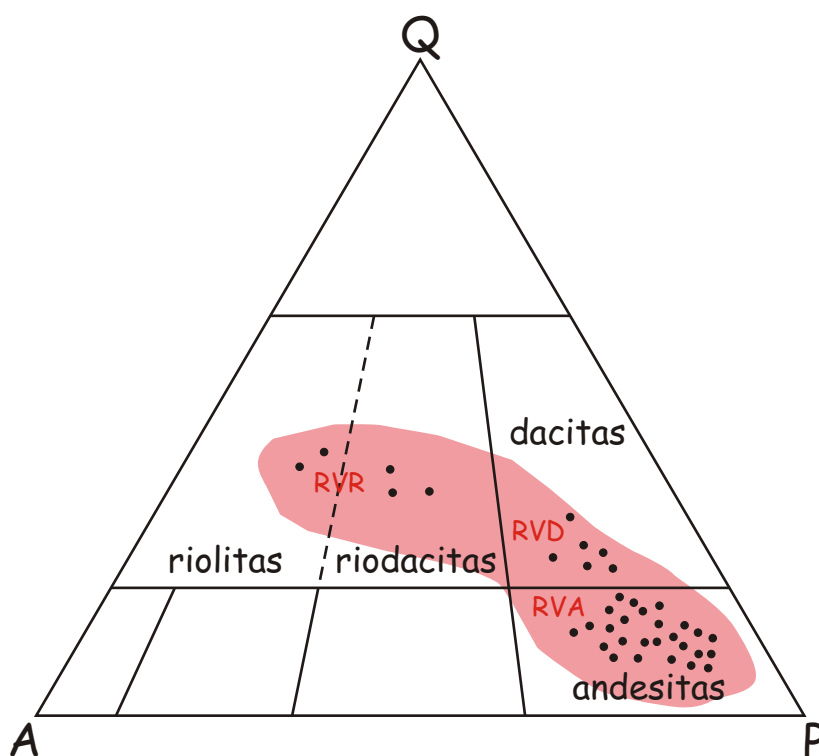


Figura 3.49. Diagrama de clasificación QAP' esquemático donde se muestra el rango composicional de las 37 muestras rocas volcánicas analizadas para el ciclo Precuyano. Q=Cuarzo, A= Feldespatos alcalinos y P= Plagioclasas (An 100-An05).

formados o esqueléticos en las pastas afaníticas, indican variaciones en la tasa de enfriamiento/sobreenfriamiento (Best y Christiansen, 2000). La textura vitrofírica es una variedad de textura porfírica, donde el segundo estadio de enfriamiento se produjo bruscamente sin posibilitar la nucleación de cristales, formando un líquido altamente viscoso, desordenado atómicamente, denominado vidrio. Asociadas a las texturas vitrofíricas, se han encontrado fenocristales fracturados producto del rápido enfriamiento (*quenching*) (Mc Phie *et al.*, 1993; Allen y Mc Phie, 2003). La textura glomeroporfírica es otra variación de textura porfírica, la cual implica que los fenocristales crecieron suspendidos en contactos unos con otros (Best y Christiansen, 2000). La textura seriada sugiere una tasa de enfriamiento gradual, evidenciada por la ausencia de un hiato en el tamaño de los cristales (Llambías, 2008). Esta textura sólo fue encontrada en las variedades de microfacies andesíticas (RVA).

Es importante destacar que, a su vez, los arreglos texturales vistos anteriormente pueden presentar otros indicadores texturales que otorgan información sobre las trayectorias de cristalización. La evaluación de ciertas texturas desarrolladas en una especie de cristal, pueden indicar desequilibrios termodinámicos relacionados a variaciones en las condiciones de temperatura, presión y composición. Aislado las variables primordiales del desequilibrio, de manera cualitativa, se puede realizar una inferencia sobre las trayectorias de cristalización ocurridas en el reservorio magmático (variaciones de temperatura, presión y composición) y sobre las variaciones en la trayectoria de cristalización ocurridas producto de la erupción y emplazamiento (variaciones de presión y temperatura). En las microfacies andesíticas, los cristales de plagioclasa con textura cribada y bordes reabsorbidos, se originan por rápida descompresión (fig. 3.50) con una pérdida mínima de calor (*coarse sieve-texture*) o por variaciones composicionales ocurridas en la cámara magmática (*fine sieve-texture*) (Stephen y Montana, 1992; Best y Christiansen, 2000). Las condiciones de descompresión pueden ser alcanzadas durante el ascenso del magma a gran velocidad. Estudios experimentales sugieren que la tasa de ascenso puede superar los 10 m/s (Stephen y Montana, 1992). En las microfacies de andesitas (RVA), los fenocristales de hornblenda que aparecen manteados por minerales opacos, se originan por una lenta desvolatilización, la cual disminuye la presión parcial de agua dentro del sistema, estabilizando fases anhidras. Estudios experimentales indican que las tasas de ascenso para desarrollar una lenta desvolatilización deben ser del orden de 15 metros por día a 50 metros por día (Best y Christiansen, 2000; Rutherford y Gardner, 2000). Por último, en las microfacies de dacíticas (RVD) y riodacitas (RVR), los fenocristales de cuarzo con bordes reabsorbidos también pueden ser atribuidos a descompresión.

Con respecto a la alteración, en las microfacies andesíticas y de andesitas basálticas no se desarrolla de manera penetrativa. Exceptuando las zonas de fracturas, donde se pueden presentar de manera avanzada, los grados de alteración van desde débiles a moderados (Gifkins

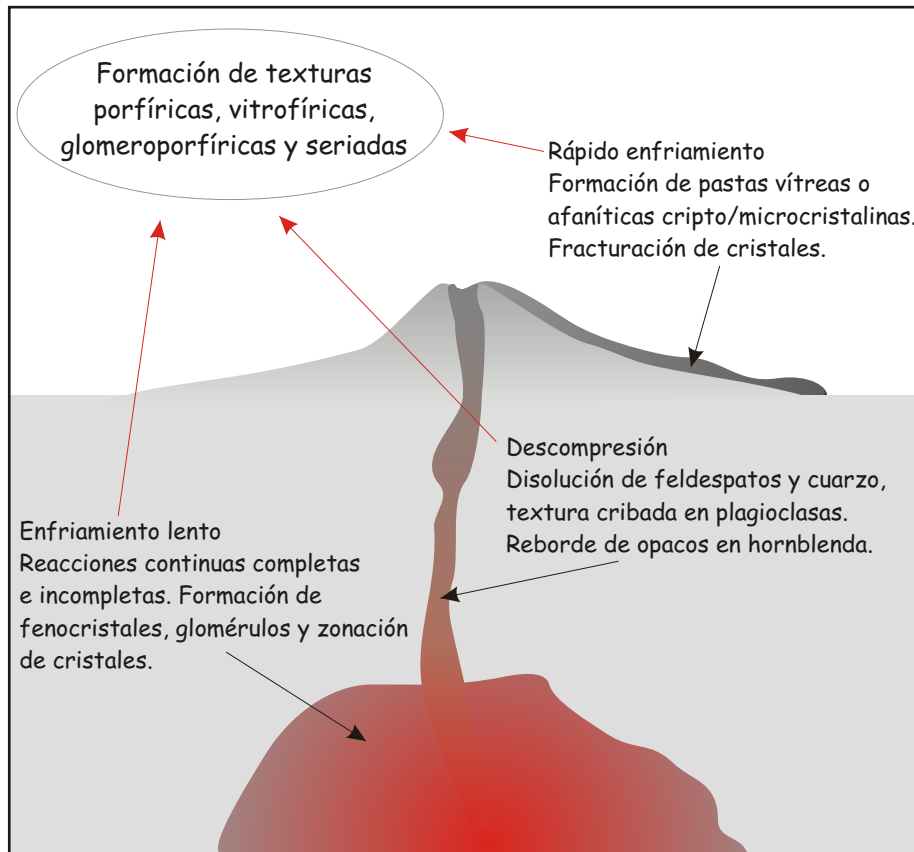


Figura 3.50. Gráfica conceptual donde se muestran los diferentes parámetros y atributos texturales en función de la trayectoria de cristalización.

et al., 2005), destacándose la alteración clorítica-sericítica y encontrándose de manera saltuaria la alteración potásica y carbonática. Vinculadas a algunas microfacies andesíticas, se han observado vesículas y amígdalas, que se originan por la nucleación, crecimiento e implosión de burbujas producto de la descompresión (López y Bellos, 2007). Las microfacies dacíticas generalmente presentan una alteración clorítica-sericítica incipiente y minoritariamente muestran grados variables de silicificación. En las microfacies de riodacitas, se han encontrado en diferentes sectores una silicificación penetrativa y avanzada, asociada con venas de sílice. Relacionadas a ésta, se hallaron texturas de disolución y de disolución y reemplazo que indican la circulación de fluidos en desequilibrio termodinámico.

3.3.2) Análisis microscópico de las rocas piroclásticas

Microfacies de ignimbritas (Ign)

Las ignimbritas poseen mayoritariamente composiciones riolíticas-dacíticas y minoritariamente andesíticas. Se presentan con texturas vítricas y ocasionalmente cristaloclásticas y litoclásticas. Las ignimbritas vítricas se caracterizan por vitroclastos pumíceos con tamaños de 2 mm a 15 mm, internamente se exhiben con textura no reconocible, con tubos de escape de gases paralelos o con vesículas redondeadas. Cuando son preservadas sus características primarias, se puede observar que la matriz está constituida por un agregado de trizas vítreas. Generalmente se presentan cuspidadas y minoritariamente pumíceas y en plato, con tamaños de 3 mm a 0,5 mm, dispuestas de manera aislada, con contactos de tipo flotante, juntas, con ausencia de deformación o en contacto, con deformación parcial. Por su parte, los cristaloclastos se encuentran entre el 5 % y 25 %, están constituidos de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Los cristaloclastos de cuarzo se exhiben con tamaños de 0,2 mm a 4 mm, formas desde euhedrales a anhedrales, bordes límpidos o reabsorbidos y en ocasiones con microfracturas. Los cristales de plagioclasa y feldespato potásico se encuentran con tamaños de entre 10 mm y 2 mm anhedrales y subhedrales. Minoritariamente se encuentran cristaloclastos de biotita con tamaños de entre 0,1 mm y 4 mm. Los litoclastos se exponen con cantidades de entre el 5 % y el 30 % y se componen de rocas volcánicas riolíticas y andesíticas, rocas correspondientes al basamento ígneo-metamórfico, y minoritariamente de rocas sedimentarias. En función del grado y tipo de alteración se dividió a las microfacies de ignimbritas en tres diferentes grupos:

a) Microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA)

Se trata de ignimbritas con pómez deformados o redondeados reemplazados por agregados de sericita, óxidos de hierro y arcilla (fig. 3.51A). Sus bordes en ocasiones no se encuentran bien definidos, irradiándose agregados de sericita hacia la matriz. La matriz carece

de textura vitroclástica primaria, habiendo sido ésta totalmente obliterada por un agregado microcristalino de sericita, cuarzo, óxidos de hierro, clorita, arcilla y minoritariamente carbonato de calcio. En esta facies, los cristaloclastos de feldespato son parcial o totalmente alterados a sericita, carbonatos y adularia esquelética.

b) Microfacies de ignimbritas con alteración silícea (IgnS)

Se observan totalmente silicificadas, los pómez y las trizas vítreas se muestran mayoritariamente no deformadas, flotantes o en contacto, y minoritariamente se encuentran los pómez deformados y las trizas deformadas y en contacto. Los vitroclastos son totalmente reemplazados por agregados de sílice cripto/microcristalina, en ocasiones teñidos por óxidos de hierro (fig. 3.51B y C). Es importante remarcar que cuando la alteración es avanzada, las texturas vitroclásticas primarias comienzan a ser obliteradas (fig. 3.51D). Asociadas a estas microfacies se encontraron estructuras de escape de gases, las cuales se manifiestan por la concentración de cristaloclastos y litoclastos y la elutriación de finos (fig. 3.51E).

c) Microfacies de ignimbritas desvitrificadas (IgnD)

Se presentan con los pómez constituyendo fiammes y trizas parcialmente deformadas, aunque todavía conservan porosidad (fig. 3.51F). Los vitroclastos son desvitrificados a una textura de cuarzo y feldespato microcristalino en mosaico o a una textura micropoikilítica, en la cual un agregado de cuarzo y feldespato oblitera las texturas primarias de la matriz. En los casos donde se encontró una textura micropoikilítica obliterando todas las texturas primarias de la matriz, de manera aislada, se observaron esferulitas y litofisas de 0,5 mm a 1,5 mm de diámetro (fig. 3.51G y H).

Microfacies de depósitos de flujos de bloques y cenizas (DFByC)

Se componen de litoclastos monocomposicionales andesíticos de formas subangulosas y subredondeadas, con texturas porfírica, microporfírica y glomeroporfírica, constituidas de cristales de plagioclasa y clinopiroxenos, inmersos en una pasta vítrea o criptocristalina, formada por cristalitos de plagioclasas (fig. 3.52A y B). Los litoclastos pueden desarrollar una profusa textura vesicular, conformada por vesículas redondeadas. Los cristaloclastos son mayoritariamente de plagioclasas angulosas y subangulosas, límpidas o con texturas cribadas. En ocasiones se encontraron los contactos de los clastos con estructuras de disolución y de disolución y relleno por agregados de argilominerales u opacos. Es importante destacar que los minerales opacos también aparecen en la pasta de muchos litoclastos como cristales bien formados. Su análisis calcográfico reveló que se componen de magnetita y hematita. La magnetita conforma cristales bien formados dentro de los clastos y del relleno de cavidades; en ambos casos se muestra con reflexión moderada, color gris claro a blanquecino y exhibe laminillas de desmezcla de ilmenita rosada que se disponen en orientaciones preferenciales (fig.

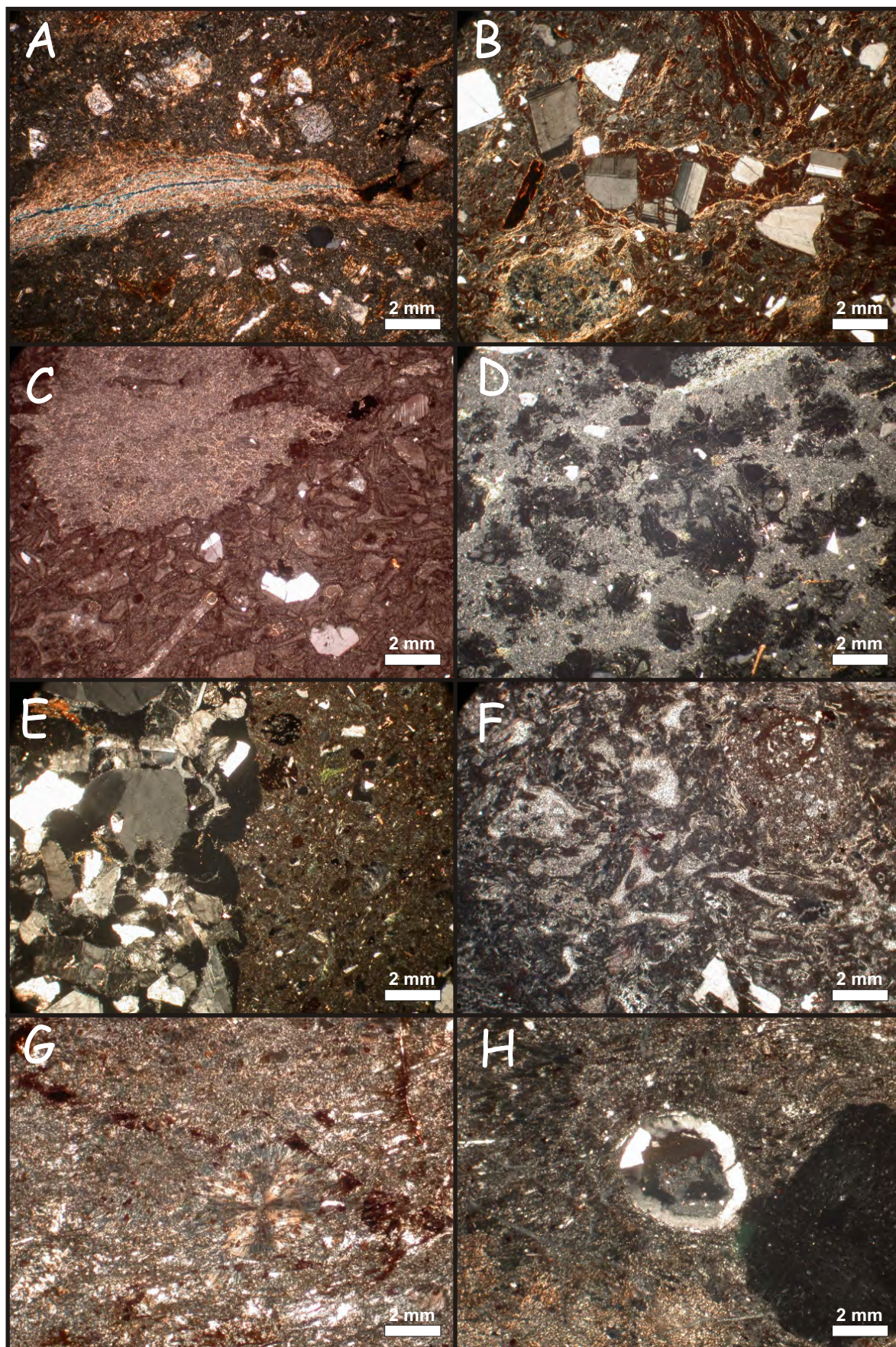


Figura 3.51. A) Microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA) donde las texturas primarias de la matriz se encuentran totalmente obliteradas. B, C, D y E) Diferentes grados de alteración por cristalización en fase vapor: B) moderada, C) Fuerte y D) penetrativa, comenzando a obliterar las texturas primarias. E) Corte efectuado sobre un *pipe* de elutriación donde se aprecia la concentración de los "gruesos". F, G y H) Microfacies de ignimbritas desvitrificadas a alta temperatura (IgnD): F) trizas parcialmente deformadas recrystallizadas a agregados de cuarzo microcristalino, se encuentran inmersas en una matriz con textura micropoikilitica, G) esferulitas aisladas dentro en una textura micropoikilitica, y H) desarrollo de litofisas aisladas.

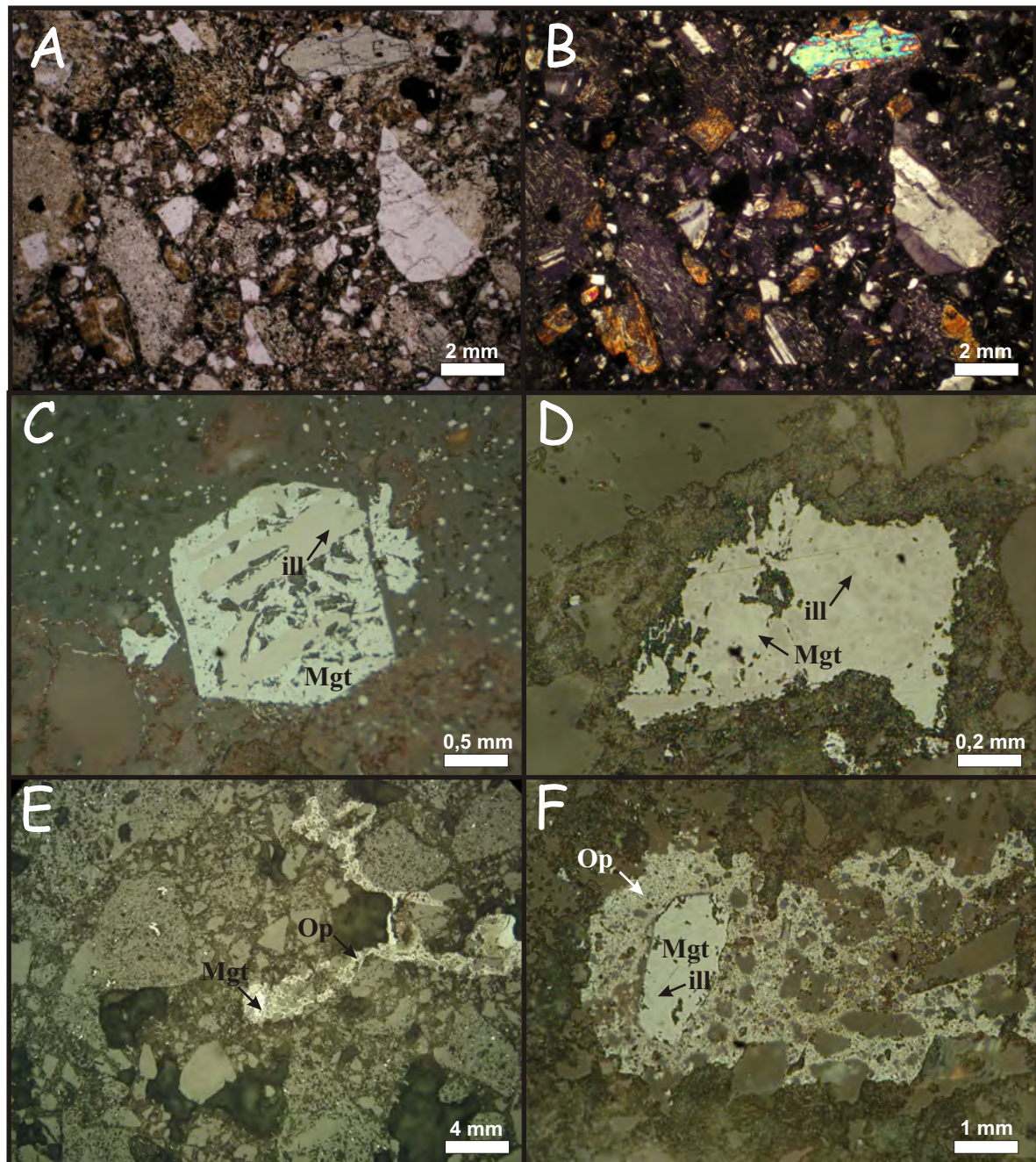


Figura 5.52. A y B) Petrografía de microfácies de depósitos de flujos de bloques y ceniza. Se puede apreciar la característica monomíctica de los materiales juveniles, con texturas vítreas o criptocristalinas y con similitud textural. C, D, E y F) Calcografía de microfácies de depósitos de flujos de bloques y ceniza: Mgt = magnetita, ill = ilmenita. C) Cristales bien formados de Mgt con desmezcla a ill. D) Se exhibe el relleno de una cavidad por Mgt con desmezcla a ilmenita. E y F) Se muestra cómo los cristales primarios de Mgt con desmezcla a ilmenita son disueltos, generándose soluciones que rellenan los espacios primarios y secundarios.

3.52C y D). La hematita se presenta como relleno de espacios porosos primarios en las vecindades de los cristales de magnetita, con reflexión moderada, de colores blanquecinos a castaño claro (fig. 3.52E y F).

Consideraciones sobre las características de las microfacies piroclásticas

Las ignimbritas en estudio corresponden a ignimbritas texturalmente vítreas, de composiciones mayoritariamente riolíticas-dacíticas y minoritariamente andesíticas. Las microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA), presentan una alteración penetrativa, de moderada a fuerte (*sensu Gifkins et al., 2005*). Los pómez en las microfacies IgnSA constituyen *pseudofiammes* inmersos en una matriz constituida por agregados de arcillas, sericita y óxidos de hierro (fig. 3.51A). Las texturas vitroclásticas primarias fueron totalmente reemplazadas y los cristaloclastos de feldespatos son parcial o totalmente alterados a sericita, carbonato de calcio o adularia esquelética. El origen de la alteración sericítica y argílica puede deberse a una alteración diagenética o hidrotermal, a menudo inseparables y/o sobreimpuestas en terrenos volcánicos (*Mc Phie et al., 1993*). Otras evidencias de alteración diagenética se observan en la distribución de los filosilicatos que reemplazan a los pómez, los cuales sobrepasan sus límites alineándose perpendicularmente a la máxima dirección de deformación por compactación (*Mc Phie et al., 1993; Gifkins et al., 2004; Gifkins et al., 2005*). La presencia de adularia sugiere intervención de soluciones de origen hidrotermal o deutérico. Referente al grado de soldamiento, estas ignimbritas se originaron por debajo de la temperatura de transición del vidrio, preservándose con bajo grado de soldamiento, estado vítreo y gran porosidad. Posteriormente fueron afectadas por fluidos diagenéticos/hidrotermales que borraron todas las características primarias de la matriz (fig. 3.54).

Las microfacies de ingnimbritas silicificadas (IgnS), se presentan con los vitroclastos totalmente reemplazados a un agregado cripto/microcristalino de sílice (fig. 3.51 B, C y D). Estas características sugieren una alteración por cristalización en fase vapor, resultado de la percolación de gases calientes a través de las mismas. Las aguas pueden ser aportadas por los gases atrapados en los vitroclastos, aguas subterráneas y/o por la desvitrificación (*Cas y Wright, 1987; Wilson, 1993; Mc Phie et al., 1993*). La cristalización en fase vapor se desarrolla sin alterar las características físicas morfométricas de los vitroclastos (*Streck y Grunder, 1995*). Por esta razón, no sólo es posible discernir entre ignimbritas soldadas y no soldadas, sino también definir el grado de soldamiento de las mismas. En la mayoría de los casos, se trata de ignimbritas incipiente o parcialmente soldadas (*Smith, 1960*), de grados II/III de soldamiento (*sensu Quane y Russel, 2005*), donde las trizas aparecen cuspidas, flotantes o en contacto (fig. 3.53A). Ocasionalmente se encontraron ignimbritas alteradas por cristalización en fase vapor con pómez colapsados y trizas deformadas que corresponderían a ignimbritas densamente

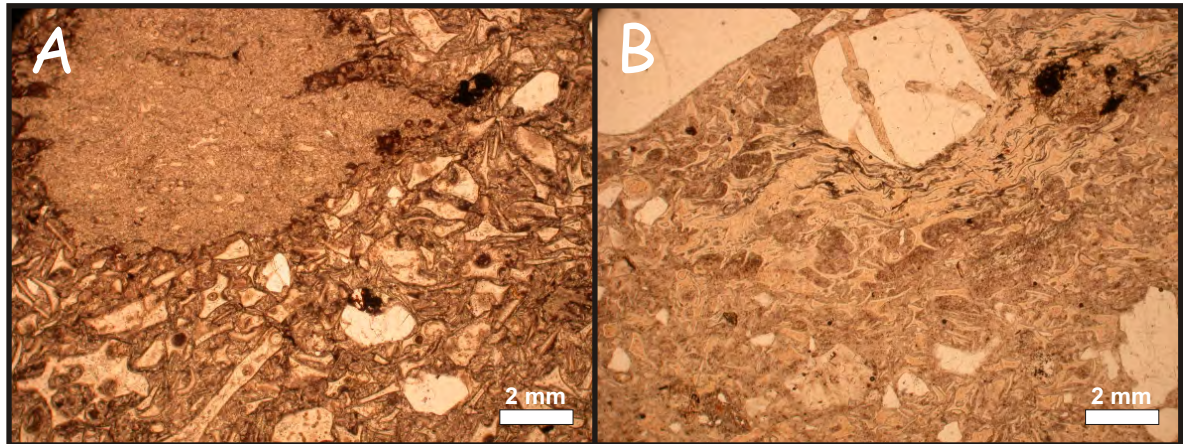


Figura 3.53. Microfotografías que muestran los grados extremos de soldamiento que fueron encontrados dentro del Ciclo Precuyano. A) Ignimbritas con grado de soldamiento incipiente o porcialmente soldadas. B) Ignimbritas densamente soldadas.

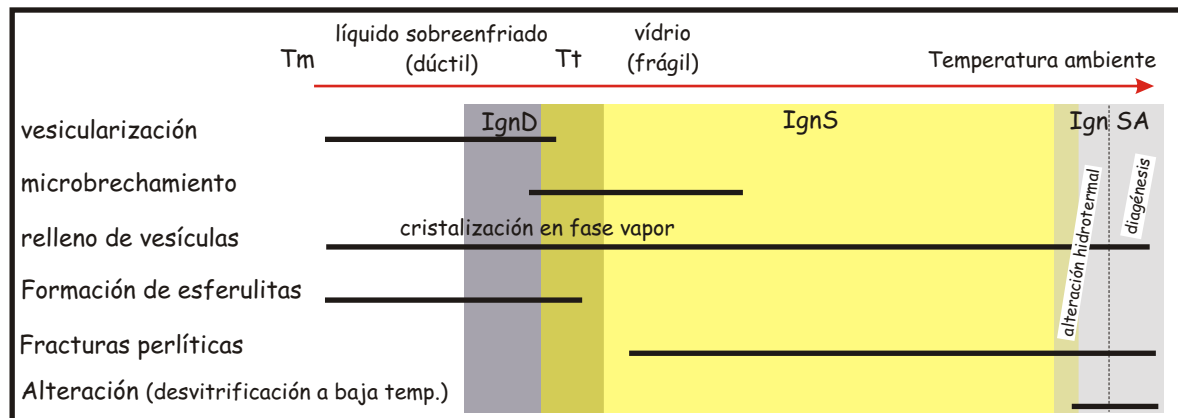


Figura 3.54. Relación entre las microestructuras encontradas en los depósitos piroclásticos y la temperatura . T_m = temperatura del magma, T_t = temperatura de transición del vidrio (Modificado de McArthur, *et al.*, 1998). Los colores representan las diferentes variedades de microfacies piroclásticas identificadas para el Ciclo Precuyano.

soldadas (Smith, 1960), de grado IV/V (*sensu* Quane y Russel, 2005), originadas por arriba de la temperatura de transición del vidrio (fig. 3.54) (Mc Arthur *et al.*, 1998).

Las microfacies de ignimbritas desvitrificadas (Ign D), presentan pómez y trizas deformadas recristalizadas y grados variables de obliteración producto de una textura micropoikilítica, con esferulitas y litofisas aisladas. Estos atributos indican: a) la temperatura de emplazamiento fue mayor o cercana a la temperatura de transición del vidrio, b) la tasa de enfriamiento fue rápida, pero lo suficientemente lenta como para permitir el desarrollo de esferulitas y textura micropoikilítica (fig. 3.54) (Mc Arthur *et al.*, 1998) -estado esferulítico en transición al estado vítreo, *sensu* Lofgren, 1971-, y c) un alto contenido de volátiles permitiendo el desarrollo de litofisas. En lo que concierne al grado de soldamiento, se pueden clasificar como densamente soldadas (fig. 3.53B) (Smith, 1960) o de grado IV/V (*sensu* Quane y Russel, 2005).

El análisis petrográfico de los depósitos de flujos de bloques y cenizas, sugiere que los mismos se originaron a partir del colapso de domos o coladas de composición andesítica (Cas y Wright, 1987). El material juvenil de estos depósitos está constituido íntegramente por litoclastos andesíticos y cristaloclastos de plagioclasas. La ausencia de material pumíceo y el grado bajo de vesicularización de los materiales juveniles, indica un colapso de tipo gravitatorio (Cas y Wright, 1987; Mc Phie *et al.*, 1993). Con respecto a la alteración y a las microestructuras, las estructuras de disolución y relleno por magnetita con desmezcla a ilmenita, se generan a temperaturas de entre 400 °C y 600 °C (Hagel, 1979; Ramdohr, 1980), sugiriendo el accionar de soluciones deutéricas o hidrotermales.

3.3.3) Análisis microscópico de las rocas epiclásticas

Microfacies de rocas epiclásticas monomíticas andesíticas con fracturas en rompecabezas (REMAjs)

Se conforman por una mezcla de litoclastos de lavas de composición andesítica, presentándose con homogeneidad textural o con diferentes texturas (ej. traquíticas, pilotácicas, intergranular, seriadas y vítricas) y grados de alteración. Asimismo presentan cristaloclastos de plagioclasas y de manera excepcional cristaloclastos de piroxenos y vitroclastos blocosos (fig. 3.55). Los litoclastos constituyen entre un 60 % y 80 % de la roca, presentan un tamaño variado y formas mayormente angulosas y subangulosas. Internamente muestran micro/fenocristales de plagioclasas y clinopiroxenos inmersos en una pasta afanítica, generalmente traquítica o pilotácica. Con respecto a las microestructuras, se observan principalmente cristaloclastos y secundariamente litoclastos fragmentados y dispersos con grados variables hacia la matriz. En

un caso incipiente de fragmentación, los cristales presentan estructuras en rompecabezas, exhibiendo ángulos de extinción similares bajo nicoles cruzados. Esto sugiere que los cristales experimentaron una débil deformación en forma de rotación de cuerpo rígido durante su dispersión (fig. 3.56A). Cuando la fragmentación se desarrolla con mayor eficiencia, los neoclastos comienzan a separarse más y a ser menos frecuente la estructura en rompecabezas, aunque se divisa que los fragmentos se corresponden unos con otros (fig. 3.56B y C). En un caso extremo de fragmentación, la microestructura en rompecabezas se observa escasamente desarrollada y los clastos muestran contactos de tipo flotante a tangencial, con espacios interclásticos vacíos o rellenos con cementos constituidos de minerales opacos o material arcilloso (fig. 3.56D). Es importante destacar que se han encontrado evidencias de estructuras de disolución y de disolución y relleno en los contactos entre los clastos (fig. 3.57).

Microfacies de rocas epiclásticas monomíticas andesíticas (REMA)

Los componentes principales de estas microfacies son litoclastos de rocas volcánicas de composición andesítica y cristaloclastos de plagioclasas y clinopiroxenos. Estas microfacies comparten las mismas características composicionales que las microfacies REMAjs (descriptas en el párrafo anterior). A diferencia de ellas, los clastos exhiben morfologías subredondeadas y subangulosas, con contactos tangenciales y levemente rectos (fig. 3.58). El espacio interclástico se encuentra ocluido por cementos argílicos, constituidos por agregados de illita/esmectita y de clorita/esmectita (fig. 3.58).

Microfacies de rocas epiclásticas monomíticas de composición piroclástica (REMP)

Se componen de litoclastos de ignimbritas con grados variables de alteración, cristaloclastos de cuarzo con bordes netos o reabsorbidos y feldespatos límpidos o alterados (fig. 3.59A). Los clastos se presentan angulosos, subangulosos y subredondeados, con contactos tangenciales o flotantes, presentándose el espacio interclástico parcial o totalmente ocluido por cementación argílica, ferruginosa o silícea.

Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia volcánica (REV)

Los componentes principales son litoclastos de rocas volcánicas y piroclásticas y cristaloclastos. En general los clastos se presentan con morfologías subredondeadas y subangulosas, con contactos tangenciales y levemente rectos. El espacio interclástico se encuentra ocluido o parcialmente ocluido por diferentes tipos de cementos. Entre ellos se pueden mencionar: agregados de arcillas, agregados de óxidos de hierro, carbonato de calcio (poiquiestparítico) y agregados de sílice criptocristalina. Los volcaniclastos de esta facies están constituidos por andesitas, dacitas e ignimbritas, con grados variables de abundancia. Los

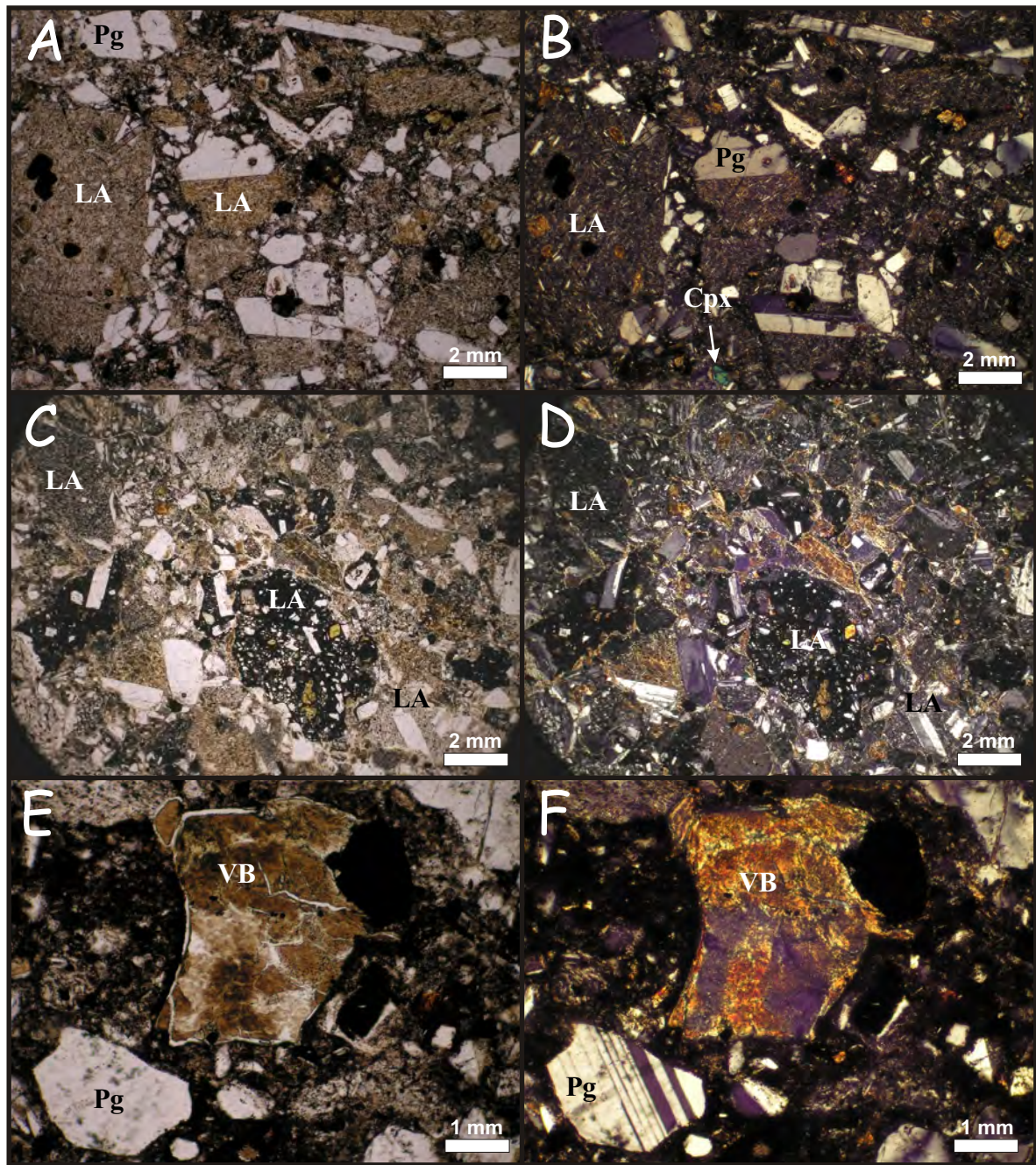


Figura 3.55. Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas con fracturas en rompecabezas (REMAjs). A y B) Se muestra la matriz monomíctica con homogeneidad textural. (LA = litoclastos andesíticos, Pg = cristaloclastos de plagioclasas y Cpx cristaloclastos de clinopiroxenos). C y D) Se exhibe la matriz monomíctica con litoclastos de diferentes texturas y alteraciones. E y F) Se muestran vitroclastos blocosos (VB) encontrados de manera escasa en estas microfacies.

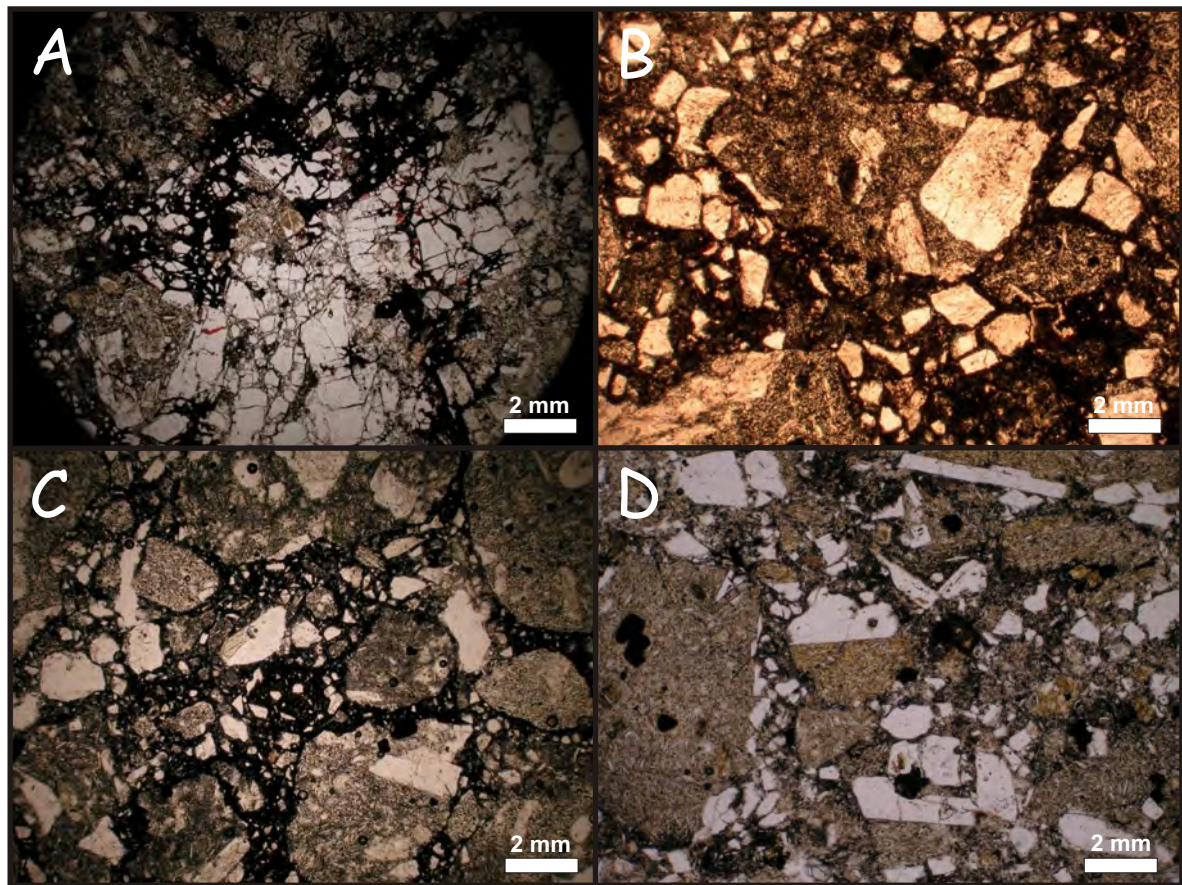


Figura 3.56. Grados variables de fragmentación sedimentaria encontrada en las microfácies de rocas epiclásticas monomíticas andesíticas con estructura en rompecabezas. A) Microestructuras en rompecabezas bien desarrollada, donde los clastos muestran movimiento incipiente. B y C) Se muestra un estado más avanzado de fragmentación, en donde los neoclastos comienzan a separarse más y donde la estructura en rompecabezas es menos frecuente. D) Caso extremo de fragmentación donde la estructura en rompecabezas se presenta escasamente desarrollada.

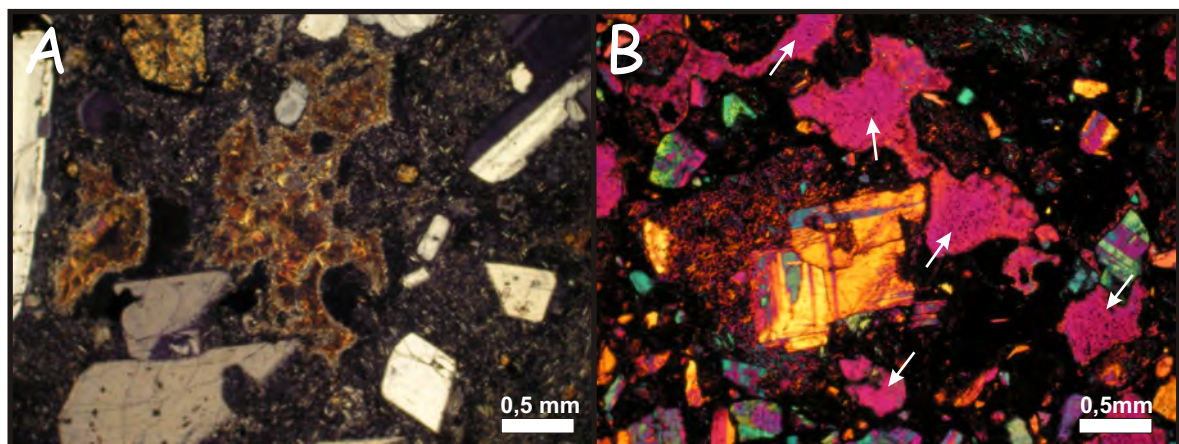


Figura 3.57. Estructuras de disolución y relleno en las microfácies de rocas epiclásticas monomíticas andesíticas con fracturas en rompecabezas (REMAjs). A) Disolución y relleno de material arcilloso. B) Disolución y generación de espacios vacíos.

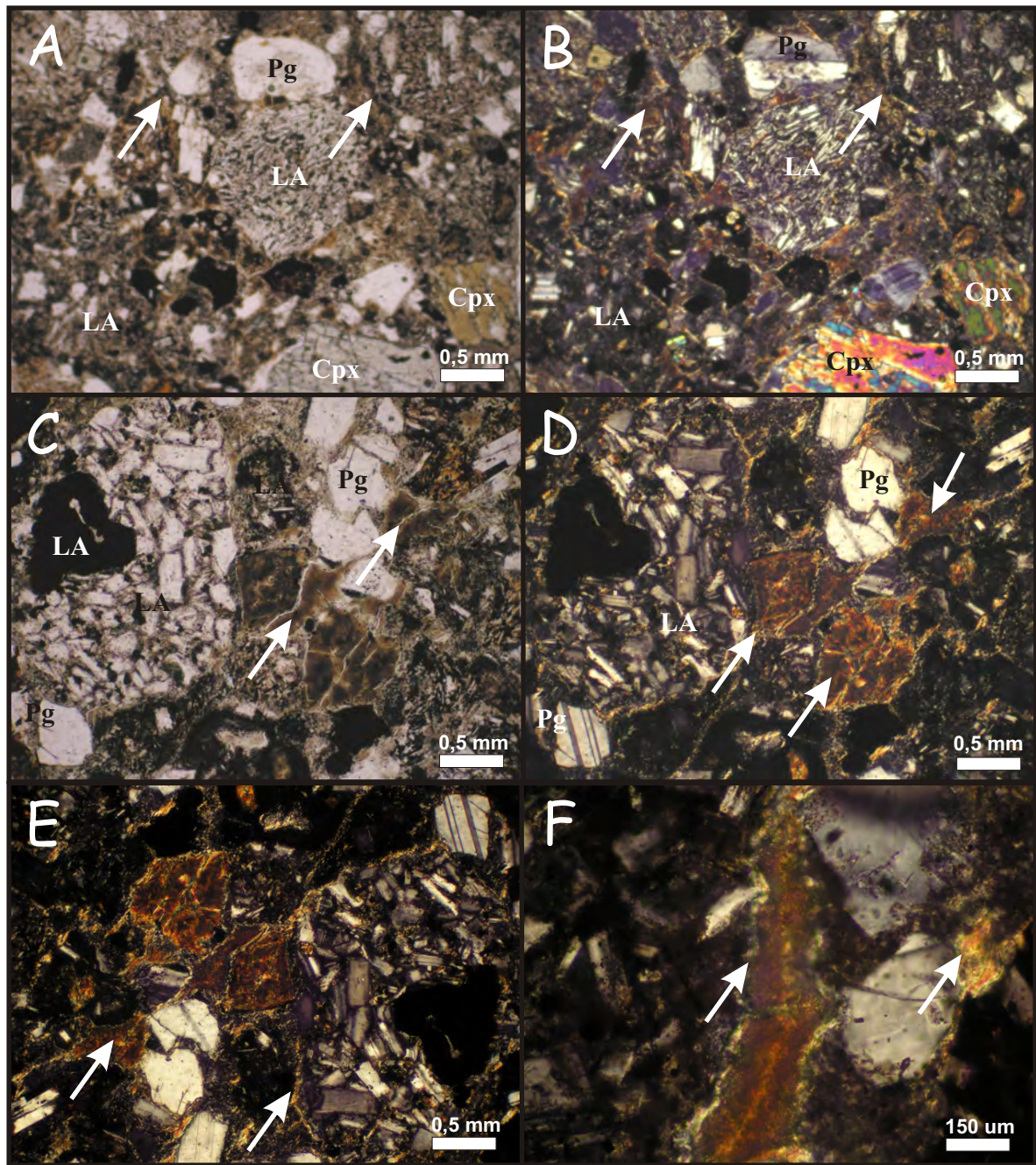


Figura 3.58. Microfacies de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas (REMA). A, B, C y D) Se muestran los líticos volcánicos de composición principalmente andesítica (LA), los cristaloclastos de clinopiroxenos (Cpx) y de plagioclasas (Pg). E y F) Detalle del cemento de las microfacies REMA. Con flechas se marca el cemento argílico que rellena el espacio interclástico.

crystaloclastos frecuentes son cuarzo y feldespatos, encontrándose aisladamente, cuando los litoclastos de andesitas son abundantes, crystaloclastos de clinopiroxenos. Esta facies puede tener participación de fragmentos de rocas provenientes del basamento ígneo-metamórfico, con abundancias de entre el 5 % y 30 %, conformados por cuarzo policristalino y litoclastos de esquistos, granitos y ortogneises (fig. 3.59B). Es importante destacar que en la columna RA 1, en los depósitos basales del Ciclo Cuyano, se han encontrado abundantes restos de valvas y fragmentos de calizas acompañando a los volcánoclastos (fig. 3.59C).

Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia silicoclásticas (RES)

Representan a un grupo de rocas escasamente desarrollado en el área de estudio. Corresponden a areniscas y conglomerados finos que infrayacen a unidades piroclásticas al sur de la localidad de Piedra del Águila. Se componen de clastos angulosos y subangulosos entre los que predominan el cuarzo y el feldespato potásico (fig. 3.59D). El cuarzo se presenta en granos monocristalinos o policristalinos. El feldespato es predominantemente potásico, con grados variables de alteración. Entre los componentes clásticos accesorios de las areniscas se destaca la presencia de muscovita en forma de clastos fuertemente deformados por efectos de compactación física. Esta facies muestra, en general, discreta proporción de matriz arcillosa, estando cementada por incipiente crecimiento de cuarzo y abundante calcita de hábito grano y poiquiesparítico.

Consideraciones sobre las características de las rocas epiclásticas

A grandes rasgos, las características texturales primarias que dominan en las rocas epiclásticas analizadas, son litoclastos y crystaloclastos de procedencia volcánica con morfologías subredondeadas a subangulosas. Para su análisis se han organizado las microfacies de las rocas epiclásticas en función de sus características composicionales. El resultado permitió realizar algunas consideraciones sobre el origen y acotar aun más la procedencia de las diferentes microfacies. De esta manera, se han reconocido microfacies que poseen texturas monomíticas andesíticas y un grado de fragmentación incipiente, con un rango variado de texturas en rompecabezas (*REMAjs*). Estas texturas sugieren una vinculación directa con cuerpos volcánicos de tales composiciones, en donde la mezcla de litoclastos fue entre clastos de la misma composición, pero con diferentes texturas y grados de alteración. Con respecto a los diferentes grados de microestructuras en rompecabezas, éstas indican un tipo de transporte por flujos que provocan fragmentación y dilatación (Schneider y Fisher, 1998; Reubi y Hernandez, 2000). A su vez, también se han reconocido microfacies monomíticas que tienen una vinculación directa con los cuerpos volcánicos, pero que registran mecanismos de fragmentación, retrabajo, transporte y depositación más efectivos. Entre las últimas, se han

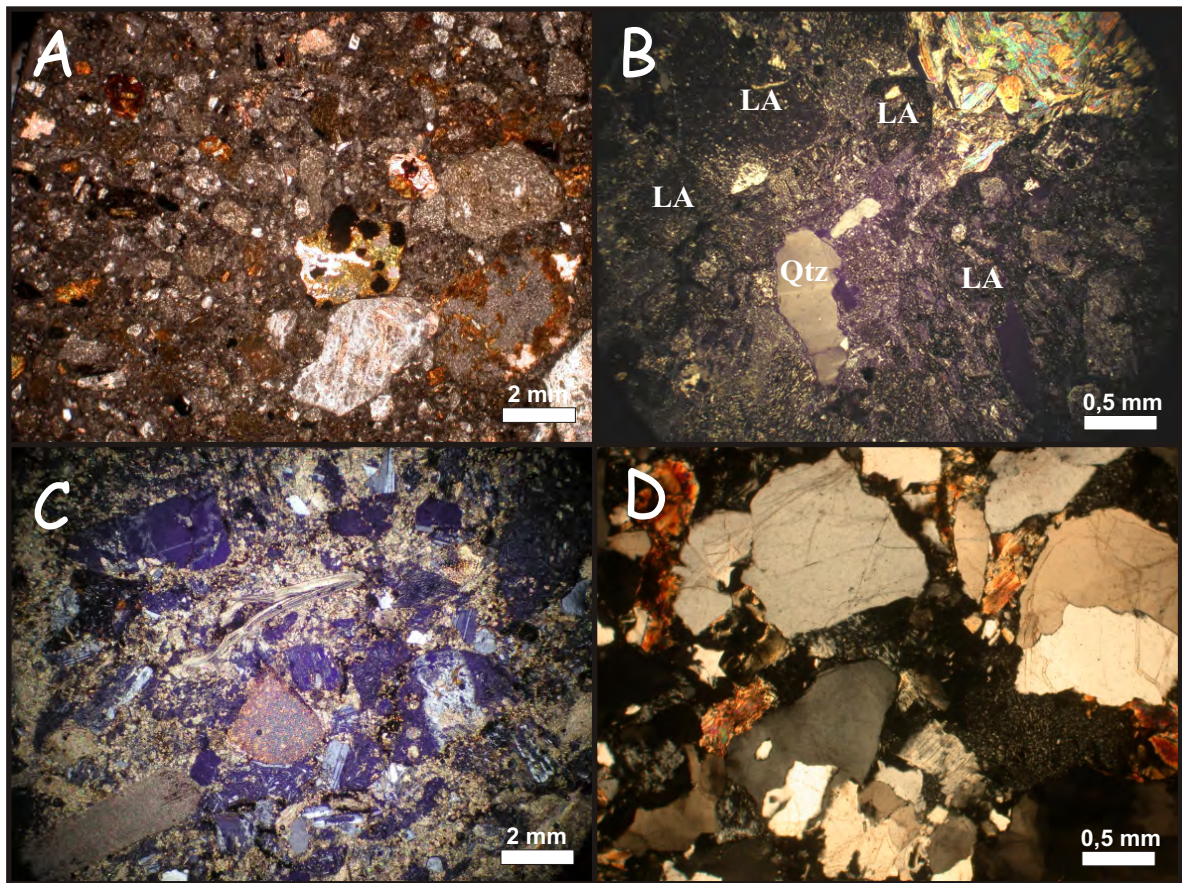


Figura 3.59. A) Microfacies de rocas epiclásticas monomíticas de composición piroclástica. B) Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia volcánica con participación de litoclastos procedente del basamento. C) Variante de las microfacies de rocas epiclásticas de procedencia volcánica, donde abundan los restos de valvas y de calizas. D) Microfacies de rocas epiclásticas de procedencia silicoclástica.

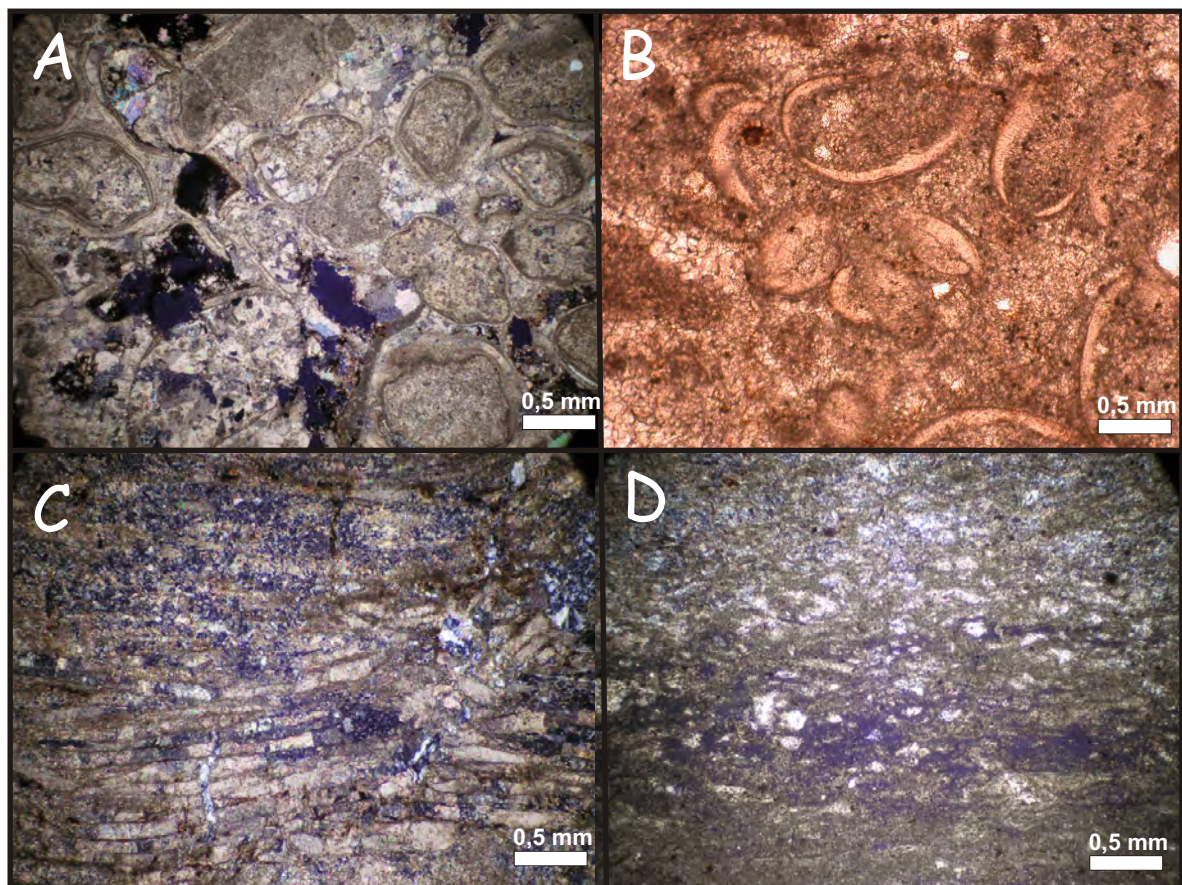


Figura 3.60. A) Microfacies de *grainstones* constituidos de peloides. B) Microfacies de *grainstones* constituidos de fragmentos de valvas. C) Microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial. D) Microestructura fenestral desarrollada en las microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial.

registrado microfacies resultado de la resedimentación de cuerpos volcánicos andesíticos (REMA) y de la resedimentación de cuerpos piroclásticos (REMP). Asimismo, se han reconocido microfacies de procedencia volcánica con un grado de fragmentación y retrabajo avanzado (REV), constituidas por una mezcla de detritos de diferentes orígenes y composiciones, en ocasiones con participación de materiales provenientes del basamento. Las facies REV evidencian periodos largos de degradación del ambiente volcánico probablemente con áreas de aporte integradas. Por último, la presencia de microfacies de rocas epiclásticas silicoclásticas (RES) sugiere procesos de transporte discretos de los materiales clásticos y una procedencia cortical de carácter local, vinculada con la denudación del basamento ígneo-metamórfico.

Desde el punto de vista de los procesos post-deposicionales, los diferentes tipos de cementos (silíceos, argílicos, clorita-esmectita y ferruginosos), son típicos de rocas volcánicas en estadios de diagénesis tempranos. Estas observaciones coinciden con los tipos de fábricas post-depositacionales encontradas, donde los empaquetamientos se desarrollan con contactos generalmente tangenciales o rectos y minoritariamente flotantes y cóncavo-convexos, evidenciando poco sepultamiento (Scasso y Limarino, 1997). Fábricas de alteración química solo fueron encontradas en casos aislados, especialmente en las microfacies REMAjs, entre las cuales se destacan estructuras de disolución y disolución y relleno asociadas a soluciones hidrotermales (Mc Phie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2005).

3.3.4) Análisis microscópico de las rocas carbonáticas

Microfacies de rocas carbonáticas de grainstones (RCG)

Se trata de *grainstones* constituidos mayoritariamente por peloides de entre 1 mm y 0,2 mm (fig. 3.60A), fragmentos de valvas (fig. 3.60B), intraclastos carbonáticos de textura interna no reconocible o intraclastos de microfacies con laminación algal. Minoritariamente se encontraron ooides de tamaños similares a los peloides. Los materiales esqueléticos y no esqueléticos se encuentran de manera flotante, cementados por dos estadios, el primero aparece como corona rodeando los clastos, mientras que el segundo se muestra como un cemento de tipo esparítico en mosaico.

Microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial (RCLM)

Se muestran como láminas de material micrítico constituido por carbonato de calcio o dolomita, parcial o totalmente silicificado. Las láminas se presentan irregulares, con espesores de 100 micrones a 300 micrones y lateralmente discontinuas (fig. 3.60C). Esta facies presenta

microestructura fenestral de tipo irregular, conformada por “ojos” rellenos de cemento esparítico, distribuidos al azar o siguiendo la laminación primaria (fig. 3.60D).

Microfacies de rocas carbonáticas mudstone (RCM)

Se caracterizan por laminas de material carbonático micrítico en niveles de 0,2 mm a 1 mm, las cuales en ocasiones se intercalan con niveles constituidos de material carbonático, pero con abundante participación de material volcánico conformado de cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y líticos de rocas volcánicas.

Consideraciones sobre las características de las rocas carbonáticas

Las microfacies de rocas carbonáticas de *grainstones* (RCG), sugieren un aporte clástico restringido. Los componentes no esqueléticos pelóides, indican sedimentación en zonas protegidas de baja energía, mientras que los componentes no esqueléticos con laminación microbiana y ooides encontrados excepcionalmente, demuestran mayor energía de los ambientes. (Tucker, 2001). La cementación de esta facies de tipo “en anillo” y calcita esparítica ecuante, es típica de zonas meteóricas (Adams *et al.*, 1984; Tucker, 2001), mientras que la cementación por sílice, al igual que la dolomitización, puede ocurrir durante la diagénesis temprana o tardía (Tucker, 2001). La microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbiana (RCLM), indica la existencia de condiciones propicias para la proliferación de microorganismos bioconstructores (aguas someras y poco aporte clástico). Según Tucker (2001), la textura fenestral irregular, puede ser producida de manera sindeposicional o durante la diagénesis temprana, por el entrapamiento de gases en sedimentos carbonáticos que están sometidos a la desecación.

3.4) Análisis litogeoquímico

3.4.1) Introducción

A los efectos de discriminar las rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano desde el punto de vista litogeoquímico, y de evaluar el tipo de asociación petrotectónica y la fuente, se realizó un muestreo de las unidades más representativas del relleno precuyano (fig. 3.61). Se recolectaron nueve muestras del Ciclo Precuyano, en diferentes sectores del área de estudio, de rocas que petrográficamente habían sido clasificadas como andesitas, lavas riolíticas-dacíticas e ignimbritas riolíticas-dacíticas. En el área de Sañicó, se tomaron dos muestras de los tramos basales, tres muestras de la parte media y una muestra de la parte superior del Ciclo Precuyano (fig. 2.1). En la parte oriental del área de estudio se tomaron dos muestras en la parte basal del Ciclo Precuyano en el área de Piedra del Águila y una muestra en la parte superior en el Cerro Zaina Yegua. Los resultados obtenidos se muestran en la figura 3.62.

Lugar	X	Y	Roca	Código
Piedra del Águila	70° 3'42.80"O	40° 2'41.20"S	ignimbrita soldada	PDA_M2
Piedra del Águila	70° 5'5.44"O	40° 5'7.71"S	ignimbrita	PDA_M1
C° Zaina Yegua	70°15'03.9"O	40° 9'45.1"S	lava andesítica	ZY-S
N del C° Corona	70°22'59.90"O	40° 9'00.38"S	lava andesítica	SE-SN_I2
N de Sañicó	70°28'40.7"O	40° 5'14.7"S	riolita intrusiva	N-SN_M
N de Sañicó	70°31'40.2"O	40° 2'19.9"S	lava andesítica	SE-SN_I1
NE del C° Corona	70°23'37.95"O	40° 9'44.66"S	domo riódacítico	SE-SN_M1
SW de Sañicó	70°26'9.14"O	40° 7'43.19"S	lava andesítica	W-SN_S
NE del C° Corona	70°23'38.09"O	40° 8'58.86"S	pómez en ignimbrita	SE_SN_M2

Figura 3.61. Coordenadas donde tomaron las muestras para el análisis litogeoquímico.

3.4.2) Organización de los datos geoquímicos

Los resultados de los análisis geoquímicos (véase anexo III) fueron tabulados y recalculados a base anhidra. En cada muestra se incorporaron los datos provenientes del análisis de microfacies, tipo de alteración y paragénesis de alteración proveniente del análisis petrográfico y de difracción de Rayos X. Posteriormente, con el fin de evaluar la movilidad de los elementos en función de los diferentes tipos de alteración, se efectuaron diagramas de variación para los principales elementos mayoritarios *versus* SiO₂ (fig. 3.63) y para LOI *versus* SiO₂ (fig. 3.64). Una vez identificada la impronta de la alteración en las muestras, y si era viable la utilización de determinados elementos, se procedió con el desarrollo de diagramas de discriminación típicos: *Total sílice alkali* (TAS), AFM., *Spider* y diagramas bivariados basados en elementos inmóviles (fig. 3.65, 3.66, 3.67, 3.68 y 3.69).

	SE SN I1	SE SN I2	N SN M	SE SN M1	PDA M	SE SN M2	PDA I	ZY S	W SN S
Clasificación Petrográfica	andesita	andesita	riolita	riodacita	ignimbrita riolítica	ignimbrita riodacítica	ignimbrita dacítica	andesita	andesita
Microfacies	RVA	RVA	RVR	RVR	IgnD	IgnSA	IgnSA	RVA	RVA
análisis de RX	Sm, K, Chl	Cli, Ca, Sm, Chl, IS	K, IS, I	Cli, Py, Sm, K, Chl, I	Sm, K	Cli, Sm, I	Cli, Sm, I	Py, Cli, Sm, IS, I, Ca	Cli, Py, Sm, I, IS
Alteración	argílica débil	argílica moderada	silicificación penetrativa	silicificación penetrativa	silicificación penetrativa	alteración argílica sericitica avanzada	alteración argílica sericitica avanzada	argílica moderada a fuerte	argílica moderada a fuerte
LOI	3,04	5,65	1,4	3,76	2,39	7,07	2,97	4,40	2,49
SiO2	61,47	57,84	75,58	72,94	80,56	74,06	73,41	55,65	63,95
Al2O3	18,13	18,61	13,01	14,93	10,64	15,44	14,47	17,72	16,06
Fe2O3(T)	6,11	5,24	2,72	2,05	1,21	1,86	3,16	9,67	7,55
MnO	0,18	0,13	0,03	0,04	0,02	0,05	0,02	0,16	0,08
MgO	2,79	0,39	0,18	0,35	0,21	0,63	0,38	2,73	1,12
CaO	5,33	8,84	0,56	2,69	0,49	1,56	0,65	5,08	5,64
Na2O	4,01	4,28	2,66	2,87	1,36	1,25	3,27	4,30	3,40
K2O	1,10	3,69	4,86	3,57	5,37	4,88	4,08	2,39	0,96
TiO2	0,64	0,69	0,31	0,46	0,08	0,23	0,42	1,25	0,97
P2O5	0,26	0,29	0,08	0,12	0,03	0,04	0,13	1,06	0,27
Sc	7,00	11,00	7,00	8,00	3,00	3,00	6,00	15,00	17,00
Be	1,00	2,00	1,00	2,00	2,00	2,00	1,00	3,00	1,00
V	70,00	106,00	36,00	59,00	13,00	31,00	43,00	90,00	97,00
Ba	277,00	979,00	683,00	908,00	686,00	1242,00	979,00	955,00	400,00
Sr	530,00	553,00	83,00	154,00	47,00	583,00	92,00	553,00	427,00
Y	19,00	9,00	14,00	17,00	24,00	11,00	24,00	32,00	23,00
Zr	142,00	192,00	79,00	169,00	58,00	113,00	263,00	408,00	152,00
Cr	20,00	30,00	20,00	20,00	30,00	20,00	20,00	40,00	30,00
Co	9,00	10,00	4,00	4,00	1,00	213,00	6,00	28,00	15,00
Ni	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	300,00	50,00	20,00	< 20
Cu	10,00	30,00	10,00	10,00	10,00	20,00	10,00	60,00	20,00
Zn	70,00	110,00	40,00	80,00	30,00	50,00	60,00	150,00	70,00
Ga	19,00	22,00	14,00	19,00	13,00	15,00	17,00	24,00	18,00
Ge	2,00	3,00	3,00	3,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
As	5,00	6,00	9,00	10,00	19,00	11,00	6,00	5,00	9,00
Rb	24,00	90,00	97,00	164,00	186,00	122,00	165,00	48,00	20,00
Nb	6,00	5,00	8,00	8,00	8,00	9,00	8,00	20,00	5,00
Mo	2,00	2,00	2,00	2,00	9,00	16,00	2,00	< 2	2,00
Ag	0,5	0,5	0,5	0,5	1,00	0,5	0,5	< 0,5	0,5
In	0,2	< 0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	< 0,2	0,2
Sn	1,00	2,00	2,00	3,00	2,00	1,00	2,00	2,00	1,00
Sb	4,00	5,30	7,60	9,10	5,30	5,30	9,30	2,40	4,00
Cs	0,5	1,80	0,80	4,70	2,70	1,90	2,00	0,90	0,60
La	18,60	33,30	22,20	33,90	17,70	32,90	36,70	73,90	16,80
Ce	42,60	66,40	46,30	67,50	37,30	62,80	73,90	163,00	38,20
Pr	5,82	8,19	5,43	7,94	3,91	7,17	8,87	19,60	5,42
Nd	21,50	25,90	17,10	25,60	14,90	20,60	28,80	62,80	20,90
Sm	4,70	4,90	3,50	5,10	3,50	3,60	5,60	11,70	4,90
Eu	1,51	1,54	0,67	1,01	0,37	0,67	0,95	3,01	1,52
Gd	4,40	3,90	3,20	4,40	3,50	2,70	5,00	9,20	5,00
Tb	0,70	0,50	0,50	0,70	0,60	0,40	0,80	1,30	0,80
Dy	4,00	3,00	3,40	3,90	4,00	2,50	4,90	6,90	4,60
Ho	0,80	0,60	0,70	0,80	0,90	0,50	1,00	1,30	1,00
Er	2,60	1,70	2,30	2,30	2,70	1,40	3,20	4,00	3,00
Tm	0,40	0,25	0,36	0,34	0,42	0,21	0,50	0,58	0,45
Yb	2,60	1,60	2,40	2,10	2,70	1,30	3,30	3,60	2,80
Lu	0,40	0,24	0,37	0,32	0,39	0,20	0,51	0,52	0,42
Hf	4,10	5,50	3,10	5,00	2,50	3,40	7,90	9,40	4,30
Ta	0,40	0,30	0,80	0,90	1,00	0,70	0,80	1,10	0,30
W	1,00	2,00	1,00	1,00	3,00	2,00	1,00	< 1	1,00
Tl	0,1	0,30	0,80	1,20	1,00	1,30	0,90	< 0,1	0,1
Pb	5,00	23,00	40,00	53,00	37,00	21,00	34,00	9,00	6,00
Bi	0,4	0,4	0,40	0,40	4,50	1,80	0,4	0,4	0,4
Th	2,50	5,30	7,70	10,90	10,00	16,40	13,20	3,60	2,00
U	0,70	1,10	1,50	2,50	2,40	2,80	2,10	0,60	1,10

Reca cu ados a base anhdra

Figura 3.62. Resultado del análisis geoquímico. Cli: Clinoptilolita, Ca: Calcita, Sm: Esmeclita, Ch: Clorita, I: Illita, K: Caolinita, Py: Pirita.

3.4.3) Consideraciones generales acerca de la geoquímica del Precuyano

El estudio litogeoquímico de las rocas volcánicas del Ciclo Precuyano, requiere tener en cuenta los procesos de alteración que modifican las características composicionales de las rocas volcánicas y piroclásticas. El análisis de microfacies desarrollado al comienzo de este capítulo, denota que tanto las rocas volcánicas como piroclásticas del Ciclo Precuyano estuvieron involucradas en un marco de alteración complejo, donde participaron fluidos deutéricos, hidrotermales y diagenéticos. En el presente inciso, se pondrá énfasis en las variables que condujeron a la movilización de los elementos, tomándose en sentido amplio el término alteración.

Los diagramas de variación efectuados para los principales elementos mayoritarios muestran patrones lógicos para el MgO, Fe₃O₂, Al₂O₃ y CaO cuando se los compara con el contenido de SiO₂, mientras que los álcalis muestran tendencias anormales (Na₂O) o no muestran correlación (K₂O) (fig. 3.63). A grandes rasgos, los valores obtenidos de volátiles perdidos por la ignición (LOI), denotan valores de entre 1,4 y 7,07, observándose una disminución hacia los extremos ácidos (fig. 3.64). Es importante destacar que en general, las muestras de rocas volcánicas silicificadas (RVR) y rocas piroclásticas con microfacies desvitrificadas a alta temperatura y silicificación por alteración en fase vapor (IgnD), presentan valores de LOI cercanos a los admisibles (1,4; 2,39; 2,97 y 3,76) (fig. 3.62). En cambio, la muestra SE-SN_M2 (ignimbrita con alteración argílica-sericítica; IgnSA), es la única muestra ácida que presenta valores altos de LOI, y, es la de mayor LOI respecto a todas las muestras (fig. 3.63). Estas observaciones indican que el decrecimiento del LOI frente a los valores más ácidos se asocia al tipo de alteración desarrollada (silicificación), y a pesar que el LOI alcanza valores bajos, los diagramas de variación efectuados para los álcalis indican elevada movilización (fig. 3.64). La gran variación en el LOI, entre muestras ácidas alteradas por silicificación y muestras alteradas por minerales hidratados, indica que el LOI aumenta fuertemente ante la presencia de estos últimos y disminuye en su ausencia (fig. 3.65). Por lo expuesto, se concluye que es inapropiado el uso de elementos mayoritarios para la clasificación química y discriminación petroectónica de las rocas volcánicas y piroclásticas presentes en el Ciclo Precuyano, siendo fundamental la utilización de elementos inmóviles (Gifkins *et al.*, 2005). Esto queda evidenciado cuando se compara la clasificación entre el típico diagrama *total silice alkali* (TAS) (Le Bas y Streckeisen, 1991) y el diagrama de elementos inmóviles de Winchester y Floyd (1977). En el diagrama el TAS se observa dos campos definidos: uno mayoritariamente por traquiandesitas basálticas, andesitas y otro, por riolitas que en casos extremos alcanzan hasta 80% de SiO₂, observándose una ausencia de términos dacíticos (fig. 3.66). Esta distribución sería producida por importante silicificación y movilización de álcalis (fig. 3.66). Esta puede haber sido una de las razones por las cuales el volcanismo del

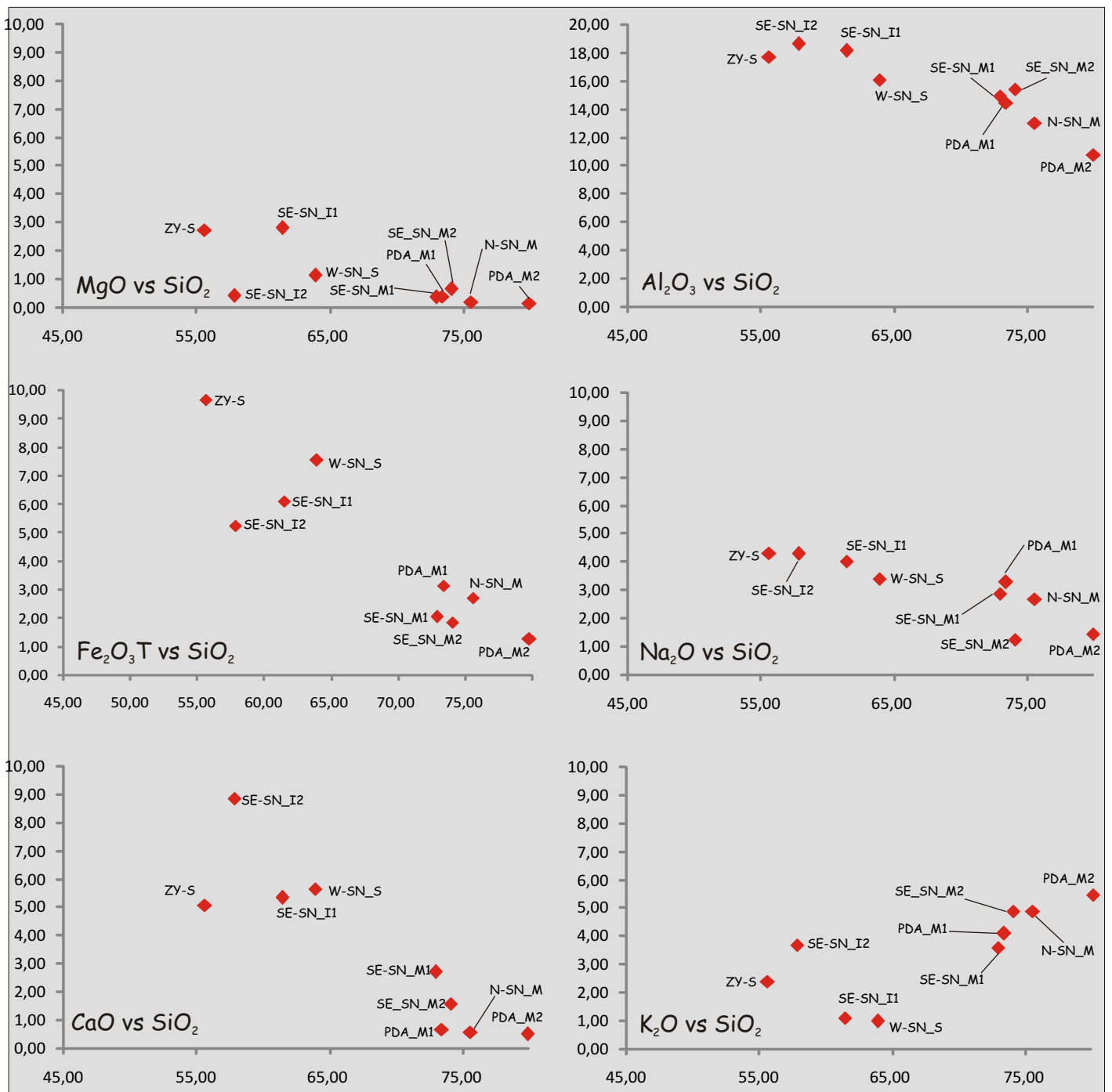


Figura 3.63. Diagrama de variación para los principales elementos mayoritarios de las rocas ígneas.

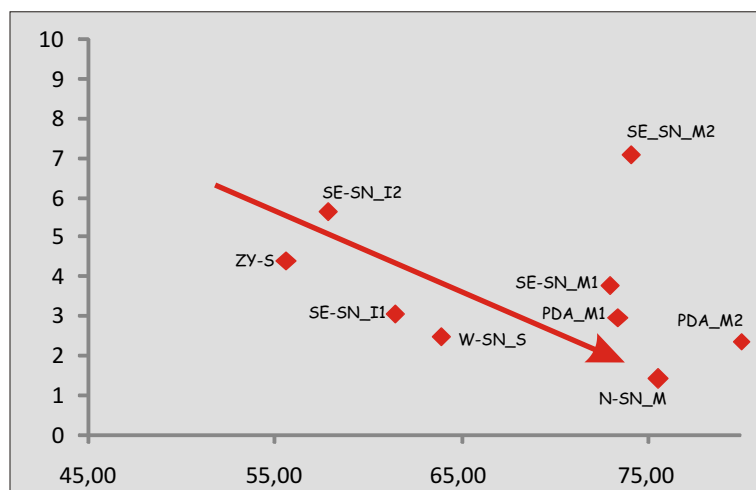


Figura 3.64. Diagrama de variación del LOI versus la sílice.

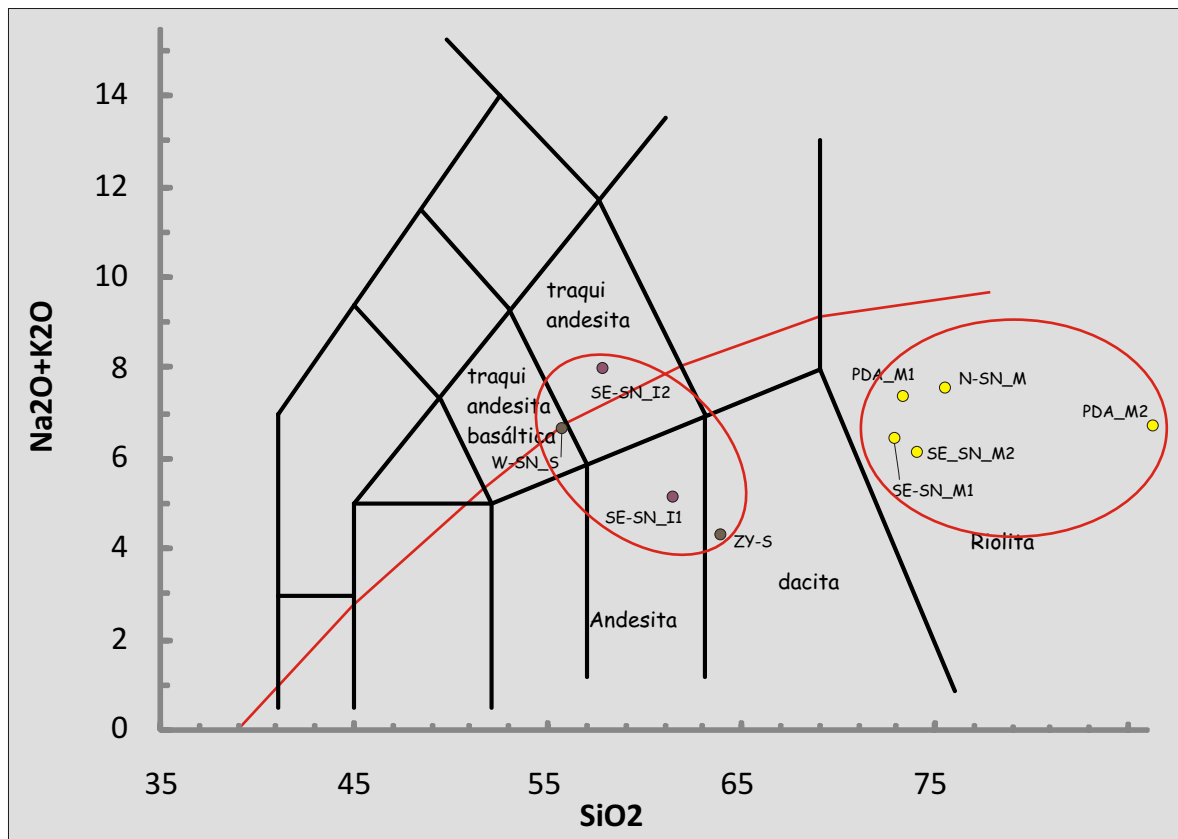


Figura 3.65. Diagrama TAS de clasificación de las rocas ígneas.

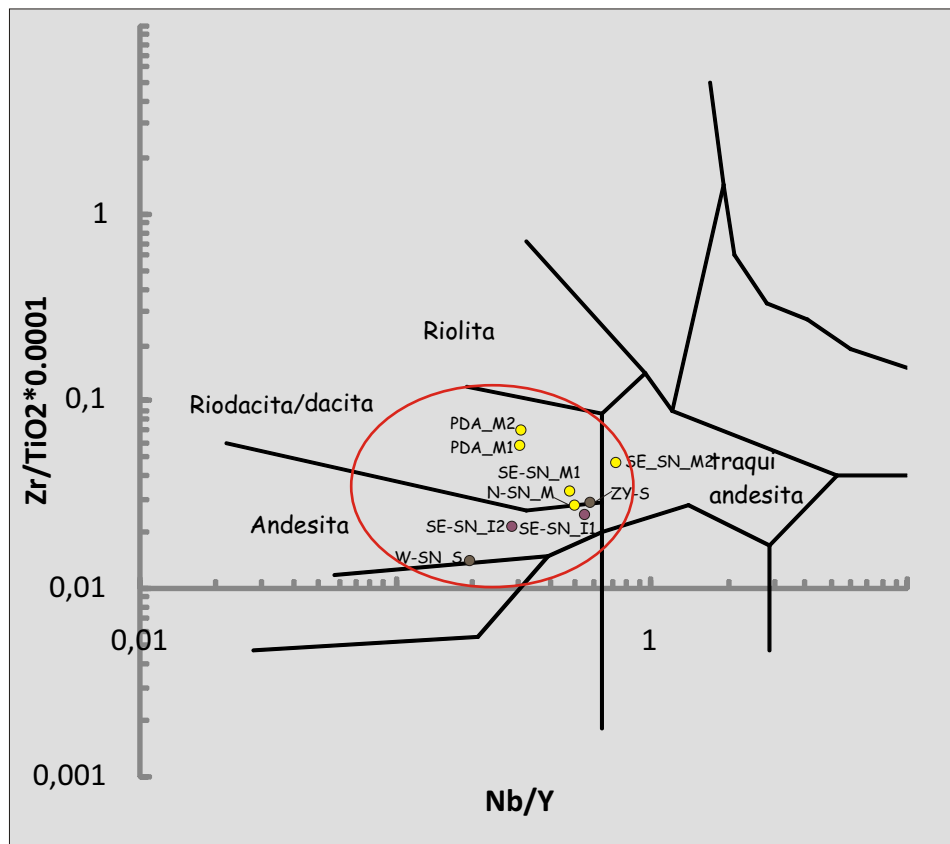


Figura 3.66. Diagrama de clasificación de las rocas ígneas de Winchester y Floyd (1977).

Precuyano fue definido históricamente como de características bimodal (Franzese y Spalletti, 2001). En contraposición, en el diagrama de Winchester y Floyd (1977), se aprecia que no existe una separación entre las riolitas y las andesitas, observándose un tren de rocas cercanas a andesitas basálticas hasta riodacitas, pasando por andesitas y dacitas (fig. 3.67). Es importante destacar que la muestra SE-SN_M2, constituida de material pumíceo procedente de un depósito ignimbrítico con valores de LOI de 7,07, en este diagrama se dispone en el campo de las traquiandesitas. Esto indica que si se obtienen elevados valores de LOI se debe tener mucha cautela con la interpretación de los datos geoquímicos, ya que inclusive se pueden movilizar los elementos más inmóviles (fig. 3.67).

Respecto a los diagramas de discriminación de asociaciones petrotectónicas, por los motivos anteriormente expuestos se sugiere no tener en cuenta el diagrama AFM. (fig. 3.67) (Irvine y Baragar, 1971). Para esta tarea se utilizó el diagrama Zr versus Y (MacLean y Barrett, 1993), donde se aprecia una clara tendencia subcalina para las rocas volcánicas y piroclásticas del Ciclo Precuyano, mayoritariamente calcoalcalinas y minoritariamente transicionales a toleíticas (fig. 3.68). Los diagramas *spider* multielemento y de tierras raras (REE) normalizado a N-MORB y Manto Primitivo (Sun y McDonough, 1989), sugieren que la secuencia volcánica en estudio presenta características comagmáticas, asociadas a la misma fuente (fig. 3.70). En el diagrama multielemento se aprecia un patrón de enriquecimiento en elementos LIL (*large-ion lithophile*) respecto a los elementos HFS (*high field strength*). El diagrama de elementos de tierras raras (REE) muestra un enriquecimiento de tierras raras livianas (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE) (fig. 3.69). Es importante destacar que el rango composicional de rocas comagmáticas, el desarrollo de texturas que indican reservorios corticales (véase apartado 3.3) y la evidencia de fragmentos de las rocas de caja en las rocas lávicas y piroclásticas, sugieren la posibilidad de que la asimilación cortical haya influido en las características geoquímicas diagnósticas de las rocas. Teniendo en cuenta que las andesitas basálticas serían los tipos litológicos menos diferenciados de este tipo de serie (Best y Christiansen, 2000), y las mismas presentan similares patrones que las rocas más evolucionadas, se infiere que el mecanismo de asimilación no fue lo suficientemente importante como para desestimar las observaciones obtenidas. Con todo, los altos valores de elementos no conservativos (LIL y LREE) y bajos valores de elementos conservativos - Ta, Nb, Zr y Y próximos a la unidad - (HFS y HREE), serían consistente con una fuente asociada a la participación de fluidos en una cuña mantélica metasomatizada (Pearce y Peate, 1995). Estas características sugieren un ambiente geodinámico orogénico relacionado a procesos de subducción-deshidratación de la placa y metasomatismo (Pearce, 1982; Pearce, 1984; Gorton y Schandl, 2000). Las similitudes de las rocas del Ciclo Precuyano con las series magmáticas orogénicas son numerosas, entre ellas se pueden destacar: la amplia variación de rocas, desde andesitas basálticas a riodacitas,

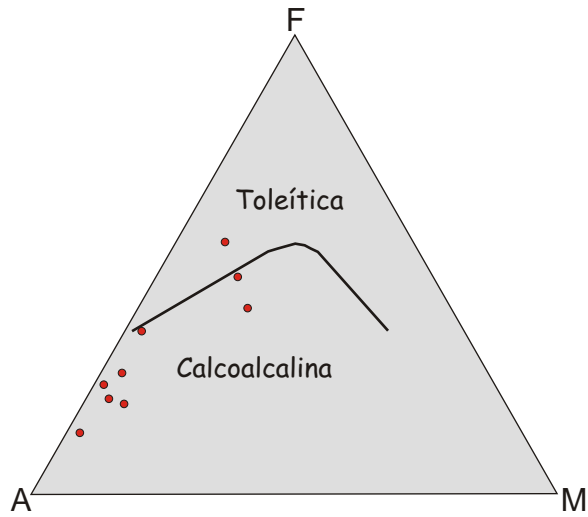


Figura 3.67. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) para distinguir series subalcalinas.

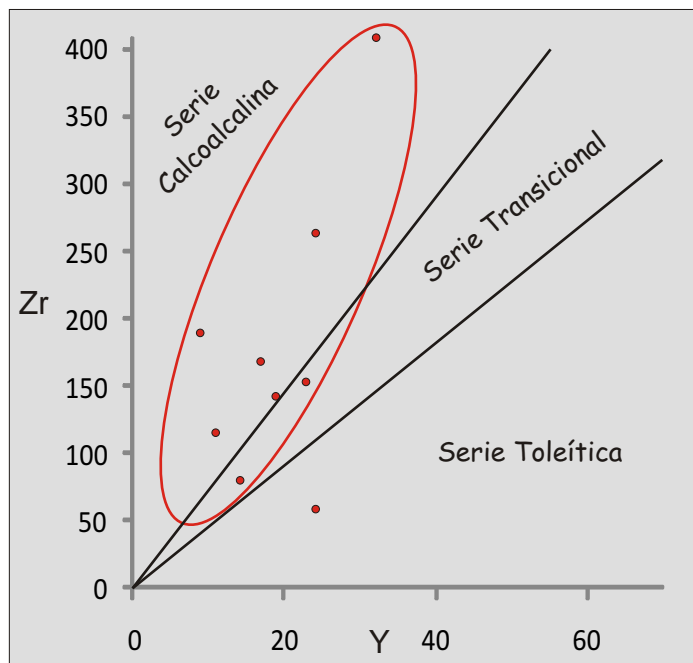


Figura 3.68. Diagrama de discriminación de series subalcalinas de MacLean and Barrett (1993).

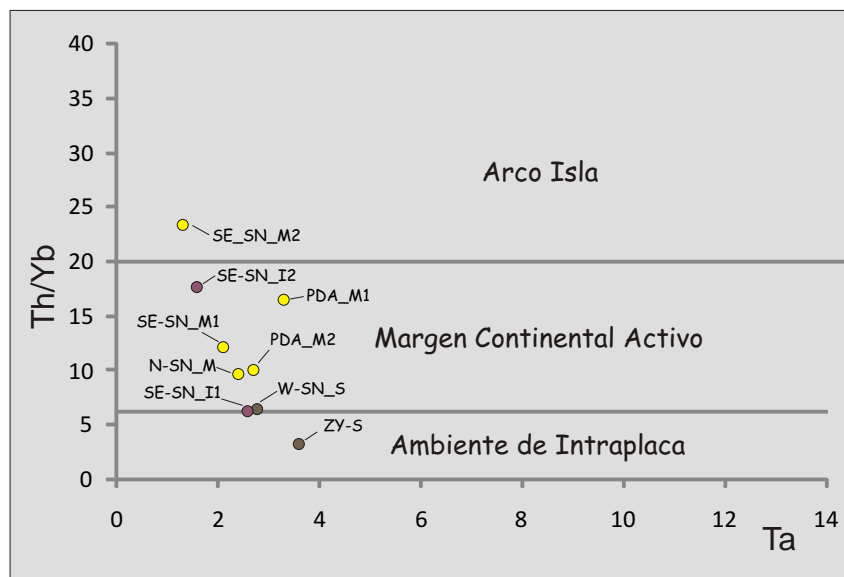


Figura 3.69. Diagrama de discriminación geotectónica de Gorton y Schandl (2000).

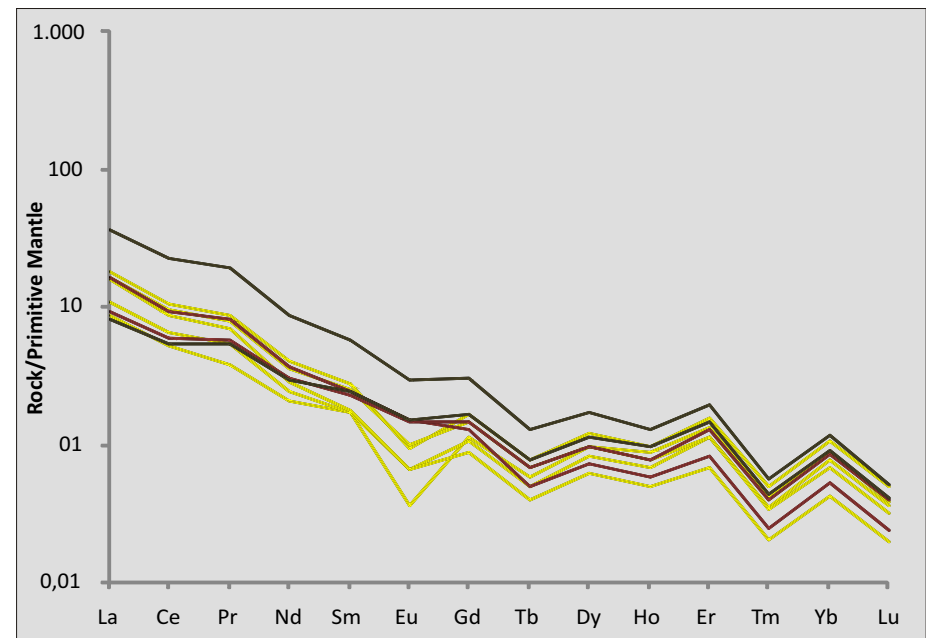
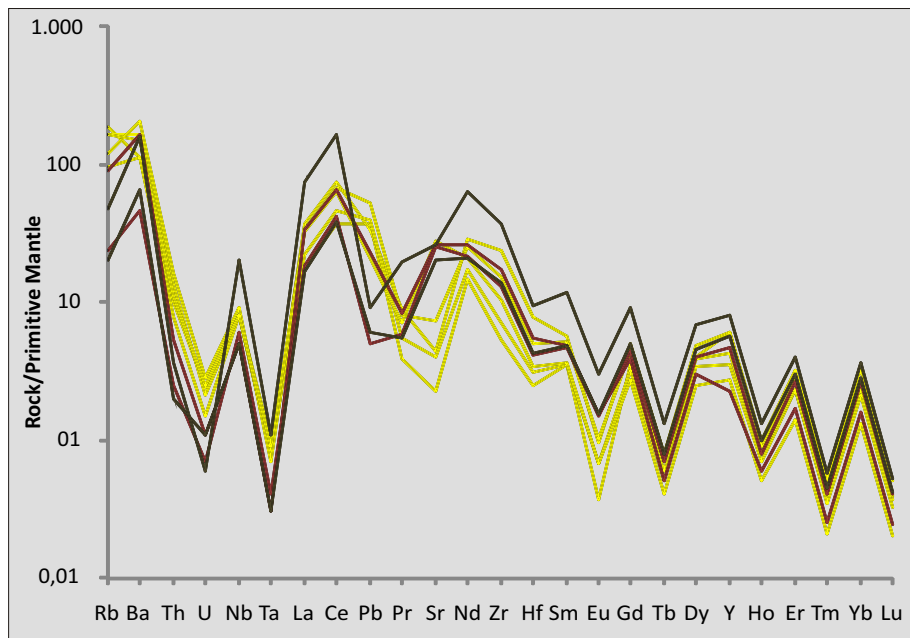
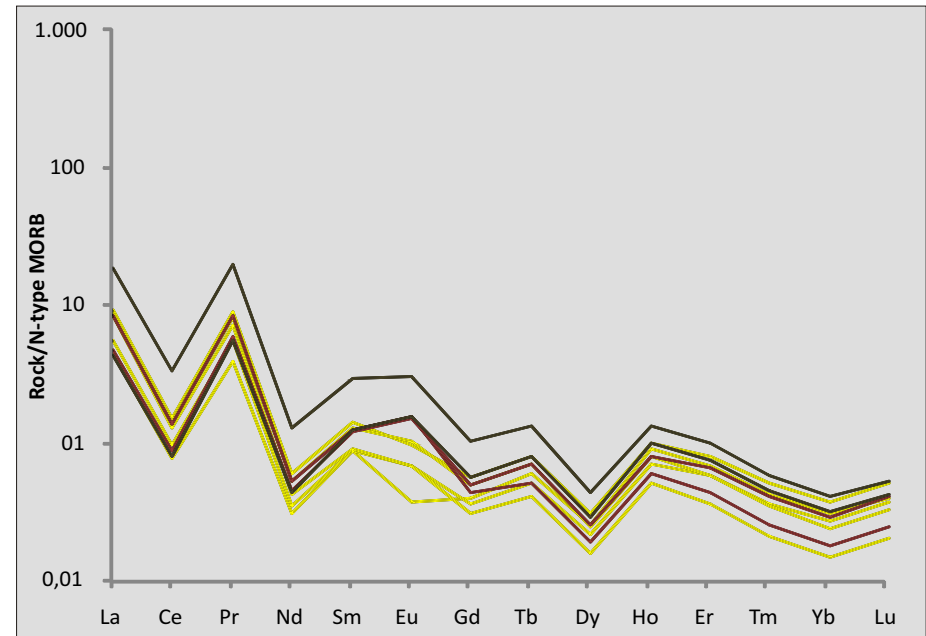
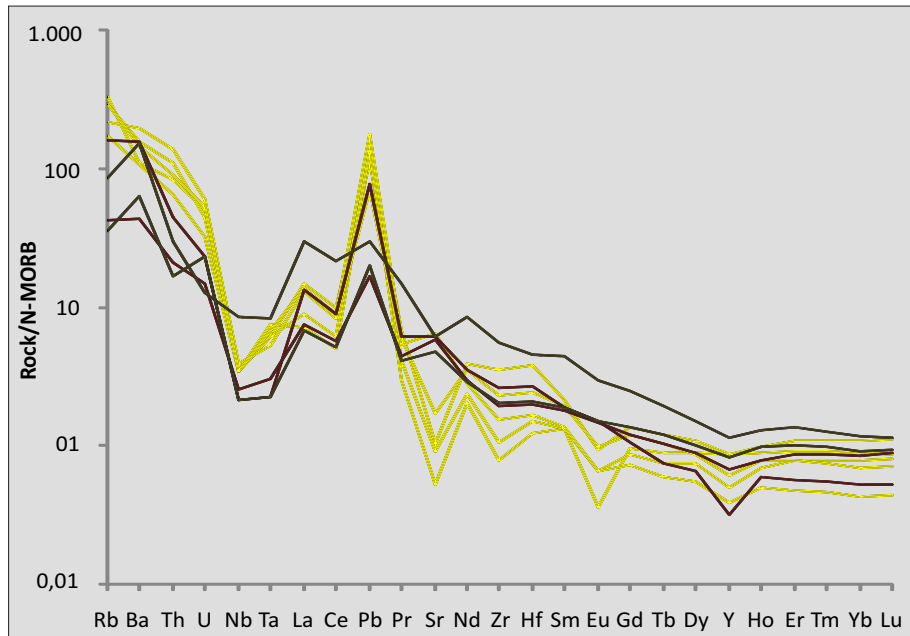


Figura 3.70. Diagramas *spider* de elementos trazas y de REE normalizados a N-MORB y manto primitivo de Sun y McDonough (1989).

con una abundancia en los exponentes intermedios; la tendencia subalcalina calcoalcalina; y el enriquecimiento en elementos litófilos (Best y Christiansen, 2000). Las interpretaciones realizadas a partir de los diagramas *spider* pueden ser constatadas cuando se realiza una discriminación del ambiente geodinámico (fig. 3.70). Gorton y Schandl (2000) proponen una clasificación para rocas intermedias y ácidas en función de elementos (Th, Yb y Ta) que se mantendrían inmóviles inclusive bajo una situación de metamorfismo. La relación promedio de Th/Yb de las rocas del Precuyano otorga valores de 12, típicos de orógenos continentales activos (fig. 3.69) (Gorton y Schandl, 2000). Sólo una muestra con una relación Th/Yb de 3,27 sería correspondiente a un ambiente de intraplaca.

Capítulo 4 - Análisis de las unidades de acumulación

4.1) Introducción

En el presente apartado mediante el análisis de los resultados obtenidos del capítulo precedente (fig. 3.1), sumado a los mapas y columnas estratigráficas de detalle (anexos I y II), se realizará una evaluación de las diferentes unidades de acumulación que integran el relleno precuyano y el Ciclo Cuyano basal. De esta manera, al finalizar este capítulo se obtendrá una idea acabada sobre los diferentes subambientes y ambientes del Jurásico Inferior en el área más austral de la Cuenca Neuquina. Es importante destacar que los depocentros de rift a menudo se muestran como estructuras alargadas conformadas por segmentos de fallas extensionales, internamente asimétricos, presentando una evolución compleja (Schlische y Anders, 1996). La compartimentalización de los depocentros, la interacción y activación o desactivación de determinados segmentos de fallas y cambios en la polaridad de los depocentros, son algunos de los procesos que pueden generarse a través de su evolución (Gawthorpe y Leeder, 2000). Estos factores, conjuntamente con el clima y el tipo de roca de base, ejercen un control fundamental sobre los tipos, distribución, organización y evolución de los ambientes sedimentarios dentro de los depocentros donde el volcanismo aparece de manera subordinada (Leeder, 1999). En cuencas con abundante actividad magmática el volcanismo se convierte en uno de los principales controles de los ambientes, por su capacidad de generar relieve, aportar gran cantidad de detritos en cortos periodos de tiempo y disminuir la cobertura vegetal, entre otros (Smith 1991; Smith y Lowe, 1991; Mc Phie *et al.*, 1993; Orton, 2002; Németh y Ulrike, 2007). Estudios en las últimas décadas han puesto de manifiesto la relevancia del volcanismo en los depósitos iniciales precuyanos de la Cuenca Neuquina (Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Franzese *et al.*, 2005; Franzese *et al.*, 2007; Llambías *et al.*, 2008; entre otros), sin ahondar en los diferentes ambientes y las relaciones existentes entre éstos. Con todo, el estudio de los ambientes iniciales de la cuenca presenta un panorama complicado. Para su abordaje fue necesario contar con una gran cantidad de datos concernientes no sólo a los diferentes procesos depositacionales puntuales, sino también en lo referente a la distribución lateral y vertical de los depósitos en toda el área de estudio.

4.2) ¿Qué es una unidad de acumulación y cómo se define?

En el presente trabajo se define a una unidad de acumulación como un conjunto de facies que presentan una relación genética en común (asociaciones de facies), un arreglo interno, una composición, una geometría y una distribución particular. Bajo esta definición las unidades de acumulación serán presentadas mediante mapas geológicos de detalle, en los cuales se podrá apreciar su distribución areal, columnas estratigráficas y paneles de correlación. De esta manera se realizará una interpretación sobre la evolución de los procesos depositacionales en el tiempo y en el espacio. De presentarse, serán utilizados los datos de paleocorrientes, previamente rebatidos a la horizontal. Cada unidad de acumulación tendrá una asociación de microfacies. Es importante destacar que las características composicionales de las unidades volcánicas y piroclásticas se obtuvieron a partir de los resultados del estudio litogeoquímico, conjuntamente con el análisis composicional fruto de las observaciones petrográficas.

4.3) Organización de las unidades de acumulación

Siguiendo con el esquema utilizado para el análisis de facies, las unidades fueron divididas en: **unidades de acumulación volcánicas**, **unidades de acumulación piroclásticas** y **unidades de acumulación sedimentarias**, las cuales en función de las asociaciones de facies y contenido fosilífero han sido subdivididas en unidades de **acumulación epiclásticas continentales**, **unidades de acumulación epiclásticas marinas** y **unidades de acumulación carbonáticas marinas**. Dentro de cada grupo mayor de unidades de acumulación las mismas fueron denominadas en función de nombres genéticos que aluden al tipo de ambiente o rasgos depositacionales (Ej. unidades de acumulación de coladas y coladas dómicas andesíticas, unidades de depósitos de corrientes piroclásticas alojados en depresiones o unidades de acumulación de sistemas fluviales de carga mixta). Hay unidades de acumulación en las cuales su denominación denota a depósitos de menor jerarquía dentro de un ambiente volcánico (Ej. unidades de acumulación de coladas y coladas dómicas andesíticas) y unidades que abarcan en su definición un ambiente sedimentario (Ej. unidades de acumulación de sistemas fluviales de carga mixta). Estas diferencias en la discriminación se fundan en la relevancia que las mismas tienen, desde el punto de vista de la distribución lateral y vertical dentro del relleno precuyano. Esto se debe a que unidades jerárquicas menores de un ambiente volcánico pueden llegar a ser más abundantes y ampliamente distribuidas en un depocentro que una unidad que integra un ambiente sedimentario.

El análisis del relleno precuyano y el Ciclo Cuyano basal para el área de Sañicó y Piedra del Águila arrojó un total de 21 unidades de acumulación: 6 volcánicas (fig. 4.1), 6

piroclásticas (fig. 4.17), 8 sedimentarias epiclásticas continentales, 1 sedimentaria epiclástica marina y 1 sedimentaria carbonática marina (fig. 4.28). A continuación se realizará una descripción e interpretación de las unidades de acumulación, comenzando por las generadas por procesos volcánicos primarios.

4.4) Unidades de acumulación de rocas volcánicas y volcanoclásticas asociadas

4.4.1) Unidades de acumulación de rocas volcánicas andesíticas

Bajo esta denominación se han agrupado a todas las unidades resultado de erupciones magmáticas superficiales no explosivas e intrusiones someras que fueron clasificadas petrográfica y litogeoquímicamente como de composición andesítica. A excepción de algunos cuerpos de composición andesita basáltica no se han encontrado términos más máficos dentro del relleno precuyano del área de estudio.

4.4.1.1) Coladas y coladas dómicas

Dentro de esta unidad de acumulación se agrupan coladas y coladas dómicas de composiciones andesíticas. Aparecen de manera frecuente en la parte inferior y superior del Ciclo Precuyano. Yacen conformando sucesiones potentes desde decenas hasta 200 m de espesor y gran distribución areal. Esta unidad se compone de litofacies de lavas andesíticas coherentes (LAC), lavas andesíticas autobrechadas (LAA), lavas andesíticas con fracturación hidráulica (LAFH) y lavas andesíticas pseudobrechadas (LAPB) (fig. 3.1). Las facies mencionadas se encuentran asociadas entre sí conformando sucesiones lávicas dominadas por lavas coherentes, generalmente de geometría tabular y minoritariamente dómica (donde las facies de lavas autobrechadas participan de manera escasa) y sucesiones dominadas por lavas autobrechadas (LAA) con geometrías dómicas a tabulares interpretadas como “lavas en bloque” (Kilburn, 2000). Minoritariamente, intercalando en las secuencias lávicas, se encontraron depósitos de flujos de bloques y cenizas (mlBri), depósitos de flujos de detritos (Gmm(a)) y depósitos arenosos originados por flujos hiperconcentrados (SGh) (fig. 3.1). Es importante destacar que en el mapeo de las unidades de acumulación de las unidades de coladas y coladas dómicas no se ha hecho una separación entre unidades que están dominadas por lavas coherentes y las que están dominadas por lavas en bloques. El motivo fundamental de haberlas mapeado de manera conjunta radica que en determinados sectores no existe un límite preciso entre las mismas en sentido lateral y vertical. Las coladas y coladas dómicas con abundancia de lavas en bloque se presentan como cuerpos de lava de entre 10 m y 50 m de espesor y gran distribución lateral, en ocasiones sin límites definidos (fig. 4.2 y 4.3). Se muestran con núcleos de lavas coherentes (LAC) y bordes autobrechados (LAA) o totalmente constituidas por facies

Unidades de acumulación volcánicas

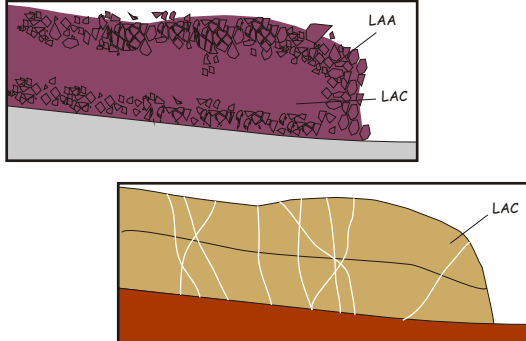
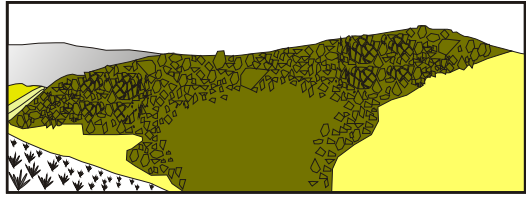
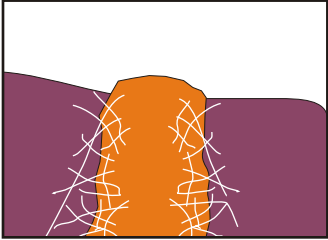
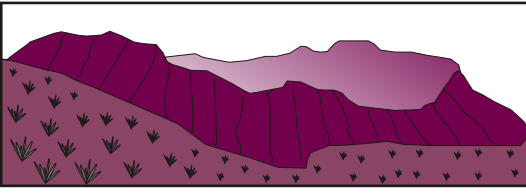
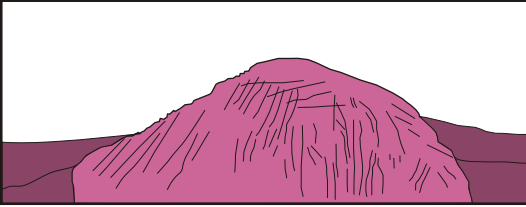
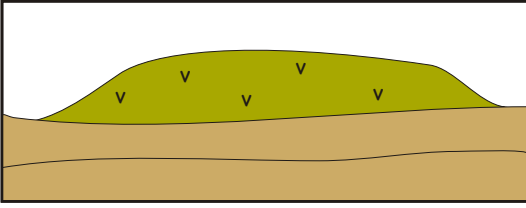
Unidad de acumulación	Asociaciones de facies y microfacies	Ilustración
Coladas y coladas dómicas andesíticas	<p>Asociaciones de facies: LAC / LACf + LAC / LAC + LAPB + Gmm(a) ± mlBr(i) / LAC + LAA / LAC + LAFH + Gmm(a) ± mlBr(i)</p> <p>Asociaciones de microfacies: RVA(lavas) + REMA (Gmm(a) ± / ± DBFyC (mlBri)</p>	
Domos andesíticos	<p>Asociaciones de facies: LAA / LAC + LAA</p> <p>Asociaciones de microfacies: RVA</p>	
Diques andesíticos	<p>Asociaciones de facies: LAC / LAC + LAFH</p> <p>Asociaciones de microfacies: RVA</p>	
Conductos alimentadores	<p>Asociaciones de facies: LDC</p> <p>Asociaciones de microfacies: RVD</p>	
Criptodomos riódacíticos	<p>Asociaciones de facies: LRC + LRCf</p> <p>Asociaciones de microfacies: RVR</p>	
Coladas dómicas riódacíticas	<p>Asociaciones de facies: LRC</p> <p>Asociaciones de microfacies: RVR</p>	

Figura 4.1. Unidades de acumulación volcánicas identificadas para este estudio.

de lavas autobrechadas (LAA). En muchos casos las facies de lavas coherentes aparecen con texturas pseudobrechadas (LAPB) producto de diferentes fases de alteración que actúan sobre fracturas previamente formadas (Mc Phie *et al.*, 1993; Gifkins *et al.*, 2005). Las coladas y coladas cóncavas con predominio de lavas coherentes (fig. 4.4, 4.5 y 4.6) generalmente se expresan como cuerpos tabulares de entre 2 m y 20 m de espesor y gran distribución areal. Habitualmente se muestran masivas aunque en ocasiones se han encontrado estructuras de foliación por flujo paralela a los bordes y disyunción columnar. En determinadas situaciones las lavas que componen esta unidad se presentan con litoclastos accidentales de esquistos de formas angulosas, provenientes del basamento (fig. 4.5). Otra característica sobresaliente es el importante grado de fracturación hidráulica que desarrollan los cuerpos de lavas cuando yacen sobre unidades de acumulación piroclástica y sobre unidades de acumulación sedimentaria. En el último caso, además de las facies de fracturación hidráulica (LAFH) se presentan con un importante desarrollo de vesículas y amígdalas en las partes basales (fig. 4.6).

Las unidades de coladas y coladas cóncavas son un importante elemento agradable y de gran distribución areal que modeló el paisaje en diferentes etapas del Ciclo Precuyano. Tanto las unidades con predominio de lavas coherentes como las unidades con predominio de lavas en bloques son asociaciones de facies subaéreas (Mc Phie *et al.*, 1993; Németh y Ulrike, 2007). El análisis de la composición y asociaciones de estas unidades indica que su expansión areal fue el resultado de sucesivos eventos efusivos desarrollados dentro del mismo periodo eruptivo (Kilburn, 2000). Entre los factores más importantes que controlan la evolución de los flujos de lavas se destacan la tasa efusiva, las propiedades físicas de las lavas (temperatura, composición, cantidad de volátiles y cantidad de fenocristales) y las características geomorfológicas del ambiente (Mc Phie *et al.*, 1993; Kilburn, 2000). Tratándose de lavas que presentan similares características composicionales (fig. 4.11A), el relieve y la tasa de aporte habrían sido las variables que controlaron la abundancia de facies coherentes o autoclásticas dentro del relleno precuyano.

El grado de fracturación hidráulica que desarrollan las secuencias lávicas en determinados sectores del relleno cuando éstas se apoyan sobre unidades piroclásticas, se puede explicar por la circulación de soluciones calientes a altas presiones (Mc Phie *et al.*, 1993), probablemente provenientes del enfriamiento de las unidades piroclásticas. En cambio, el desarrollo de facies de fracturación hidráulica y la vesicularización cuando éstas se apoyan sobre sucesiones sedimentarias se adjudica al aporte de agua procedente de los sedimentos húmedos (López y Bellos, 2007). La presencia de fragmentos de roca de caja evidencia contaminación cortical durante el ascenso del magma a través de fracturas (Ej. diques) (Llambías, 2008).

Las facies no volcánicas que aparecen interdigitadas dentro de esta unidad (depósitos de flujos de bloques y cenizas) son de composición andesítica y están constituidos por materiales

primarios densos o escasamente vesicularizados. Tales características sugieren un origen a partir del colapso gravitatorio de las unidades de coladas y coladas dómicas (Mc Phie *et al.*, 1993; Cas y Wright, 1987). Los depósitos de flujos de detritos (Gmm(a)) y/o depósitos de flujos hiperconcentrados (SGh) se muestran monomícticos, con espesores delgados y poca continuidad lateral y se originaron por la erosión y retrabajo de los cuerpos de lavas.

Unidad de acumulación: lavas y coladas dómicas andesíticas

Distribución más conspicua dentro del relleno precuyano de las unidades de acumulación de coladas y coladas dómicas con abundancia de lavas en bloque.

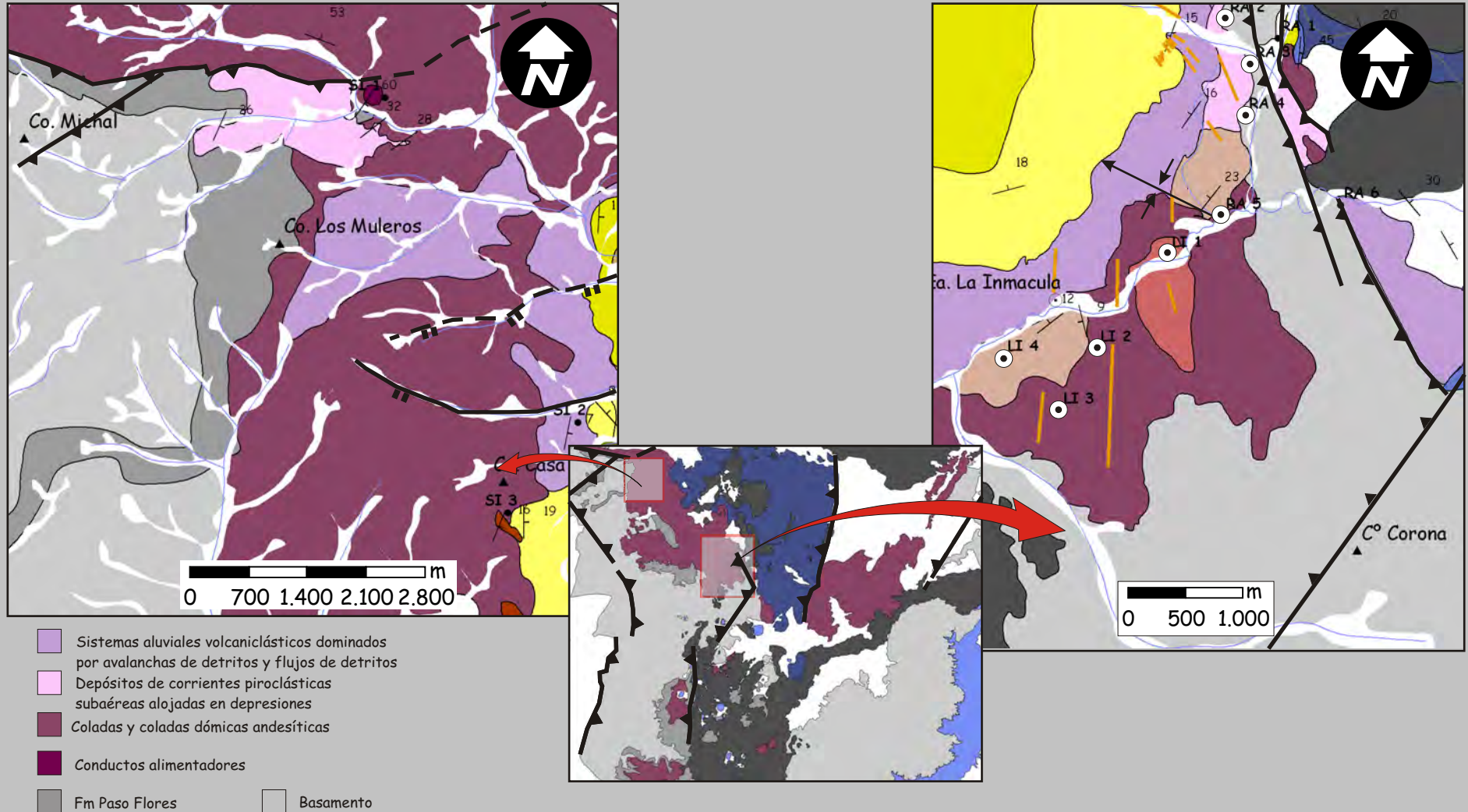
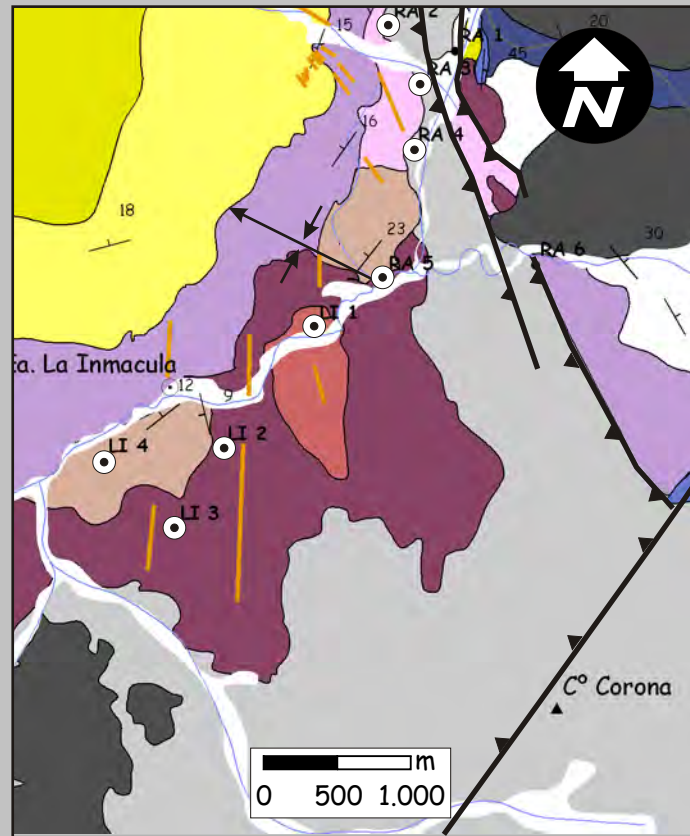


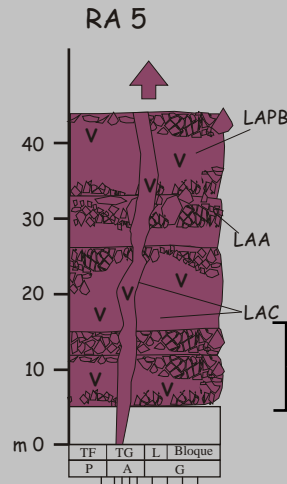
fig 4.2

Figura 4.2. Distribución de las unidades de acumulación de lavas y coladas dómicas andesíticas dominadas por lavas en bloques.

Unidad de acumulación: lavas y coladas dómicas andesíticas



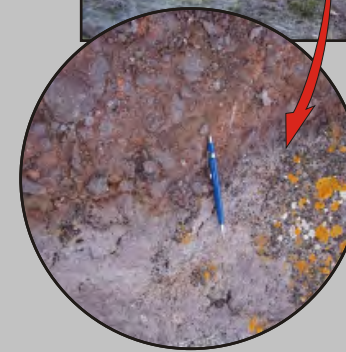
- Diques
- Sistemas aluviales volcanoclasticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
- Criptodomas riolacíticos
- Coladas y coladas dómicas andesíticas
- Basamento



Secuencia de lavas y coladas dómicas andesíticas aflorantes en las proximidades del Cerro Corona. Se presentan con límites difusos y cuerpos de entre 10 y 50 m de espesor, integrados por facies de lavas coherentes (LAC), autobrechadas (LAA) y pseudobrechadas (LAPB).



Bloques de hasta metros de espesor.



Transición de las facies coherentes (LAC) a las facies de autobrechadas (LAA).



Facies de lavas coherentes que en determinados sectores se muestran pseudobrechadas (LAPB).

Figura 4.3. Unidad de acumulación de lavas y coladas dómicas andesíticas dominadas por lavas en bloques.

Unidad de acumulación: lavas y coladas dómicas andesíticas

Distribución habitual dentro del relleno precuyano de las unidades de acumulación de coladas y coladas dómicas con abundancia de lavas coherentes.

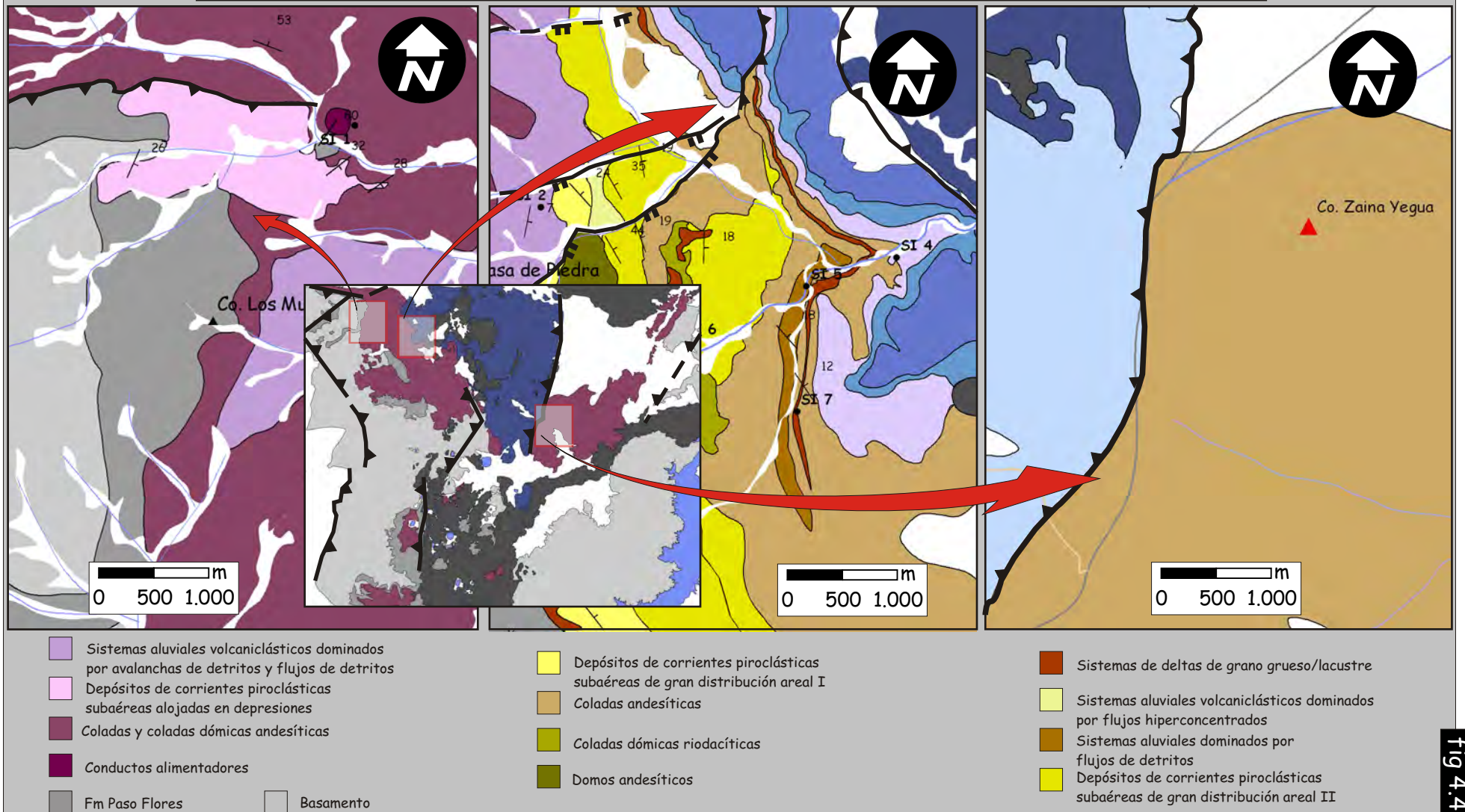


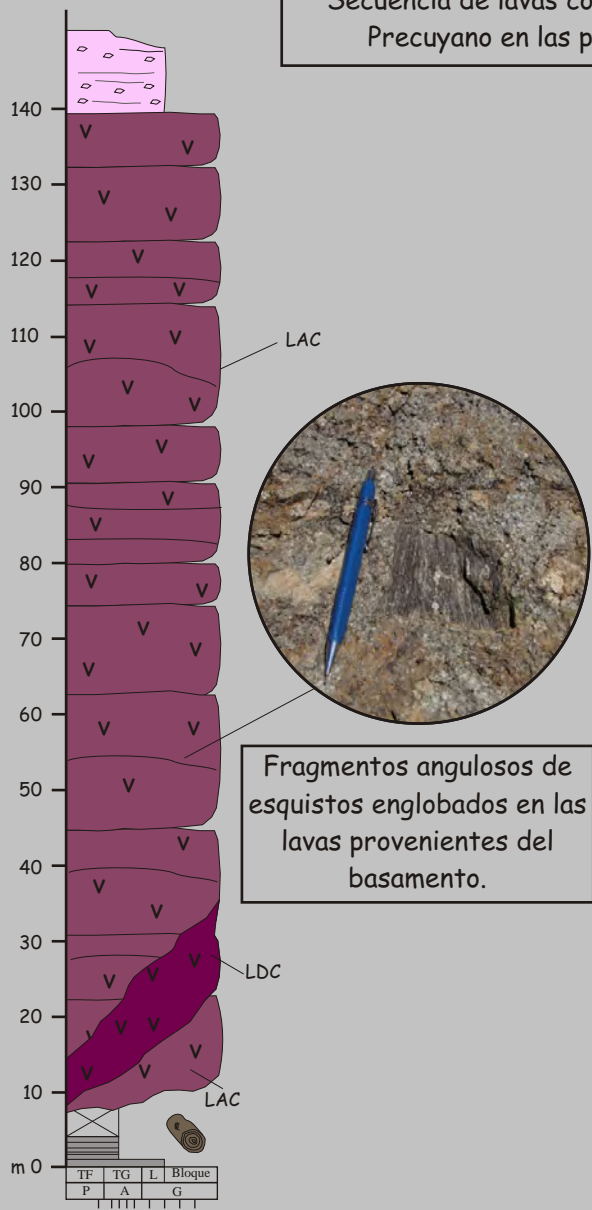
fig 4.4

Figura 4.4. Distribución de las unidades de acumulación de lavas y coladas dómicas andesíticas dominadas por facies coherentes.

Unidad de acumulación: lavas y coladas dómicas andesíticas



Secuencia de lavas coherentes aflorante en la base del Ciclo Precuyano en las proximidades del Cerro Los Muleros.



Cuerpos de lavas de geometría tabular constituidos por facies de lavas andesíticas coherentes. Se presentan constituyendo secuencias de decenas de metros.

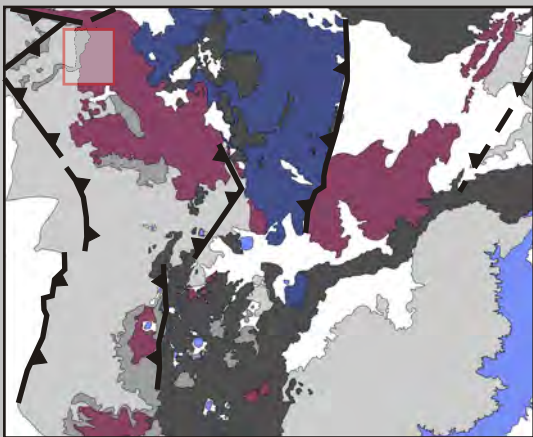


Figura 4.5. Unidad de acumulación de lavas y coladas dómicas andesíticas dominadas por facies coherentes.

Unidad de acumulación: lavas y coladas dómicas andesíticas

Cuerpos de lavas y coladas dómicas dominadas por lavas coherentes aflorantes en las nacientes del arroyo Carrán Curá sobre las secuencias deltaicas de grano grueso/lacustres

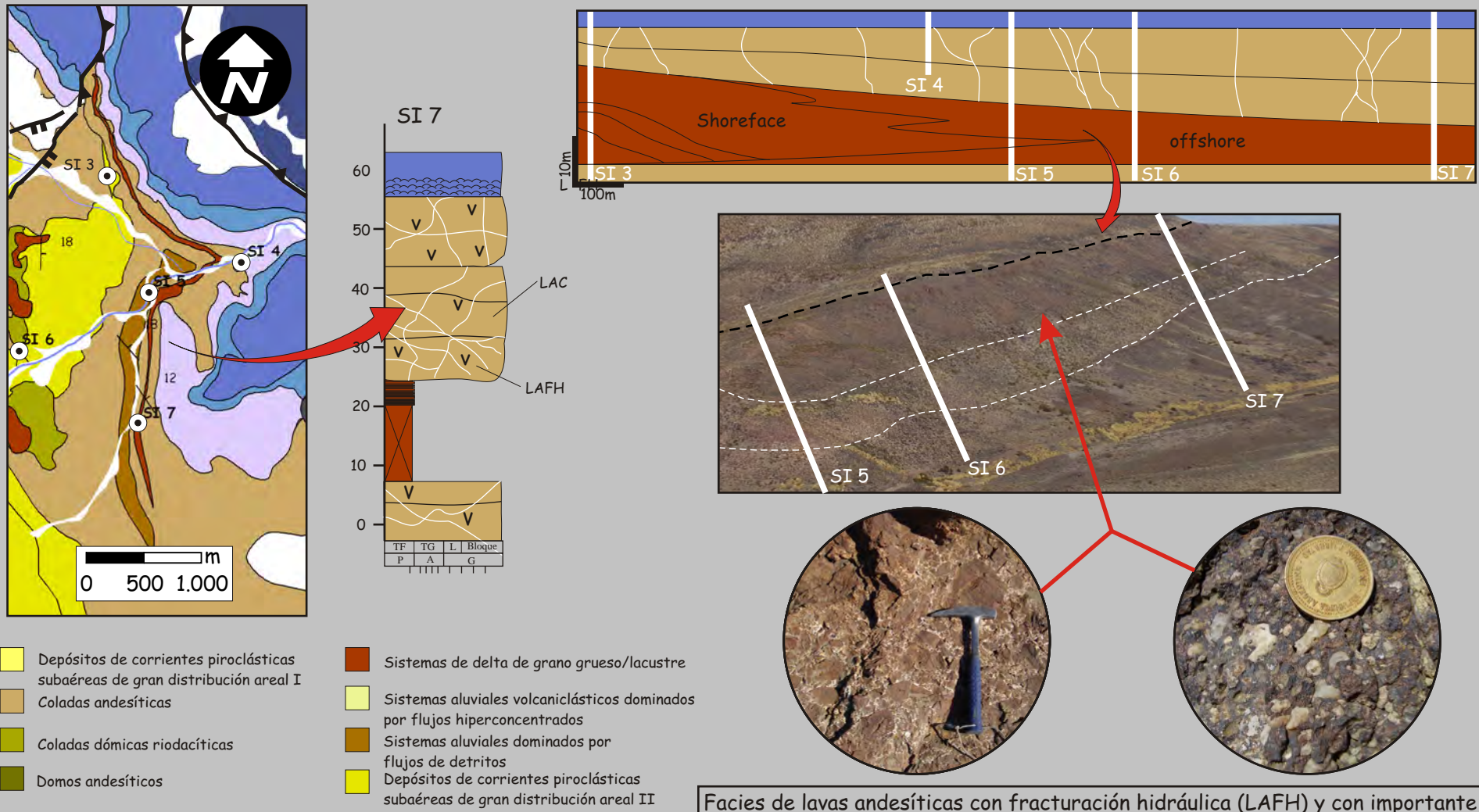


fig 4.6

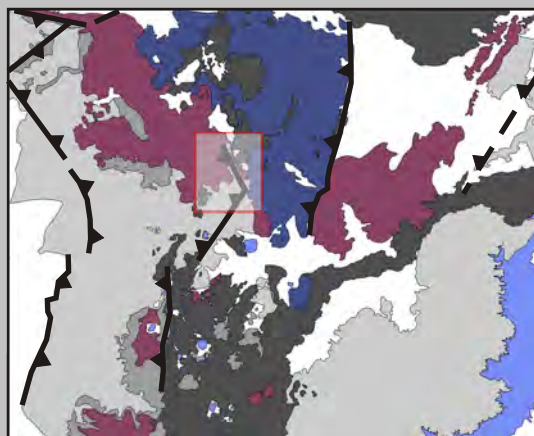
Figura 4.6. Unidad de acumulación de lavas y coladas dómicas andesíticas dominadas por facies coherentes.

4.4.1.2 Domos andesíticos

Dentro de esta unidad de acumulación se agruparon los exodomos y cuerpos lávicos de composición andesítica, en parte intrusivos y en parte extrusivos, que conforman entidades volcánicas denominadas como endodomos (Fink y Anderson, 2000). Esta unidad se desarrolla asociada a las unidades de acumulación de coladas y coladas dómicas (fig. 4.7) o se puede encontrar de manera aislada intercalada con unidades de acumulación piroclástica (fig. 4.8). Presenta geometría marcadamente cómica, con límites externos curvados o irregulares, espesores de entre 3 m y 30 m y una distribución areal que varía desde metros a cientos metros (fig. 4.7 y 4.8). Internamente esta unidad se compone de lavas con abundantes fenocristales de plagioclasa que conforman litofacies de lavas andesíticas coherentes (LAC) y litofacies de lavas andesíticas autobrechadas (LAA) (fig. 3.1), las cuales constituyen la caparazón externa de estos cuerpos. También se pueden presentar totalmente constituidas por litofacies de lavas andesíticas autobrechadas. En muy pocos casos se ha encontrado la vinculación de estos cuerpos con los diques alimentadores.

Esta unidad de acumulación representa acumulaciones de lavas en forma intrusiva/extrusiva en fracturas cercanas a la superficie. Las partes extrusivas reflejan asociaciones de facies típicas de domos subaéreos de composiciones andesíticas (Mc Phie *et. al.*, 1993; Németh y Ulrike, 2007).

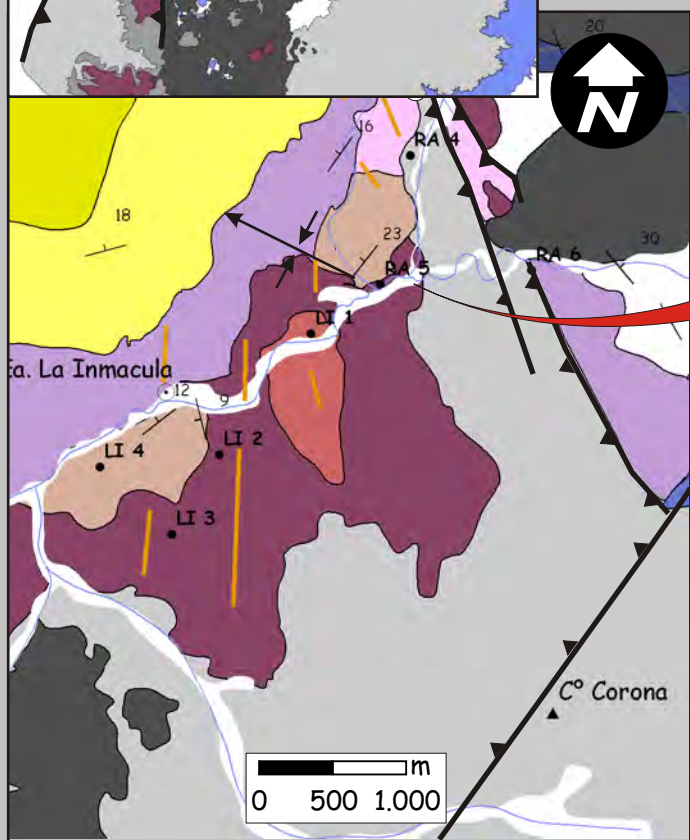
Unidad de acumulación: domos andesíticos



Unidad de acumulación domos andesíticos asociados a cuerpos de lavas y coladas dómicas andesíticas aflorantes en la parte inferior del relleno precuyano en el área de Sañicó.



Diques alimentadores constituidos de facies de lavas autobrechadas (LAA).



- Diques
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
- Criptodomos riolacíticos
- Domos andesíticos
- U.A.: Coladas y coladas dómicas andesíticas
- Basamento

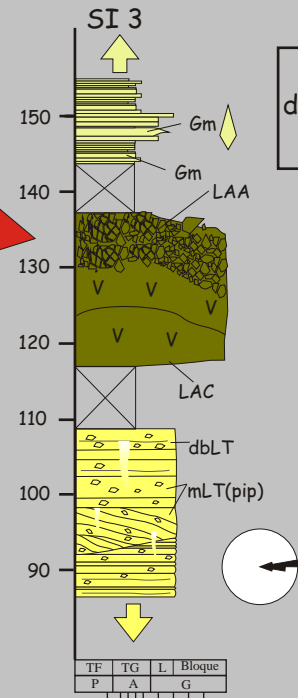
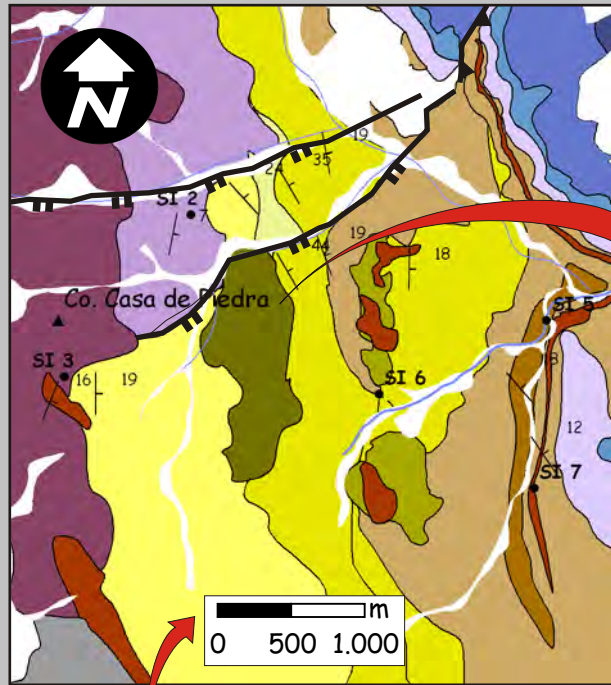


Los cuerpos dómicos pueden estar constituidos enteramente de facies de lavas autobrechadas (LAA).

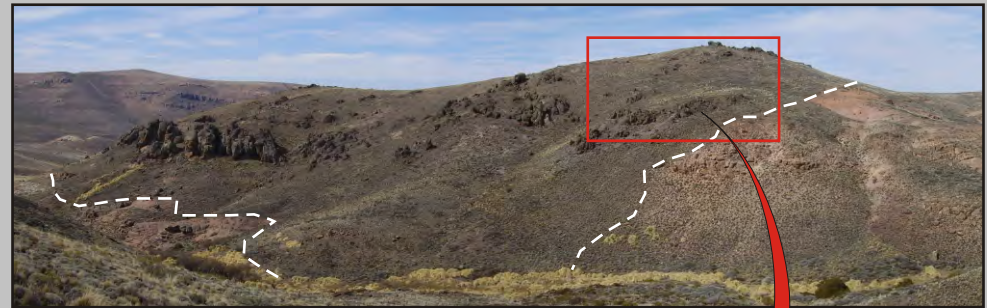
fig 4.7

Figura 4.7. Unidad de acumulación de domos andesíticos.

Unidad de acumulación: domos andesíticos



Domos andesíticos extrusivos y en parte intrusivos, emplazados en los depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal desarrollados en la parte media del Ciclo Precuyano en la zona de Sañicó.



Facies de lavas andesíticas autobrechadas (LAA) que constituyen la parte externa del domo.

fig 4.8

- Sistemas de delta de grano grueso/lacustre
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por flujos hiperconcentrados
- Sistemas aluviales dominados por flujos de detritos
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I
- Coladas andesíticas
- Coladas dómicas riodacíticas
- Domos andesíticos

Figura 4.8. Unidad de acumulación de domos andesíticos.

4.4.1.3 Diques andesíticos

En esta unidad se incluyen los diques volcánicos de composición andesítica que se encuentran intruidos subverticalmente en diferentes secciones del relleno precuyano. Generalmente se muestran con relieve positivo con respecto a las unidades que los contienen, aflorando como cuerpos tabulares de entre 50 m y 1800 m de largo, con afloramientos continuos o discontinuos en el rumbo y espesores promedios de 2 m (fig. 4.9). Sólo en una ocasión se encontró un dique de composición andesítica de 56 m de espesor (fig. 4.10). Habitualmente yacen de manera aislada, aunque es importante destacar que en el área de Sañicó, al oeste del Cerro Corona, se encontraron 28 diques en un área de 8 Km², con espaciados del orden de decenas de metros (fig. 4.9). Los diques andesíticos se encuentran intruidos en las diferentes unidades de acumulación que componen el Ciclo Precuyano, encontrándose sólo en pocas ocasiones vinculados con las unidades volcánicas efusivas. Si se rebaten los diques teniendo en cuenta el rumbo e inclinación regional para las capas del Ciclo Precuyano en ese sector, se puede apreciar que los mismos se encuentran preferencialmente intruidos con rumbos N 180° a 160° y N 160° a 140°, e inclinaciones hacia el ENE y WSW (fig. 4.9).

Esta unidad está integrada por facies de lavas de andesitas coherentes (LAC) (fig. 3.1) con texturas microporfíricas y porfíricas, con pastas afaníticas pilotáxicas o traquíticas micro o criptocristalinas. Generalmente se presenta con un arreglo interno simple, con un borde de grano fino de 10 cm de espesor, desarrollando hacia el centro texturas porfíricas con pastas microcristalinas y fenocristales orientados. A menudo, las facies lávicas exhiben vesículas deformadas (< al 15 %), indicando flujo de lava paralelo a las paredes de los cuerpos. Minoritariamente, esta unidad se expone con contactos que presentan fracturación hidráulica (LAFH), desarrollando hacia el centro facies de lavas coherentes (LAC) o pseudobrechadas (LASB) (fig. 3.1).

En todos los casos esta unidad es el resultado de intrusiones volcánicas simples y monoepisódicas de lavas de composición andesítica (Marioni y Gudmundson, 2000). Las estructuras anisótropas (fenocristales orientados, las vesículas deformadas y la foliación por flujo) indican un gradiente de velocidad vertical en el flujo (Best y Christiansen, 2000). Los bordes de grano fino o vítreos, conjuntamente con los procesos de cavitación observados, evidencian niveles de emplazamiento someros con una roca de caja fría (Marioni y Gudmundson, 2000). Respecto a su modo de yacencia, su relieve positivo frente a otras unidades precuyanas denota periodos de alta tasa degradación, las cuales son características de muchos ambientes volcánicos (Thouret, 1999). A pesar que en muy pocas ocasiones se encontró a las unidades de diques relacionadas con otros cuerpos volcánicos, los niveles de emplazamiento someros sugieren que estas unidades constituyeron una vía de alimentación de magma hacia la superficie. La asociación de diques con similar orientación y el espaciado

encontrados en el área de Sañicó indican sistema de dique longitudinales de rumbo N-S/ NNW-SSE.

En general las unidades de acumulación de rocas volcánicas andesíticas muestran variaciones composicionales dentro de este campo, desde el límite de andesitas basálticas hasta el límite con lavas dacíticas (fig. 4.11A). Respecto a las características petrográficas, se presentan con microfacies de rocas volcánicas andesíticas (RVA) con variaciones de texturas seriadas, porfírica, glomeroporfírica, con pastas micro/criptocristalinas pilotácicas (fig. 4.11 y 4.12). En ocasiones se encontraron cumulos de composición diorítica. Estos atributos texturales indican el crecimiento de fenocristales producto de eventos de cristalización dentro de una cámara magmática (Mash, 2000; Best y Christiansen, 2000). Las texturas glomeroporfíricas y cumuláticas evidencian estadios avanzados de cristalización dentro de la cámara magmática (Best y Christiansen, 2000). Las variaciones texturales en la pasta, desde seriadas, pilotácicas microcristalinas, pilotácicas criptocristalinas hasta vitrofíricas, sugieren diferentes tasas de enfriamiento que controlaron la elevada nucleación y variación en el ritmo de crecimiento para el caso de las texturas cristalinas y la nucleación para el caso de las texturas vitrofíricas (fig. 4.11 y 4.12). Asociados a las texturas vitrofíricas se han encontrado fenocristales fracturados producto del rápido enfriamiento (*quenching*) (Mc Phie *et al.*, 1993; Allen y Mc Phie, 2003). Es importante destacar que las unidades efusivas andesíticas presentan texturas de desequilibrio que indican diferentes velocidades de ascenso de los magmas. Por un lado los fenocristales de plagioclasa con textura cribada gruesa (*coarse sieve-texture*) y bordes reabsorbidos indican rápida tasa de descompresión y ascenso, del orden de los 10 m/s (Stephen y Montana, 1992; Best y Christiansen, 2000). Sin embargo, los cristales de hornblenda manteados por minerales opacos sugieren un ascenso lento los magmas del orden de metro /día (Best y Christiansen, 2000; Rutherford y Gardner, 2000). Las variaciones de andesitas con pseudomorfos de olivina y cristales de clinopiroxeno y hornblenda indican diferentes condiciones de composición, temperatura, presión y presión de fluidos (fig. 4.11 y 4.12). De tal forma, los pseudomorfos de olivina en las andesitas basálticas indican una fuente poco evolucionada, de composiciones más básicas y de mayor temperatura (Askren *et al.*, 1997). Por otro lado, las andesitas piroxénicas y andesitas hornbléndicas indican diferentes condiciones de T°, presión de fluidos y presión de confinamiento, necesarias para estabilizar termodinámicamente los fenocristales de hornblenda o clinopiroxenos. La presencia de fenocristales de hornblenda en las microfacies de andesitas y dacitas indica composiciones hidratadas de los magmas, con concentraciones de H₂O mayores o iguales al 5% en peso y presiones de confinamiento de 1 Kb a 3 Kb (entre 4 km y 10,5 km) (Best y Christiansen, 2000).

Con respecto a la alteración, en las microfacies andesíticas y de andesitas basálticas no se desarrolla de manera penetrativa (fig. 4.12 y 4.13). Exceptuando las zonas de fracturas, en

donde se pueden presentar de manera avanzada, los grados de alteración van de débiles a moderados, destacándose la alteración clorítica-sericítica, la alteración potásica y la carbonatación ([Gifkins, 2005](#)). A su vez se han encontrado estructuras de disolución y de disolución y reemplazo por argilominerales y sílice.

Unidad de acumulación: diques

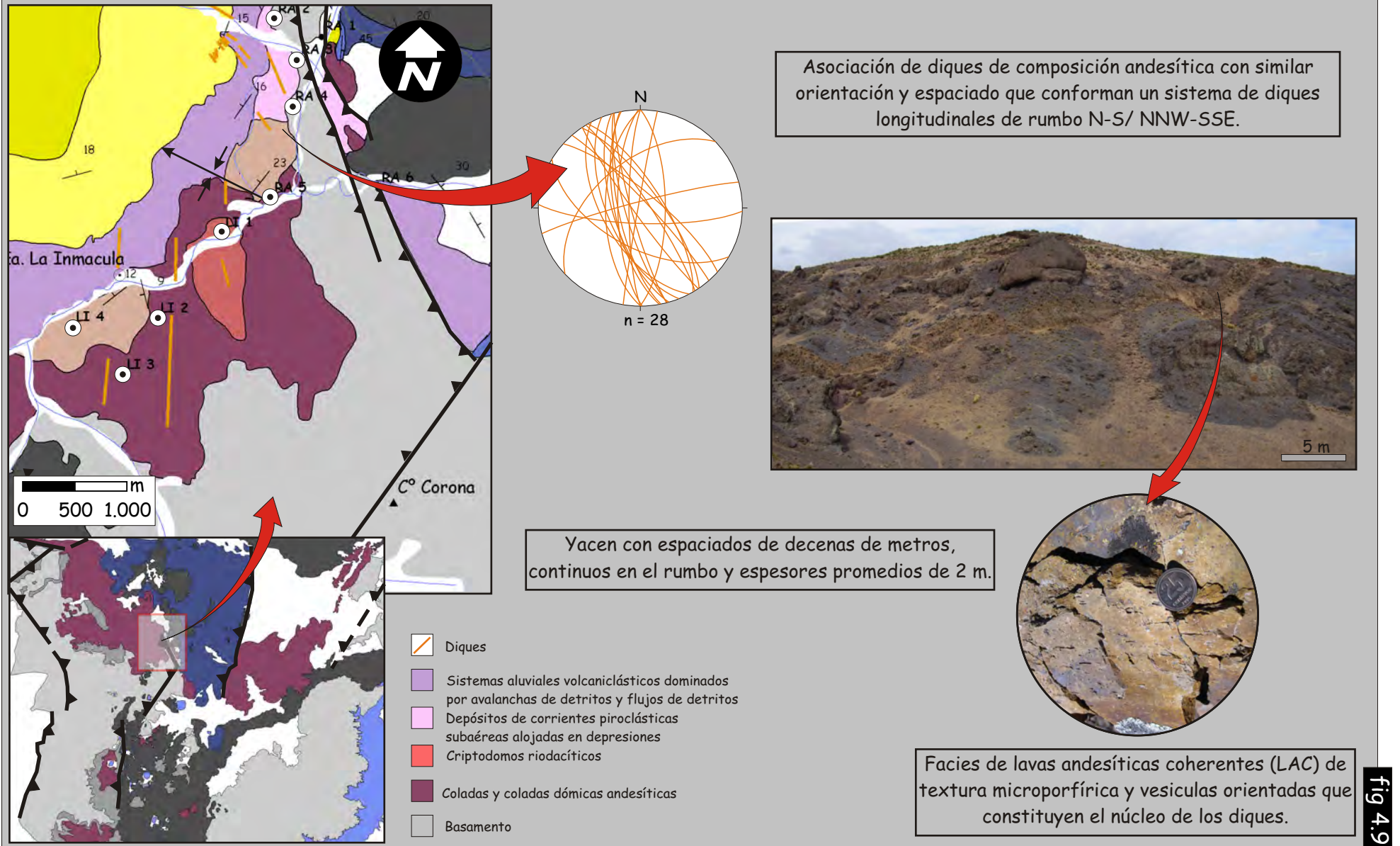


Figura 4.9. Unidad de acumulación de diques.

Clasificación y petrografía de las unidades de acumulación de rocas volcánicas andesíticas

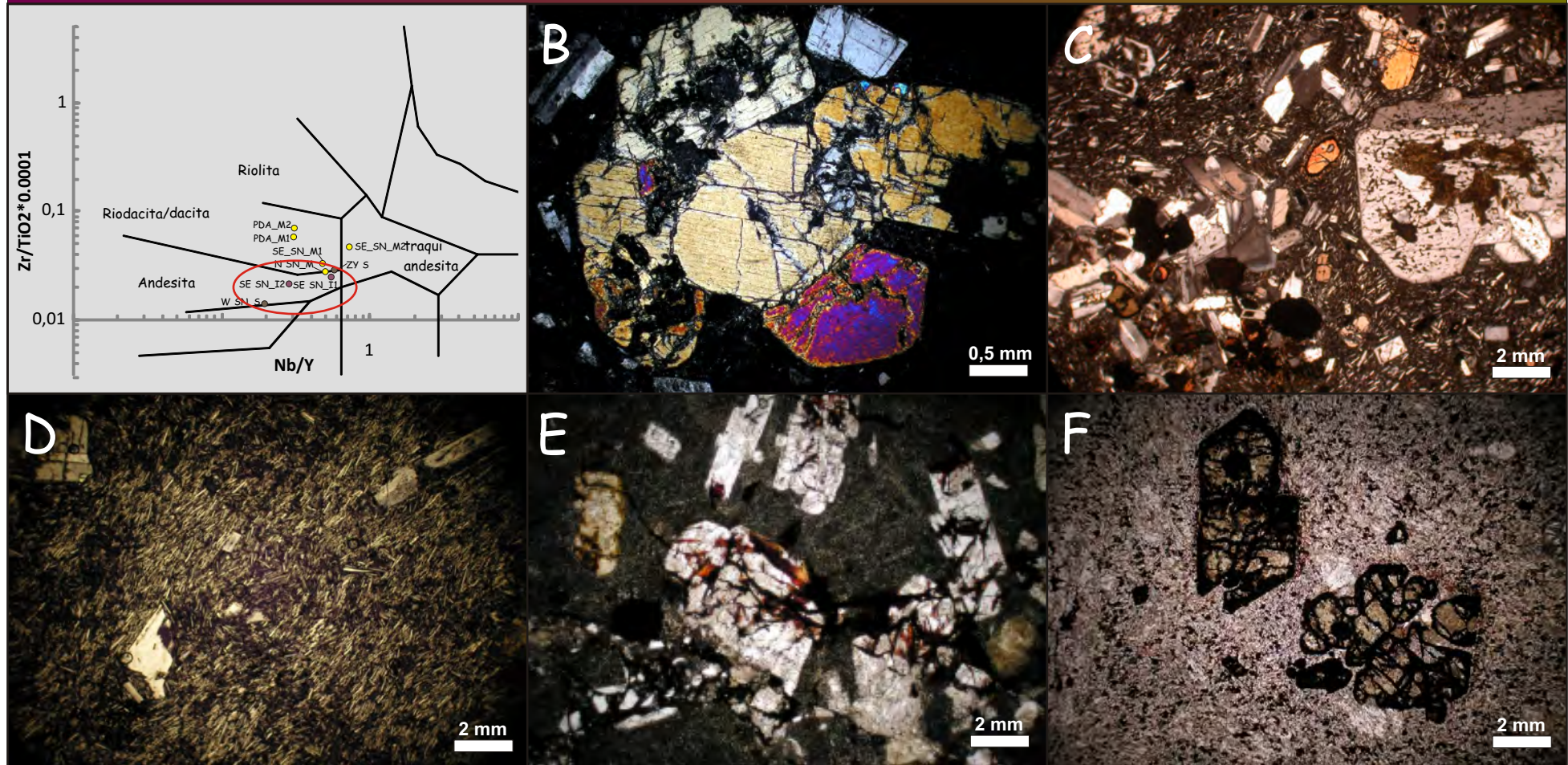


Figura 4.11. Microfacies de rocas volcánicas andesíticas (RVA). A) Diagrama de clasificación de Winchester y Floyd (1977). B) Textura glomeroporfírica integrada por Cpx. C) Textura seriada con cumulos dioríticos. D) Pasta con textura pilotáxica. E) Textura vitrofírica con fenocristales fracturados por *shock* térmico. F) Pseudomorfos de Ol en andesitas basálticas.

Clasificación y petrografía de las unidades de acumulación de rocas volcánicas andesíticas

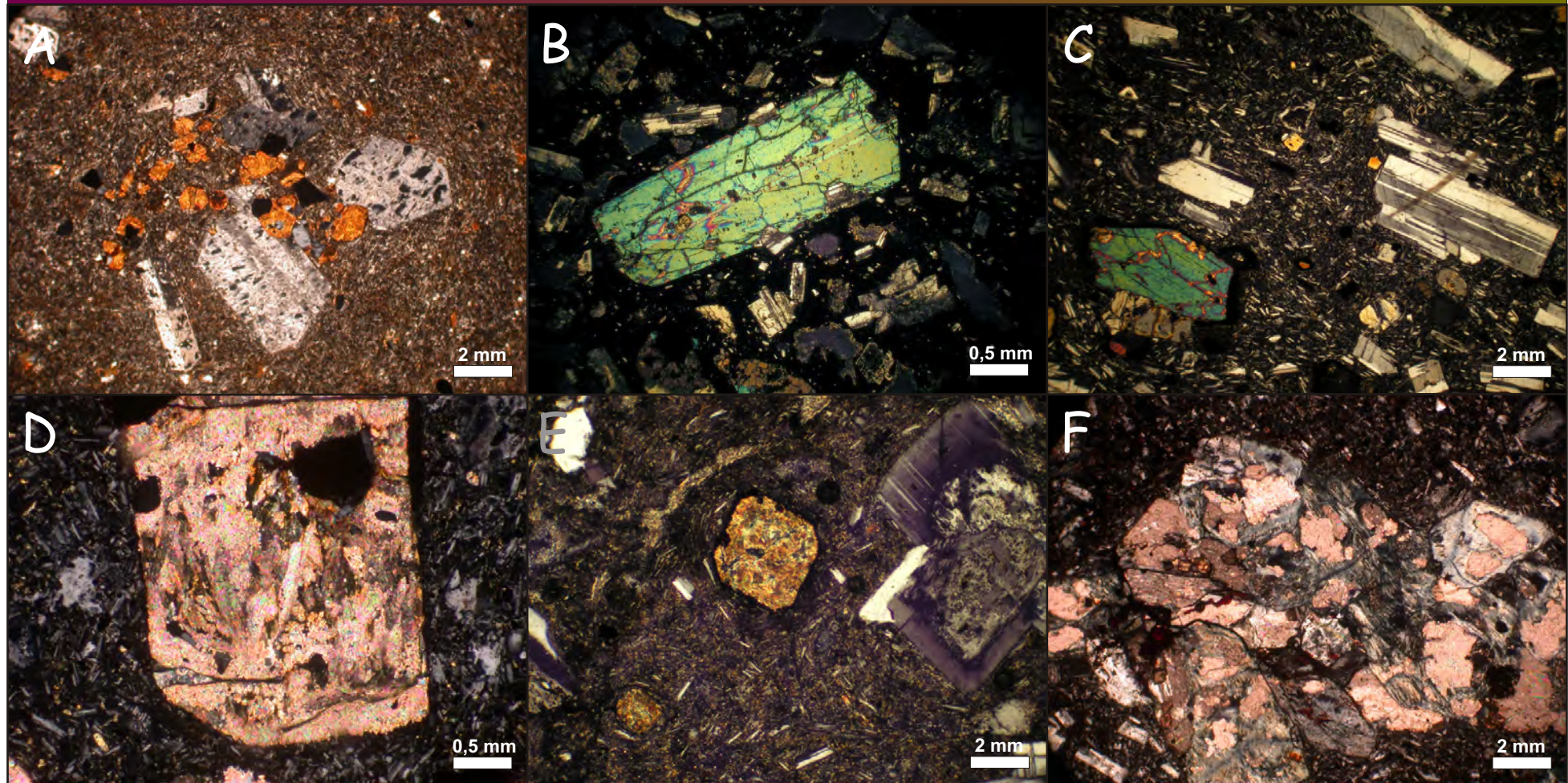


Figura 4.12. Microfacies de rocas volcánicas andesíticas (RVA). A) Textura glomeroporfírica integrada por Pg y Hbl. B) Fenocristal de Cpx. C) Textura porfírica con fenocristales de Pg y Hbl con reborde de opacos. D) Fenocristal de Pg totalmente alterado a agregados de carbonato y epidoto. E) Pseudomorfos de Px alterado a cloritas. F) Alteración por carbonatación.

Clasificación y petrografía de las unidades de acumulación de rocas volcánicas andesíticas

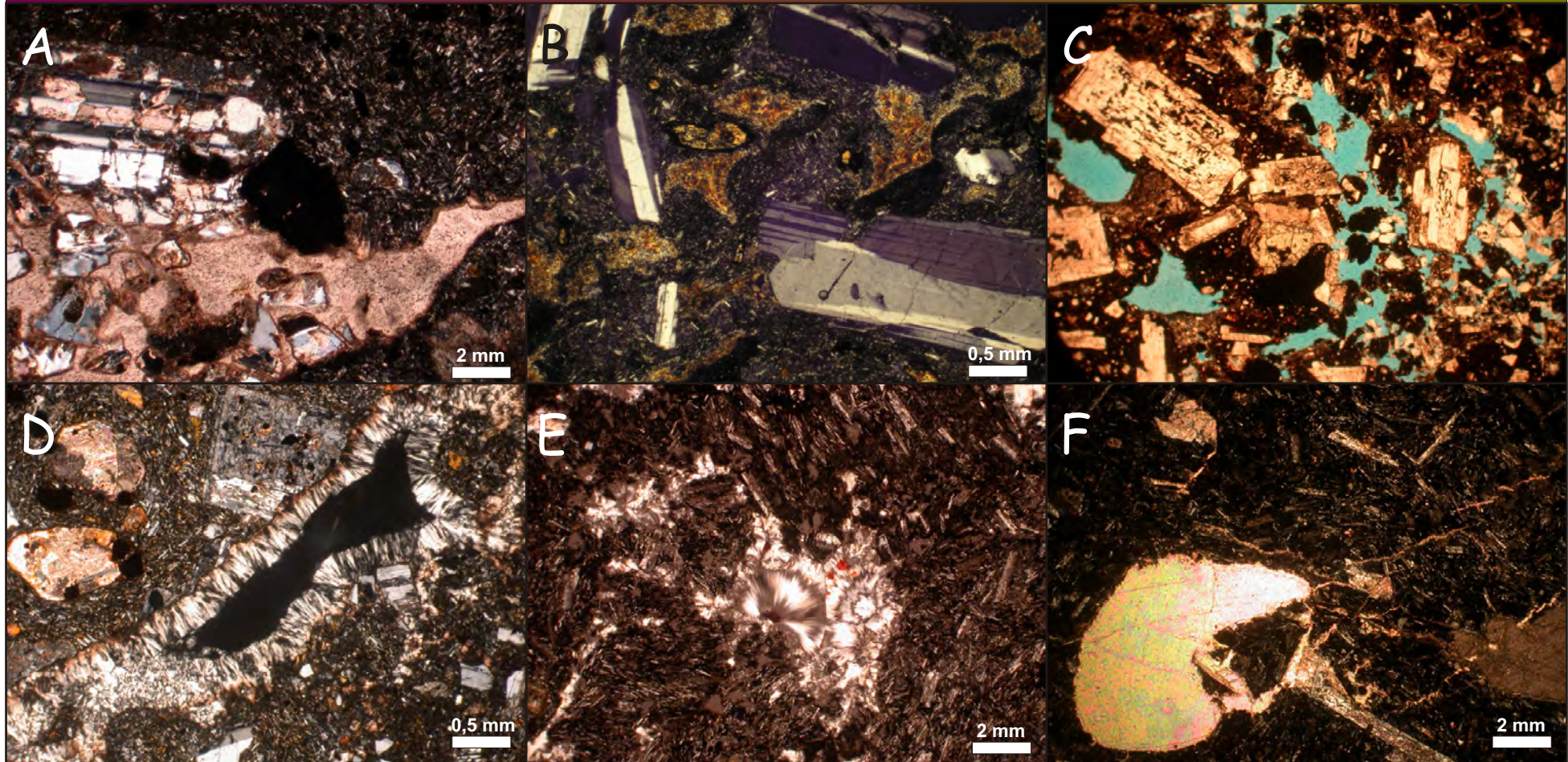
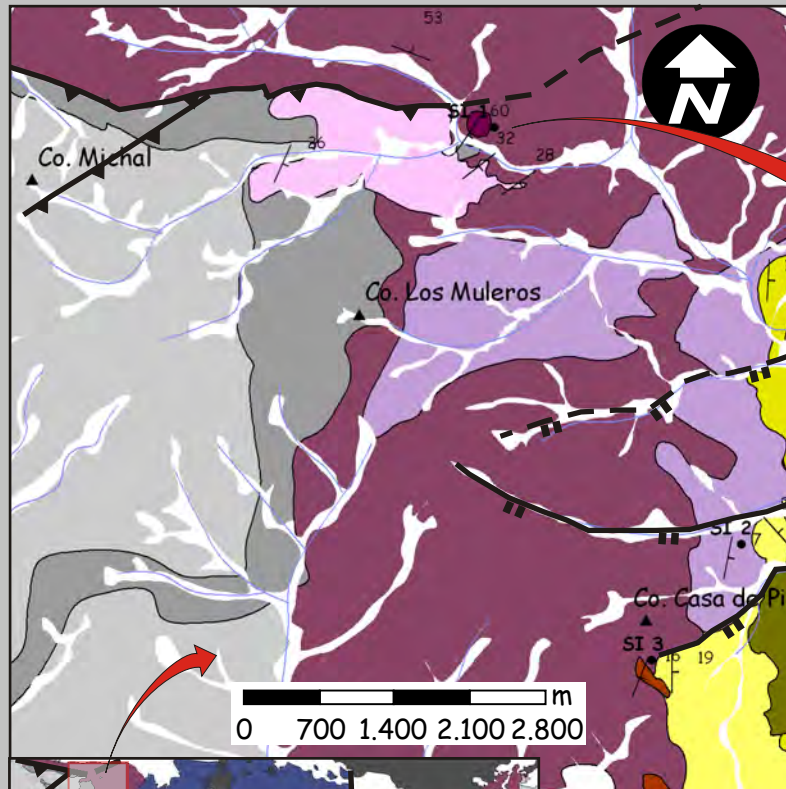


Figura 4.13. Microfacies de rocas volcánicas andesíticas (RVA). A) alteración por carbonatación y fracturación hidráulica. B) Estructuras de disolución y reemplazo por cloritas. C) Estructuras de disolución. D y E) estructuras de disolución y reemplazo por sílice. F) Amígdalas de carbonato de calcio.

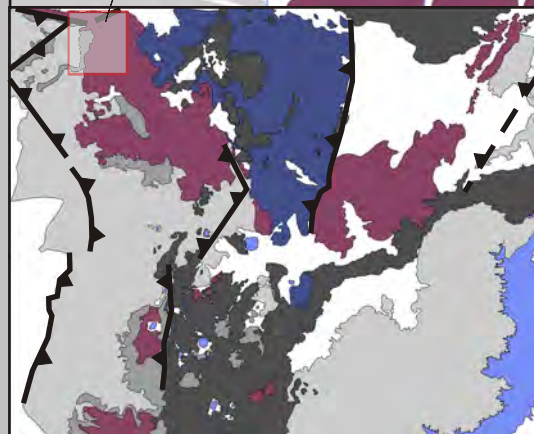
4.4.2 Unidad de acumulación de conducto alimentador







Esta unidad de acumulación se halla representada sólo por un cuerpo intrusivo que aflora en el área de Sañicó al norte del Cerro los Muleros y al este del Cerro Michal (fig. 4.14). Se muestra como una entidad de geometría subcircular de aproximadamente 100 m de diámetro que corta de manera vertical a las rocas precuyanas previamente formadas (fig. 4.14). Se presenta con un arreglo simple, constituida por facies de lavas dacíticas coherentes (LDC) (fig. 3.1). Se destacan fracturas verticales que en planta delimitan bloques con formas poliédricas, interpretadas como estructuras de disyunción columnar originadas durante el enfriamiento (Mc Phie *et al.*, 1993; Best y Christiansen, 2000). Se encuentra constituida por microfacies de rocas volcánicas dacíticas (RVD) con variaciones entre una textura porfírica a seriada. Se caracteriza por presentar abundantes fenocristales de plagioclasa y hornblenda, los cuales pueden llegar a constituir el 45% del volumen de la roca. Al igual que en las microfacies de lavas andesíticas, los cristales de hornblenda manteados por minerales opacos sugieren un ascenso lento del magma del orden de los m/d (Best y Christiansen, 2000; Rutherford y Gardner, 2000). Esta idea está soportada por la abundante cantidad de fenocristales, la cual está cercana al límite que presentan los magmas para poder fluir (Llambías, 2008). La yacencia discordante y la forma subcircular, conjuntamente con las texturas desarrolladas, indican que esta unidad se formó por el taponamiento (*plug*) de un conducto magmático superficial de primer orden, el cual posiblemente alimentó un aparato volcánico de grandes dimensiones (Best y Christiansen, 2000; Marsh, 2000).

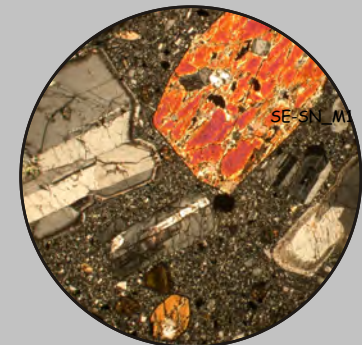
Unidad de acumulación: conductos volcánicos



Se encuentra en las proximidades del Cerro Michal, en una zona con abundante deformación producto de fallas inversas. Yace como un cuerpo intrusivo discordante que corta a las rocas previamente formadas. En planta posee geometría subcircular de unos 100 metros de diámetro y desarrolla diarquía columnar.



-  Diques
-  Sistemas aluviales volcánicoaluviales dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
-  Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
-  Criptodomas riódacíticos
-  Coladas y coladas dómicas andesíticas
-  Basamento



Se compone de facies de dacita subvolcánica coherentes (LAC) con textura porfírica, abundantes fenocristales y pasta afanítica o microgranuda.

Fig 4.14

Figura 4.14. Unidad de acumulación de conductos alimentadores.

4.4.3 Unidades de acumulación de rocas volcánicas ácidas

Bajo este denominativo se agruparon unidades de acumulación volcánicas con composiciones riodacíticas y riolíticas (fig. 4.15 y 4.16). Estas unidades no se encuentran ampliamente distribuidas en sentido lateral y vertical dentro del relleno precuyano. Su aparición es puntual como cuerpos intrusivos o efusivos de escaso volumen en la parte media del Ciclo Precuyano. Una característica sobresaliente es que en la mayoría de los casos se hallan afectadas por una silicificación penetrativa y avanzada, asociada con venas de sílice.

4.4.3.1 Criptodomas riodacíticos

Se presentan en planta como cuerpos de geometría elíptica y en perfil de geometría cómica, con espesores que rondan los 60 m (fig. 4.15). Sus contactos laterales se exhiben con formas rectas, generalmente mal aflorados, sin mostrar características diagnósticas. Se compone de facies de lavas riodacíticas coherentes con estructura foliada (LRCf) (fig. 3.1) y texturas porfíricas. Internamente la estructura foliada se encontró de manera oblicua a los bordes y de manera vertical en las partes centrales del cuerpo. Desde el punto de vista petrográfico se presenta con microfacies de rocas volcánicas riodacíticas (RVR) (fig. 3.1). Las texturas porfíricas se desarrollan con pastas afaníticas criptocristalinas en los bordes del cuerpos a microcristalinas en el centro.

La relación con las rocas que contienen esta unidad y el arreglo de facies presentes reflejan una yacencia intrusiva somera (Mc Phie *et al.*, 1993), mientras que el predominio de lavas coherentes no hubiera sido esperable si la roca de caja se hubiese encontrado húmeda (Stewart *et al.*, 2003).

4.4.3.2 Coladas cómicas riodacíticas

Se presenta con expresión lateral de escasas centenas de metros y espesores que no superan los 50 m. Su parte superior se expone con geometría cómica o irregular (fig. 4.16). Se compone de un arreglo simple de facies de lavas riolíticas coherentes (LRC) y por microfacies de rocas volcánicas riodacíticas (RVR). Presentan una textura porfírica constituida por fenocristales escasos y pequeños de cuarzo y feldespato, inmersos en una pasta micropoiquilítica resultado de la recristalización a alta temperatura de material vítreo (Mc Phie *et al.*, 1993). A su vez, la pasta se encuentra silicificada de manera penetrativa acompañada por venas de sílice y estructuras de disolución y de disolución y reemplazo que indican la circulación de fluidos a alta temperatura. Las características vítricas de la pasta estarían fomentadas por la composición de la presente unidad.

La pobre calidad con que afloran los cuerpos que componen esta unidad, sumado a la intensa silicificación, no permiten avanzar demasiado en la interpretación. Una característica sobresaliente es que estas unidades yacen en todos los casos por sobre las unidades piroclásticas

de mayor extensión areal. La similitud composicional y la posición en la secuencia hacen que ésta puede estar emparentada con las unidades piroclásticas (Best y Christiansen, 2000; Németh y Ulrike, 2007).

Unidad de acumulación: criptodomas riolíticos

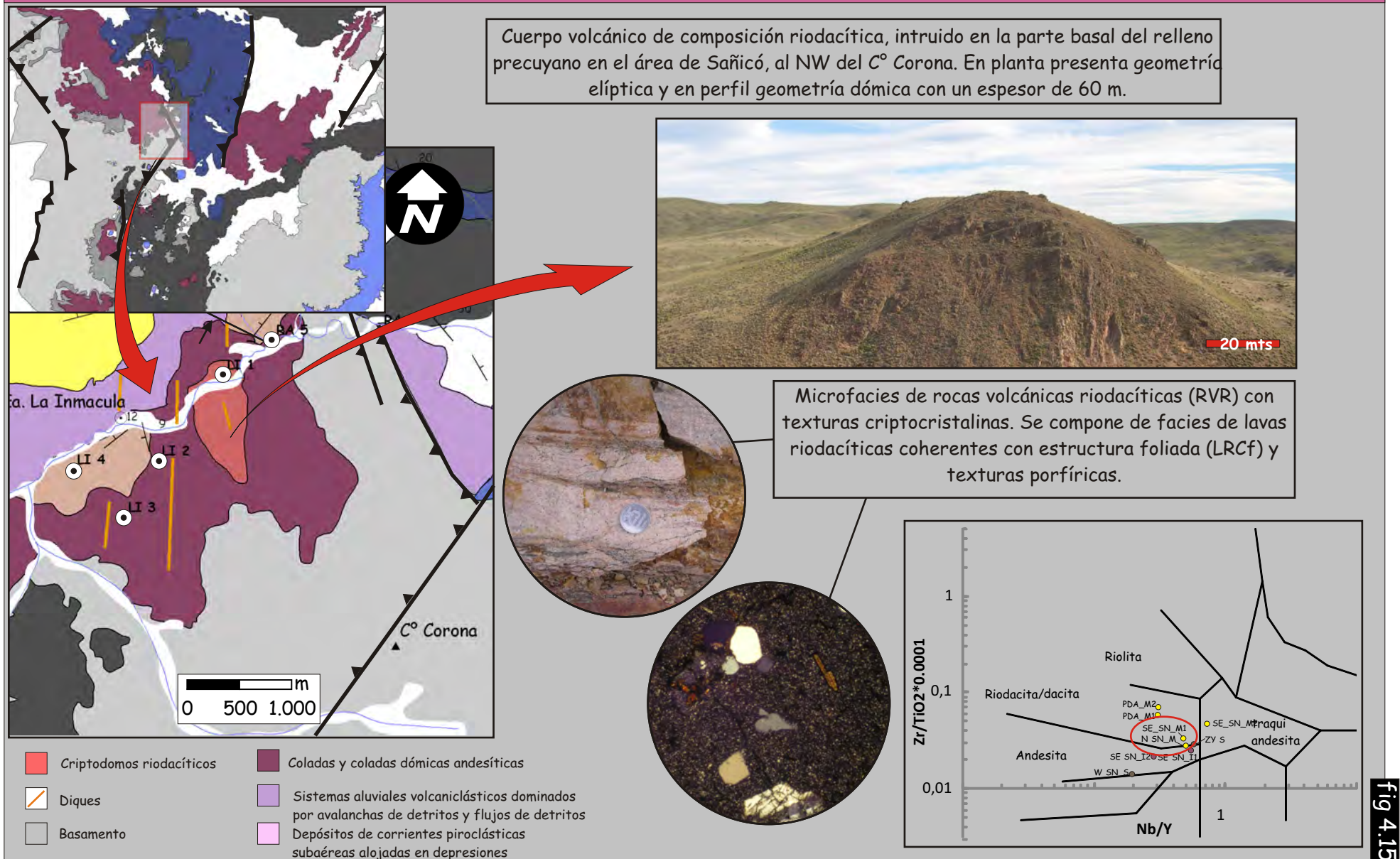
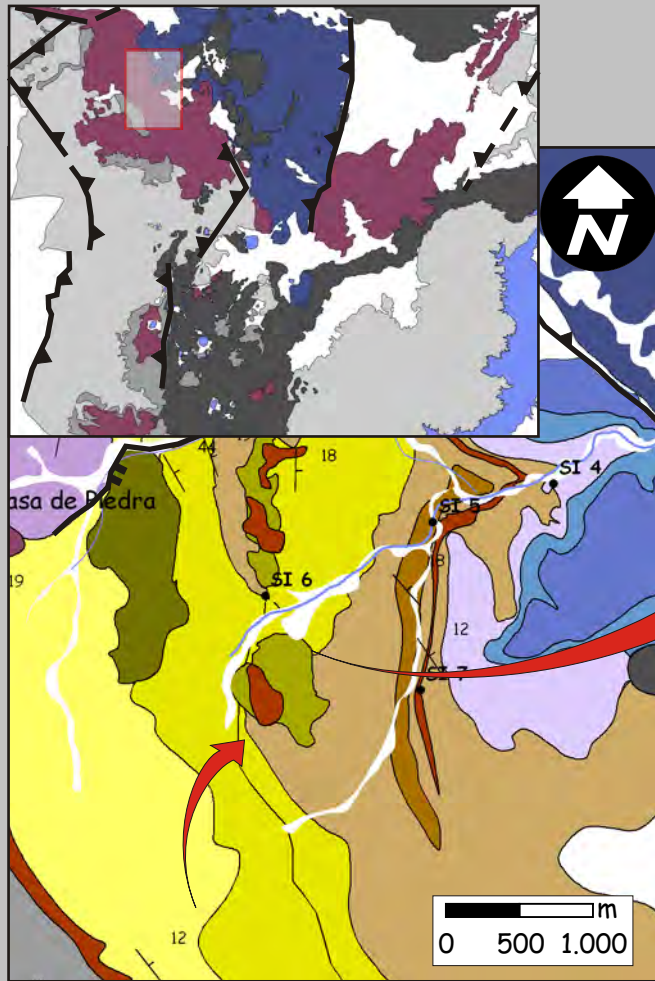


Figura 4.15. Unidad de acumulación de criptodomas riolíticos.

Unidad de acumulación: coladas dómicas riolíticas



- | | |
|--|---|
| Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I | Sistemas de deltas de grano grueso/lacustre |
| Coladas andesíticas | Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por flujos hiperconcentrados |
| Coladas dómicas riolíticas | Sistemas aluviales dominados por flujos de detritos |
| Domos andesíticos | U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II |

Esta unidad incluye un conjunto de cuerpos de composiciones riolíticas que se encuentran en el área de Sañicó, al este del Cerro Casa de Piedra. Se presenta con expresión lateral de escasas centenas de metros y espesores que no superan los 50 m.



Facies de lavas riolíticas coherentes (LRC) totalmente silicificadas. Presentan microfacies de rocas volcánicas riolíticas (RVR) con venas de sílice.

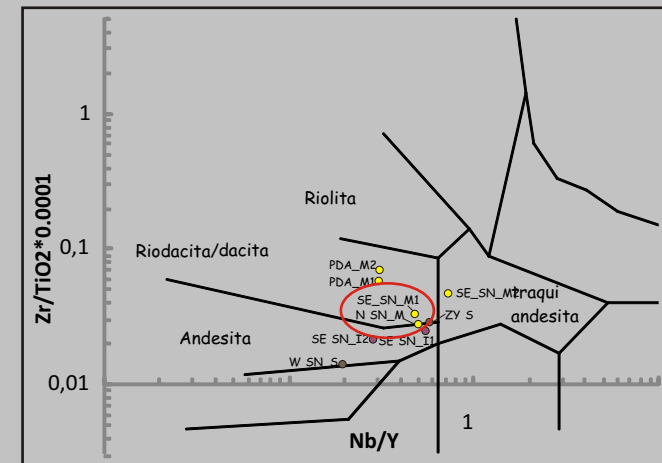
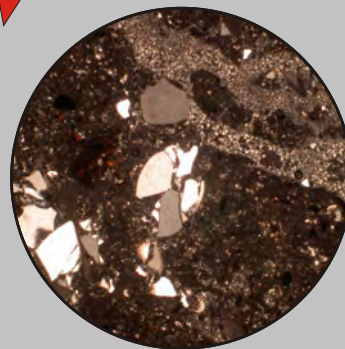


Fig 4.16

Figura 4.16. Unidad de acumulación de coladas dómicas riolíticas.

4.5 Unidades de acumulación piroclásticas

Bajo esta designación se han agrupado a todos los depósitos constituidos de materiales piroclásticos resultado de erupciones explosivas (Cas y Wright, 1987; Mc Phie *et al.*, 1993; White y Houghton, 2006). Las unidades de acumulación que se desarrollarán a continuación se originaron a partir de la depositación de materiales desde corrientes piroclásticas. Históricamente las corrientes de densidad piroclásticas formadoras de ignimbritas han sido modeladas como flujos granulares (*grainflows*), flujos semi-fluidizados (*semi-fluidized flows*), corrientes de turbidez de baja densidad y flujos laminares (*plug laminar flows*) (Branney y Kokelaar, 2002 y las referencias allí citadas). Sin embargo, aunque la simplificación es necesaria para la realización de los modelos, asumir un solo mecanismo de soporte o propiedades teóricas de las corrientes no es apropiado. Para considerar la sedimentación de una corriente de densidad piroclástica se debe tener en cuenta que las mismas presentan diferentes mecanismos de transporte, son muy heterogéneas en el espacio y tiempo y que sólo registran los procesos acaecidos en la parte inferior del flujo, definido como la superficie entre el flujo y el sustrato donde ocurre la segregación y la depositación variable de las partículas (Branney y Kokelaar, 2002).

Es importante destacar que las unidades de acumulación piroclástica presentan composiciones y asociaciones de facies semejantes. Entre las características que permitieron su denominación se encuentran el ambiente depositacional (subaéreas/ subácueas), el arreglo de las facies, el volumen y los procesos postdepositacionales (fig. 4.17). Debido a que los depósitos de corrientes piroclásticas subácueas y subaéreos pueden presentarse con litofacies similares, éstos se han diferenciado por las asociaciones de facies de las rocas infra/suprayacentes, y de presentarse, por la existencia de fósiles.

4.5.1 Unidad de acumulación de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones

Esta unidad se compone de cuerpos de geometría suavemente lenticular, con dimensiones variables de hasta 1000 m de ancho y 100 m de espesor (fig. 4.18). Se halla bien desarrollada en la parte inferior del Ciclo Precuyano y minoritariamente en la parte superior. Se encuentra constituida por arreglos de facies simples (facies de tobas lapillíticas masivas (mLT)) o complejos (tobas lapillíticas masivas -con o sin orientación de clastos- (mLT y mLTF), tobas lapillíticas con estratificación difusa (dbLT), brechas líticas masivas (mlBr) y tobas con estructuras entrecruzadas (xsT)) (fig. 3.1). Respecto a las microfacies, esta unidad está generalmente constituida por ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA) y minoritariamente por ignimbritas silicificadas (IgnS).

A grandes rasgos las asociaciones de facies indican que esta unidad se generó por depósitos de corrientes piroclásticas con partes basales concentradas (fig. 3.1) (Branney y Kokelaar, 2002). Exceptuando la variación de esta unidad conformada por la agradación de facies masivas generadas en condiciones cuasi-estables (Branney y Kokelaar, 2002), el arreglo multifacial de esta unidad (fig. 4.19) indica la depositación a partir de corrientes inestables que pasaron por periodos cuasi-estables (Branney y Kokelaar, 2002; Brown *et al.*, 2007). En perfil vertical se puede apreciar la agradación compleja, donde se registra aceleración-desaceleración de la corriente (fig. 4.19). Las inestabilidades mayores se reconocen a través de los cambios abruptos en las condiciones depositacionales (límites erosivos y depositación de facies mBr que registran el clímax de velocidad de la corriente). Los periodos de menor inestabilidad o de cuasi-estabilidad se evidencian por los cambios graduales en el arreglo de las facies (variación con límites difusos o netos entre las facies mLt, mLtF y dbLt). En ocasiones, la transición a condiciones diluidas se muestra por el desarrollo de facies tobáceas con estructuras entrecruzadas (xsT). En sentido lateral (fig. 19) el cambio de arreglo de facies evidencia variaciones en las condiciones de los límites de flujo inferior, reflejándose la no uniformidad de las corrientes (Branney y Kokelaar, 2002; Kokelaar *et al.*, 2007). Las características de la asociación de facies, sumadas a las dimensiones de esta unidad, permiten sugerir que la misma se produjo por el relleno de depresiones topográficas relacionadas al paisaje volcánico. Las microfacies IgnSA y IgnS (véase capítulo 3) reflejan que los materiales primarios se depositaron por debajo de la temperatura de transición del vidrio.

Unidades de acumulación Piroclásticas

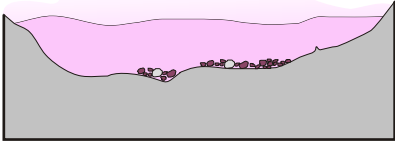
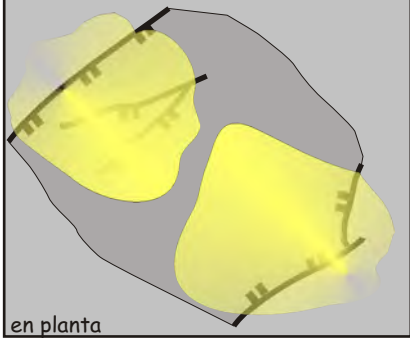
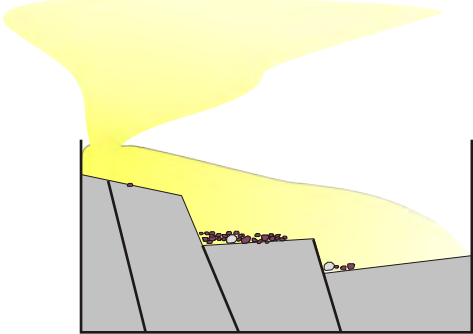
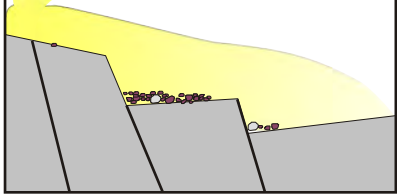
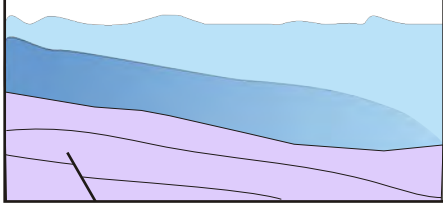
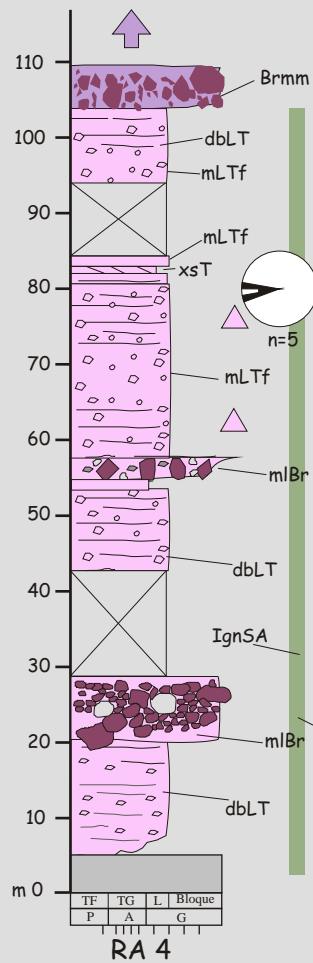
Unidad de acumulación	Asociaciones de facies y microfacies	Ilustración
Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones	<p>Asociaciones de facies: dbLT + mLBr + mLT + mLTF + xsT/ mLt</p> <p>Asociaciones de microfacies: IgnSA ± IgnS</p>	
Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I	<p>Asociaciones de facies: mLT + dbLT + mLTip + mLBr + xsLt(a) + //sLT + pmL</p> <p>Asociaciones de microfacies: IgnS + IgnS</p>	
Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II	<p>Asociaciones de facies: mLT + mLTip + dbLT + mLBr / mLT + mLTF</p> <p>Asociaciones de microfacies: IgnS + IgnS</p>	
Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal III	<p>Asociaciones de facies: mLT + mLTF + emLT + mLBr + pmL / mLT + mLTF + emLT + mLBr</p> <p>Asociaciones de microfacies: IgnS + IgnSA ± IgnD</p>	
Depósitos de corrientes piroclásticas subcúeas	<p>Asociaciones de facies: mLT + mLTF</p> <p>Asociaciones de microfacies: IgnSA</p>	

Figura 4.17. Unidades de acumulación piroclásticas distinguidas en el presente estudio.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones



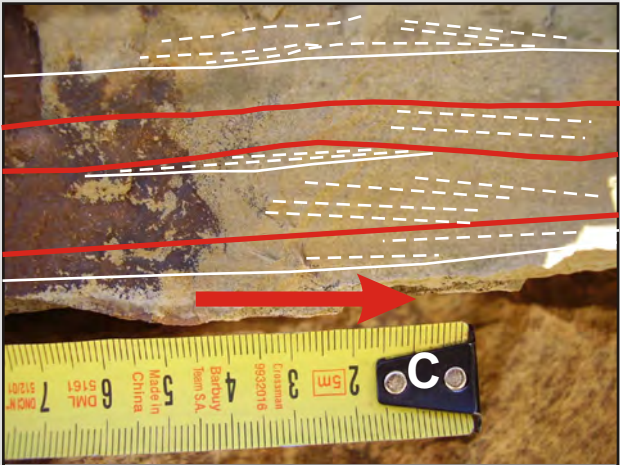
Esta unidad se encuentra constituida por arreglos de facies simples (mLT) o complejos (mLT y mL Tf, dbLT, mL Br y xsT).



Facies de tobas lapillíticas masivas (mLT) que pasan a facies de tobas lapillíticas con estratificación difusa (dbLT). Estas variaciones resgistran inestabilidades desarrolladas en la zona del límite inferior de corrientes, siempre en condiciones de alta concentración de materiales.



Presentan microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA) generadas en estadios deutéricos o diagenéticos. Estas características reflejan depósitos de baja temperatura.

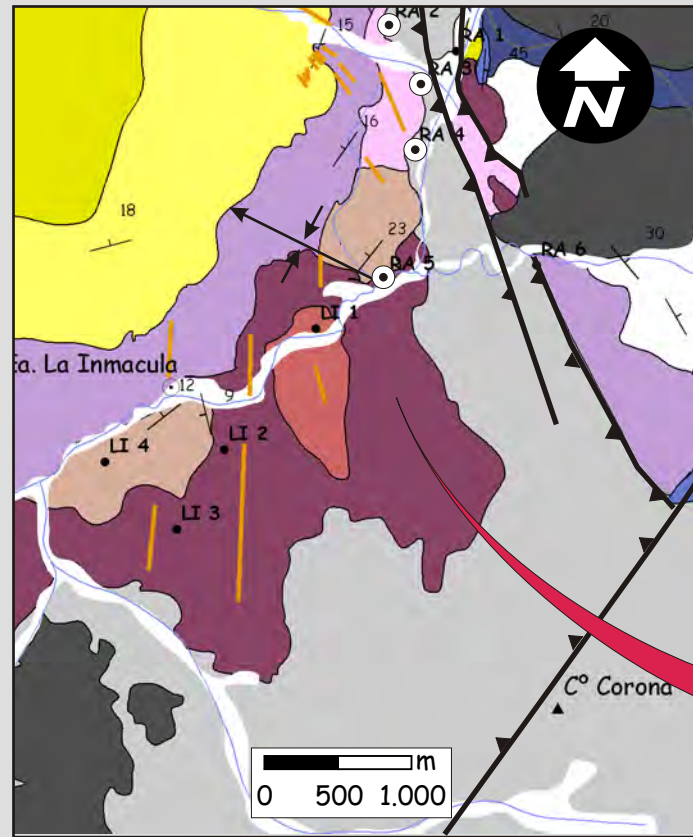


Facies de tobas con estructuras entrecruzadas (xsT) que reflejan el pasaje a condiciones más diluidas de las corrientes piroclásticas.

Fig 4.18

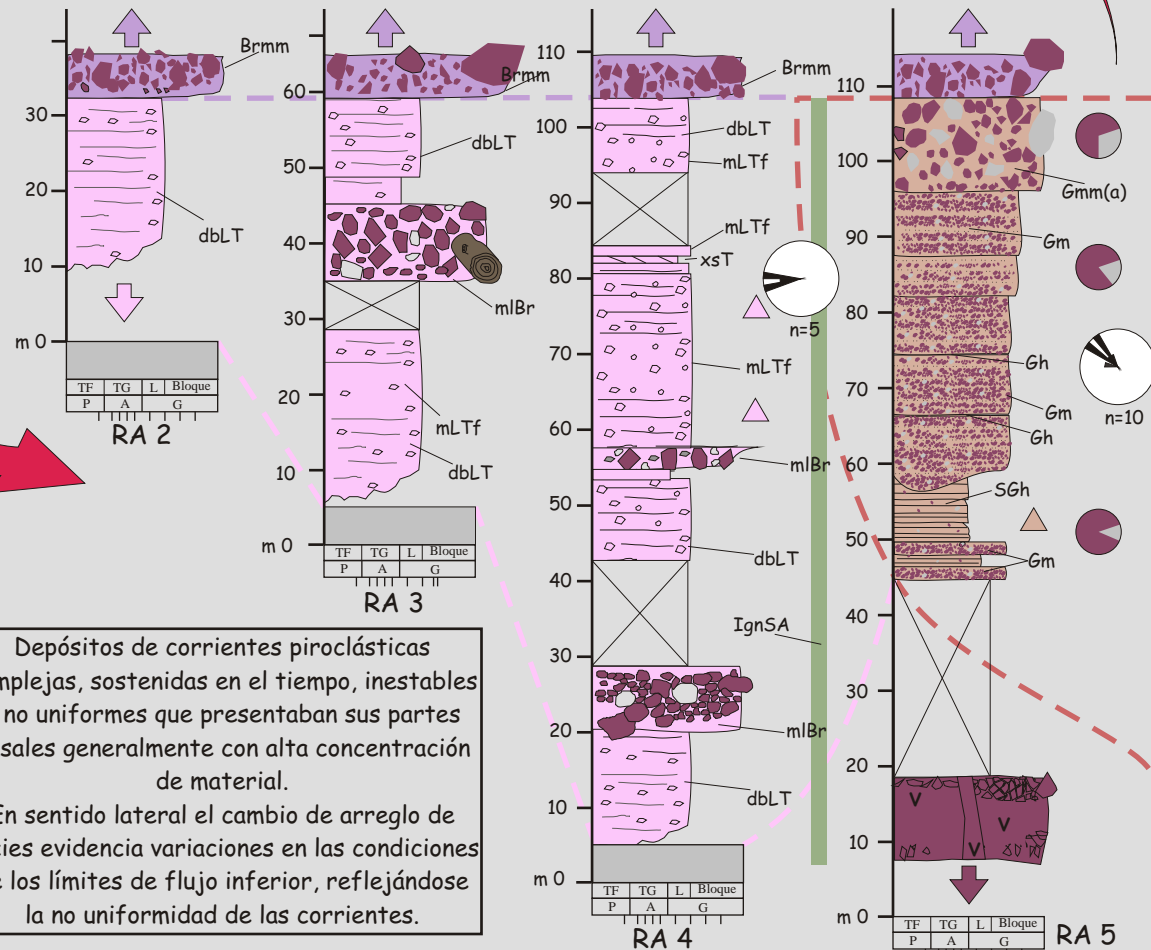
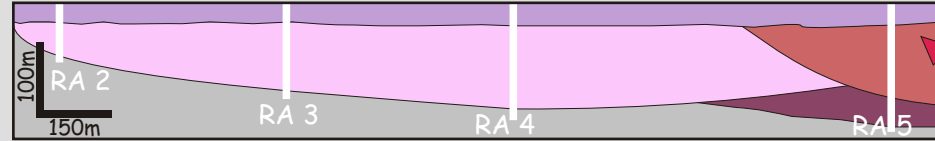
Figura 4.18. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones



- Diques
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
- Criptodomas riolácíticos
- Domos andesíticos
- Coladas y coladas dómicas andesíticas
- Basamento
- IgnD
- IgnS
- IgnSA
- microfacies de rocas piroclásticas

Se presenta en cuerpos de geometría suavemente lenticular, con dimensiones cercanas a los 1000 m de ancho y 100 m de espesor. Se halla bien desarrollada en la parte inferior del Ciclo Precucyano.



Depósitos de corrientes piroclásticas complejas, sostenidas en el tiempo, inestables y no uniformes que presentaban sus partes basales generalmente con alta concentración de material. En sentido lateral el cambio de arreglo de facies evidencia variaciones en las condiciones de los límites de flujo inferior, reflejándose la no uniformidad de las corrientes.

Fig 4.19

Figura 4.19. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones.

4.5.2 Unidades de acumulación de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal (I, II y III)

Bajo esta denominación se integró un conjunto de unidades de acumulación caracterizadas por depósitos de corrientes piroclásticas de composición riodacítica, de gran potencia y gran distribución areal. A grandes rasgos se apoyan tanto en concordancia como en discordancia sobre depósitos volcánicos y epiclásticos. Se presentan con geometría tabular o irregular, de cientos de metros de espesor y miles de metros de ancho (fig. 4.21, 4.23 y 4.25). Se componen por una gran variedad de facies, entre las que se destacan: tobas lapillíticas masivas - con o sin orientación de clastos y/o estructura de escape de gases- (mLT, mLTf y mLTpip), tobas lapillíticas masivas con desarrollo de *fiammes* (emLT), tobas lapillíticas con estratificación difusa (dbLT), tobas lapillíticas con estratificación horizontal (/sLT), tobas lapillíticas con estratificación entrecruzada a diferentes escalas (xsLT(a) y xsLT(b)), brechas líticas masivas (mlBr) y lapillitas pumíceas masivas de variada selección (pmL) (fig. 3.1). Es importante destacar que en determinados sectores estas unidades desarrollan profusas estructuras de escape de gases (fig. 4.22). Con respecto a las microfacies que pueden estar presentes, se destacan las microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA), las microfacies de ignimbritas silicificadas (IgnS) y las microfacies de ignimbritas desvitrificadas (Ign D). En función de las asociaciones de facies y las características sindeposicionales y posdeposicionales se han identificado tres tipos diferentes de depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal: I, II y III.

Los depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal I y II presentan una distribución espacial que supera los 20 km y espesores que van desde metros a cientos de metros. En ocasiones los cambios de espesores se registraron de manera abrupta a ambos lados de fallas inversas o lineamientos estructurales. Estas características permitieron reinterpretar a estas estructuras como fallas extensionales que controlaron el espacio de acomodación, quedando así definida un área depocentral (fig 4.21 y 4.23). Además, es importante destacar el hallazgo de pequeñas fallas extensionales sindeposicionales en la base de la unidad piroclástica I (fig. 4.23).

Internamente estas unidades están constituidas por un conjunto de facies que reflejan una depositación a partir de corrientes piroclásticas complejas (fig. 4.21 y 4.23), dominadas en su parte inferior por alta concentración de materiales que inhibieron la turbulencia. En una columna tipo, el desarrollo vertical de facies (fig. 4.20 y fig. 4.22) sugiere corrientes altamente inestables que pasaron por cortos periodos de depositación cuasi-estables. La depositación de las unidades mlBr en la parte basal para la unidad I y en la parte media para la unidad II sugiere que el clímax de velocidad de las corrientes se desarrolló en diferentes etapas de su evolución (Brown *et al.*, 2007). El arreglo de facies en sentido lateral de las unidades I y II muestra

condiciones de depositación no uniforme. Por ejemplo, dentro del área depocentral definida para las unidades I y II, la unidad I muestra facies que pueden ser adjudicadas a posiciones proximales (pmL y mlBr) (fig. 3.1) en ambos bordes de la misma, mientras que hacia el centro se encontraron facies de tobas lapillíticas finas atribuidas a sectores distales. Estas características evidencian la no uniformidad de las corrientes y que las corrientes se originaron de diferentes canales eruptivos ubicados probablemente en las zonas de borde del depocentro. Esta aseveración es apoyada por los datos de paleocorrientes medidos en estructuras entrecruzadas y ejes de estructuras erosivas (fig. 4.20 y fig. 4.22).

Con respecto a las microfacies, las unidades I y II muestran dos tipos de arreglo vertical: 1) desarrollo de microfacies de alteración sericítica-argílica (IgnSA) en la base de los depósitos, seguida por el desarrollo de microfacies de ignimbritas silicificadas (IgnS) por alteración en fase vapor, y 2) depósitos caracterizados en su mayoría por microfacies de ignimbritas silicificadas (IgnS). La distribución vertical de las microfacies claramente denota que se trata de unidades de depósitos piroclásticos de bajo grado (Llambías, 2008) que presentan grados de soldamiento incipiente o parcial (*sensu* Smith, 1960), de grados II/III de soldamiento (*sensu* Quane y Russel, 2005).

La unidad III está integrada por un arreglo de facies más simple (fig. 4.24), siendo dominantes las facies de tobas lapillíticas masivas (mLT, mLTF y emLT). Estas condiciones reflejan depositación a partir de corrientes piroclásticas con alta concentración del material en el límite inferior (fig. 3.1), pero a diferencia de las anteriores evolucionaron generalmente en un contexto cuasi-estable, con límites de flujos dominados en un amplio espectro por condiciones de escape de fluidos y flujos granulares (Branney y Kokelaar, 2002). A diferencia de las unidades I y II, la unidad III presenta una geometría más regular (“tabular”), de cientos de metros de espesor y un largo mínimo de 10 km (fig. 4.25). La distribución lateral de las facies muestra condiciones más uniformes de las corrientes con respecto a las unidades anteriormente descritas. Las características petrográficas de la unidad III muestran microfacies de ignimbritas con alteración sericítica-argílica (IgnSA), microfacies de ignimbritas silicificadas (IgnS) y en ocasiones microfacies de ignimbritas desvitrificadas a alta temperatura (IgnD). El arreglo vertical de las microfacies es también típico de ignimbritas de bajo grado (Llambías, 2008), aunque la presencia de las microfacies de ignimbritas desvitrificadas (Ign D) indica que la temperatura de las corrientes piroclásticas estaba cercana a la temperatura de transición del vidrio y que el espesor que presenta esta unidad favoreció la conservación del calor para que se desarrollen arreglos cristalinos a alta temperatura. El rango de soldamiento de estas ignimbritas va desde soldamiento incipiente o parcial (*sensu* Smith, 1960), de grados II/III de soldamiento (Quane y Russel, 2005) a ignimbritas densamente soldadas (Smith, 1960), de grado IV/V (Quane y Russel, 2005).

Con todo, las unidades de acumulación de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal (I, II y III) presentan características compartidas que evidencian similitudes en su estilo eruptivo, mecanismos de transporte y depositación y ambiente despositacional. Respecto al estilo eruptivo, los pómez pequeños y generalmente escasos, la composición de los depósitos, la morfometría de las trizas y los indicios de alta cantidad de volátiles primarios, serían evidencias de mecanismos eruptivos magmáticos eficientes que habrían originado erupciones plinianas (Fisher y Schmincke, 1987; Cas y Wright, 1987; Best y Christiansen, 2000; Németh y Ulrike, 2007; Llambías, 2008). La presencia de unidades de acumulación, generalmente por debajo de la temperatura del vidrio, y la existencia de depósitos de lapillitas pumíceas bien seleccionados que pueden ser adjudicados a depósitos de caída pliniana, sugieren que las corrientes piroclásticas se originaron a partir de columnas eruptivas de alturas considerables (Mc Arthur *et al.*, 1998; Fisher y Schmincke, 1987; Branney y Kokelaar, 2002). Las características de los depósitos muestran eventos eruptivos continuos en el tiempo que desarrollaron corrientes piroclásticas sostenidas.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I

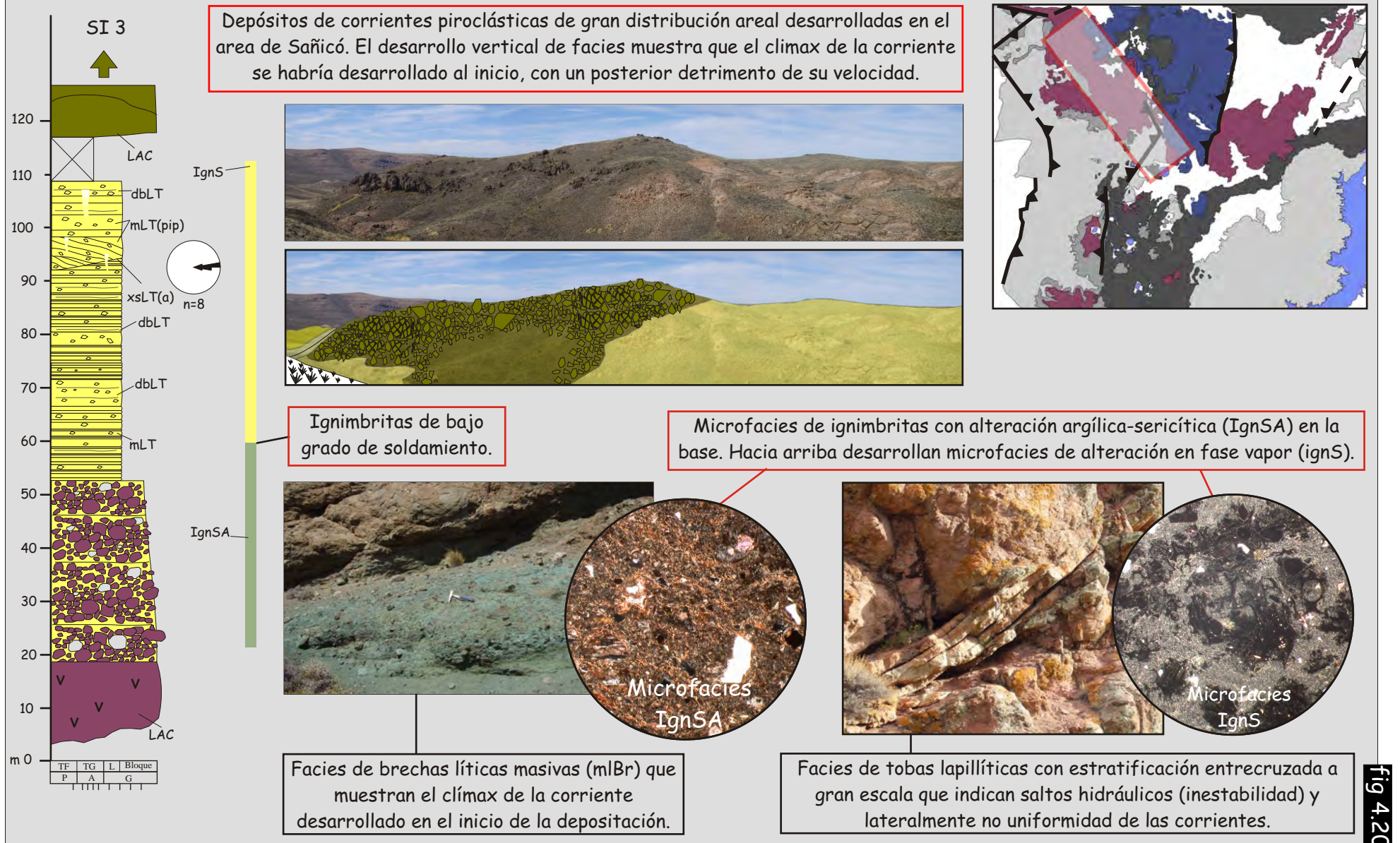
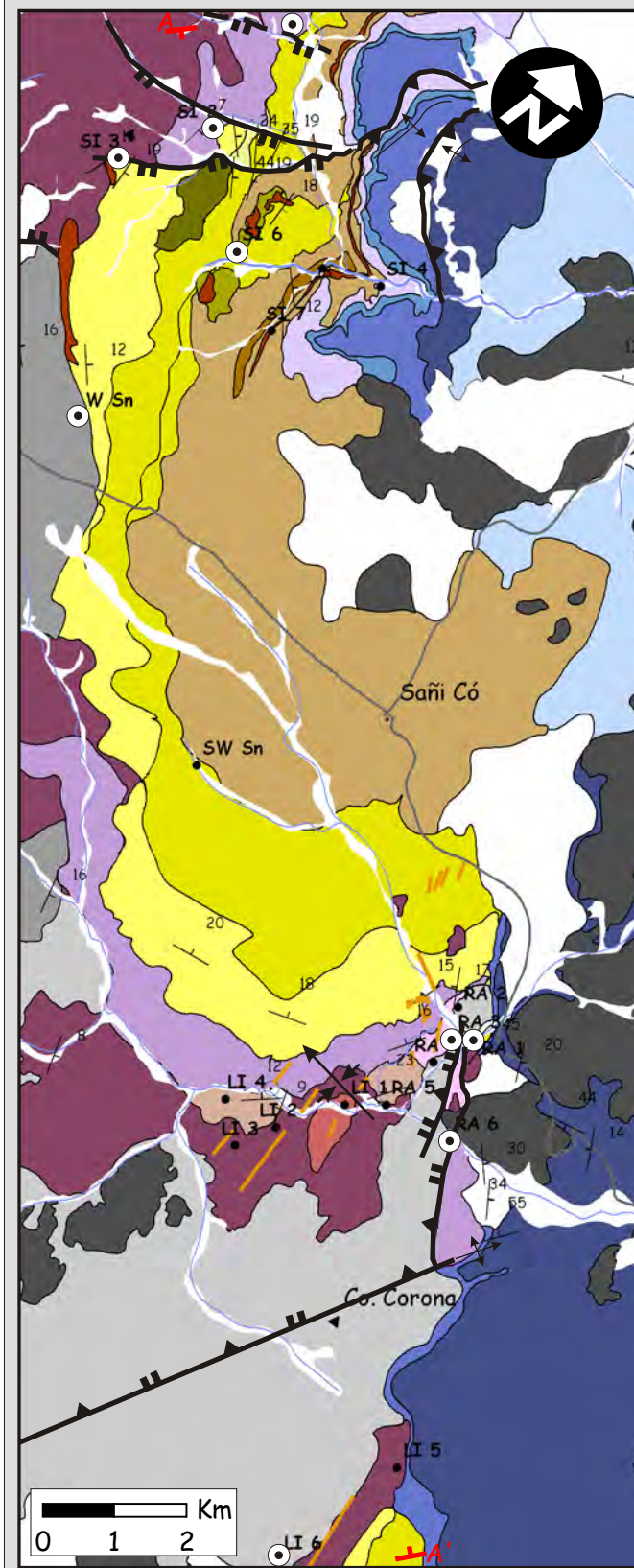


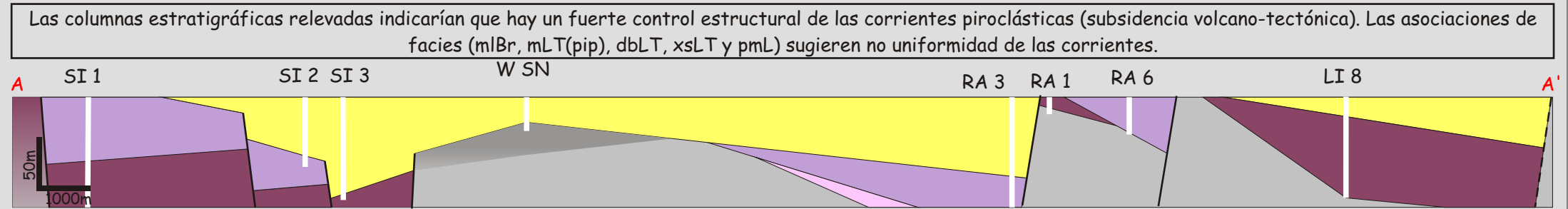
Fig 4.20

Figura 4.20. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I



- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I
- Coladas andesíticas
- Coladas dómicas riolacíticas
- Domos andesíticos
- Coladas y coladas dómicas andesíticas
- Fm Paso Flores
- Basamento
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por flujos hiperconcentrados
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II



La distribución de las facies y las paleocorrientes indican múltiples canales eruptivos.

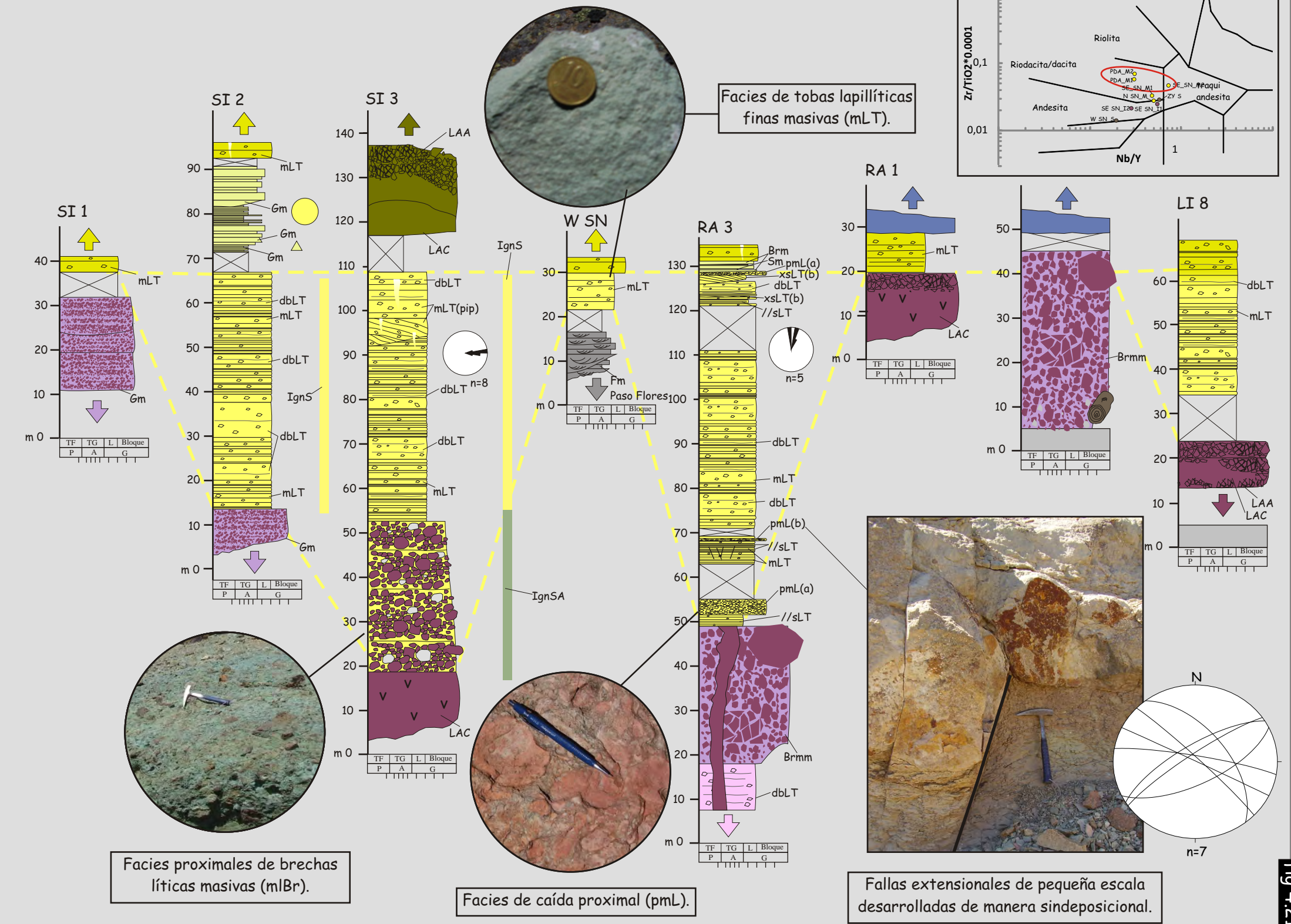
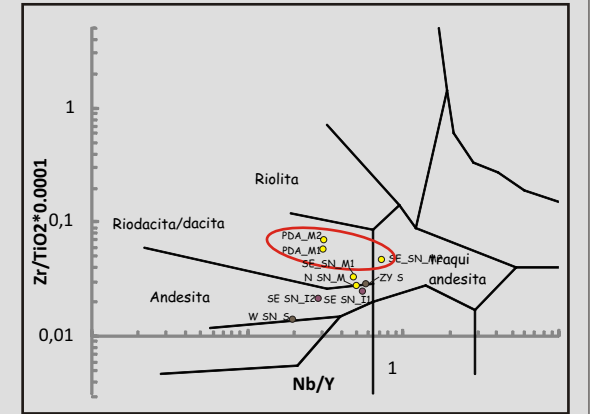


Figura 4.21. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II

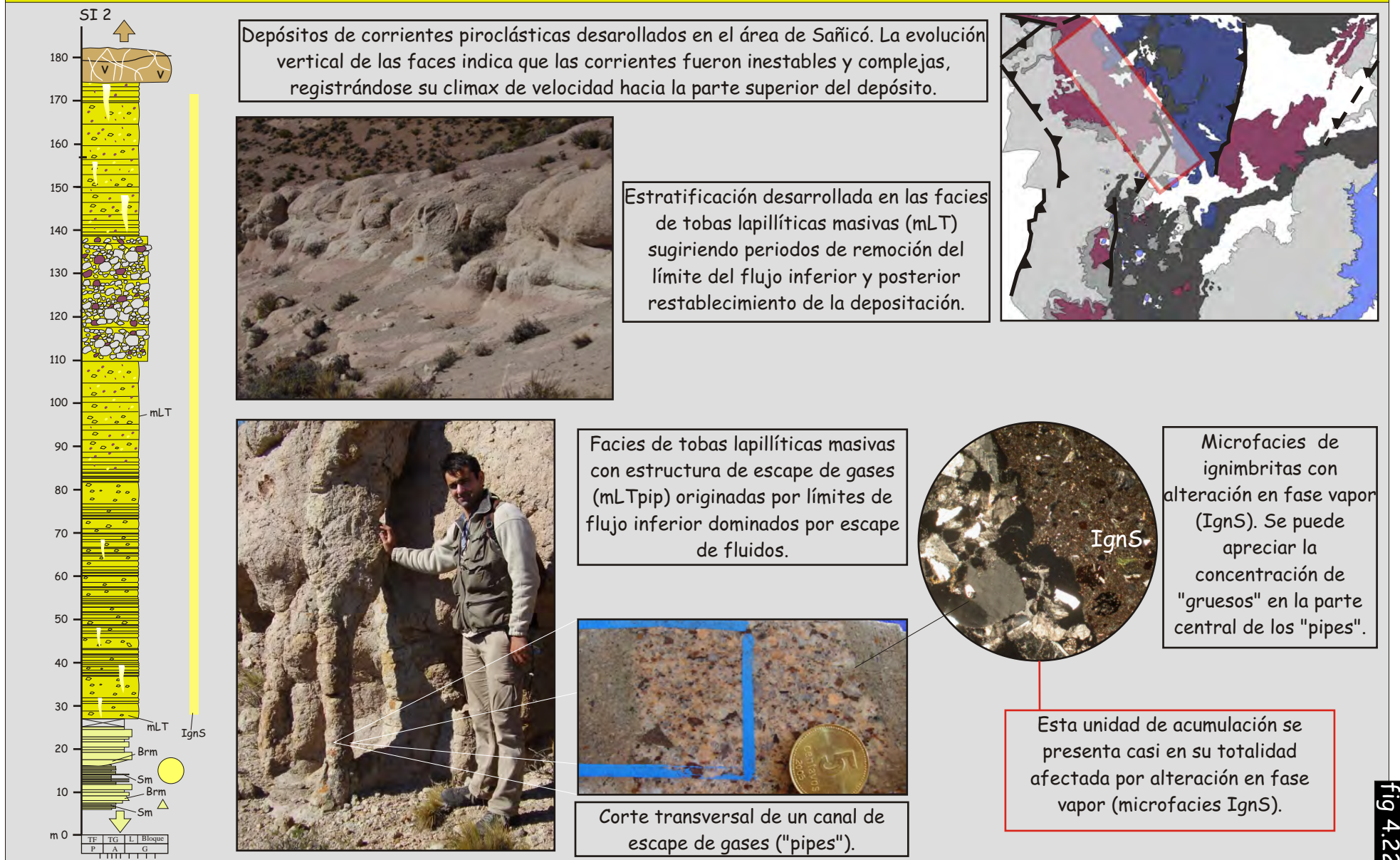
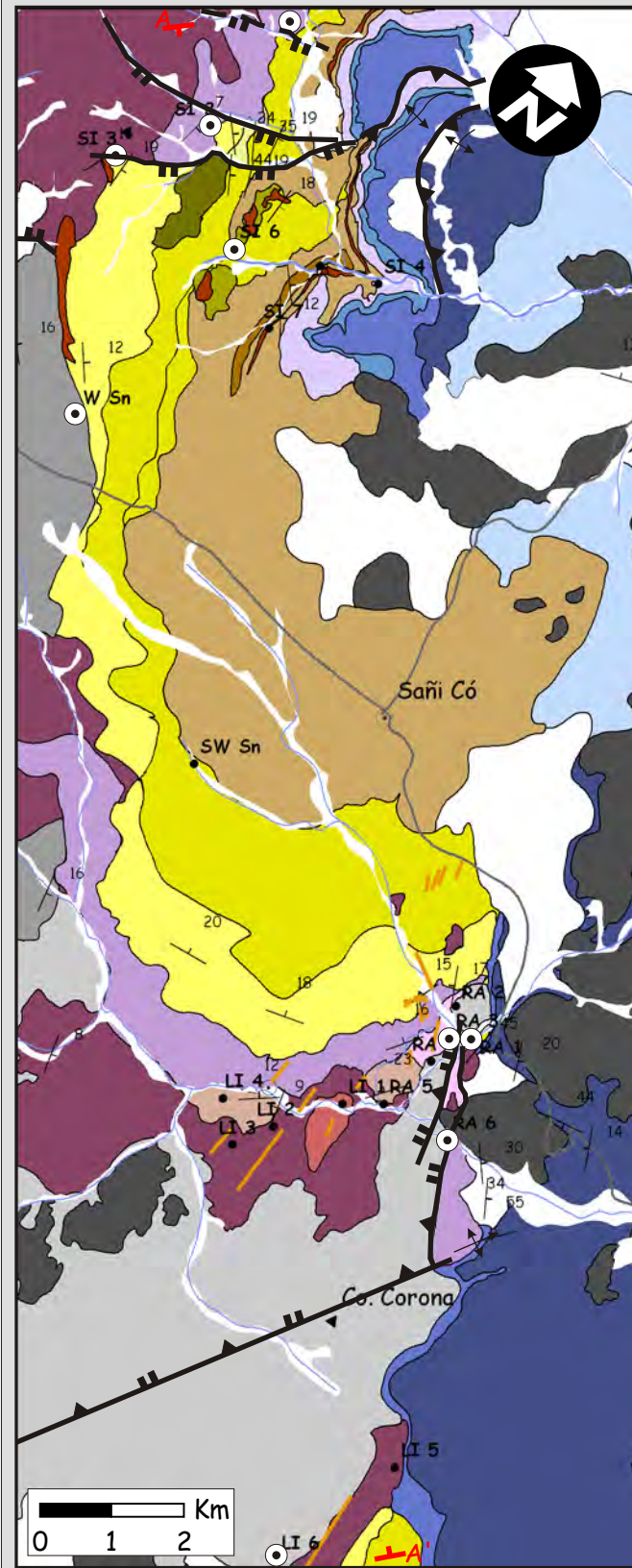


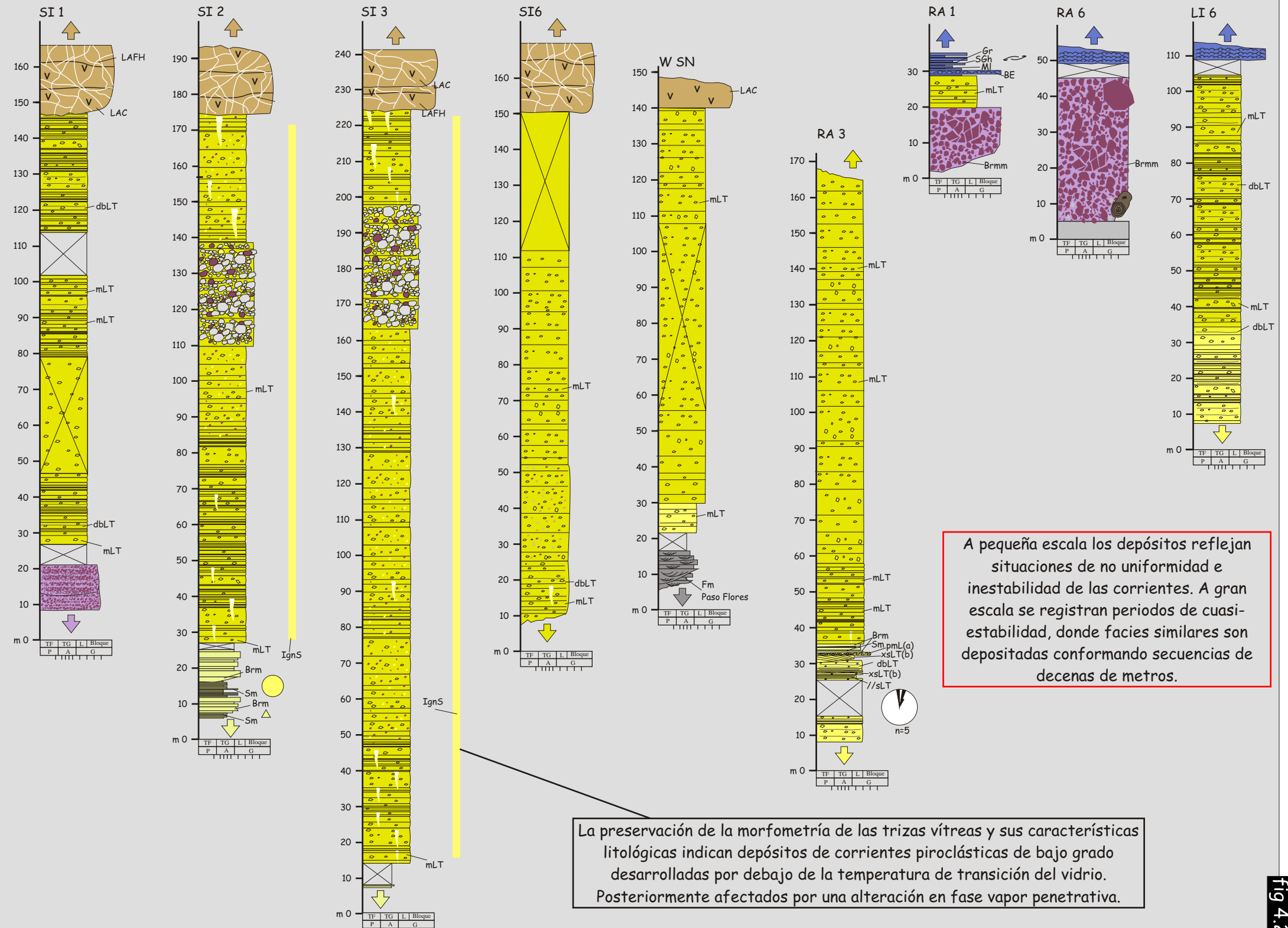
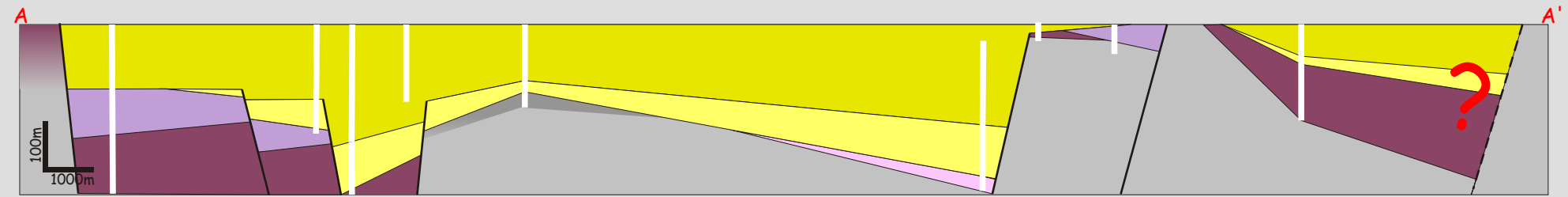
Figura 4.22. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II

Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal. Muestran un control volcano-tectónico por parte de las estructuras que afectaron otras unidades piroclásticas en el depocentro de Sañicó.



- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I
- Coladas andesíticas
- Coladas dómicas riódacíticas
- Domos andesíticos
- Coladas y coladas dómicas andesíticas
- Fm Paso Flores
- Basamento
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por flujos hiperconcentrados
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II



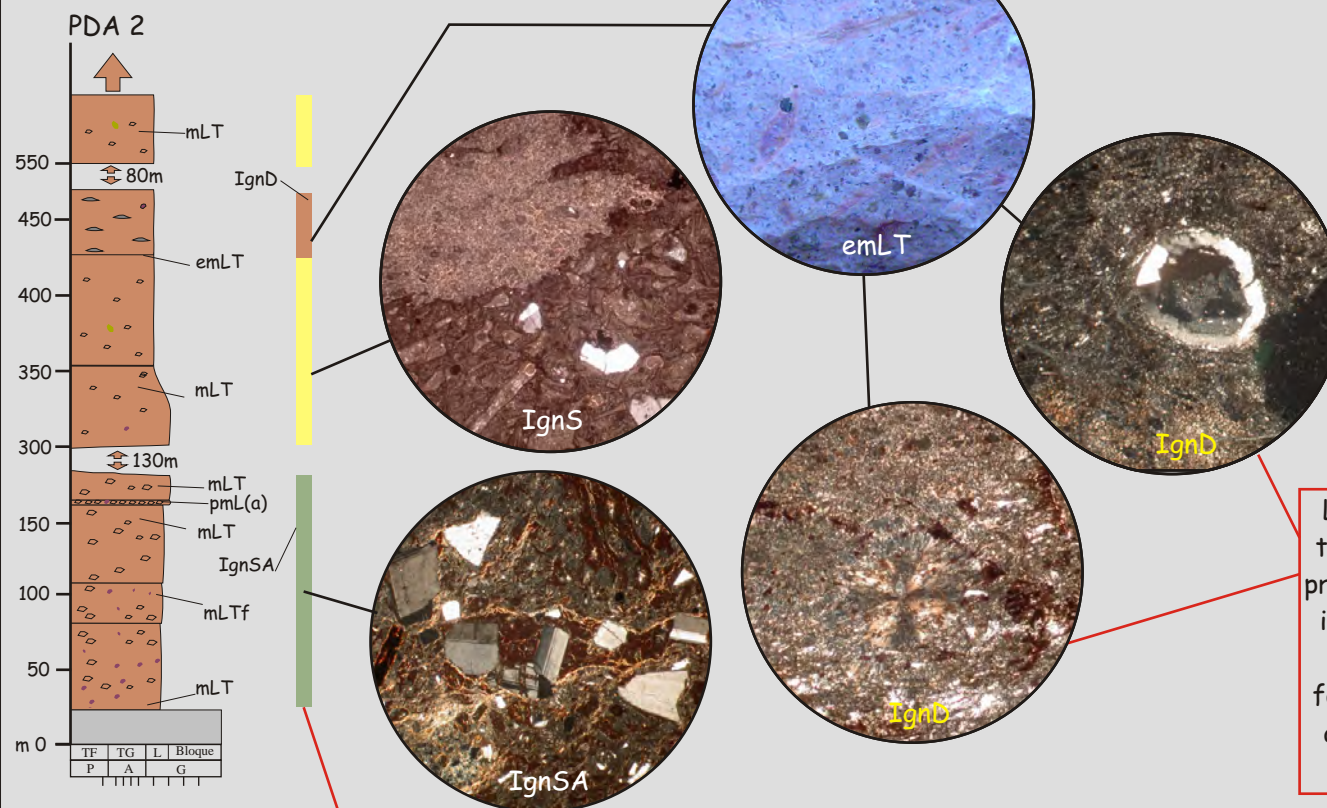
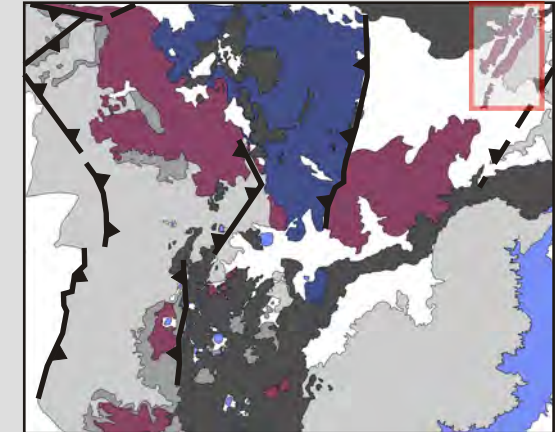
A pequeña escala los depósitos reflejan situaciones de no uniformidad e inestabilidad de las corrientes. A gran escala se registran periodos de cuasi-estabilidad, donde facies similares son depositadas conformando secuencias de decenas de metros.

La preservación de la morfometría de las trizas vítreas y sus características litológicas indican depósitos de corrientes piroclásticas de bajo grado desarrolladas por debajo de la temperatura de transición del vidrio. Posteriormente afectados por una alteración en fase vapor penetrativa.

Figura 4.23. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal III

Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal desarrollados en el área de Piedra del Águila. Se presentan a gran escala con un arreglo simple de facies (mLT, mLTf, emLT). Denotan deposición en condiciones de cuasi-estabilidad de las corrientes.



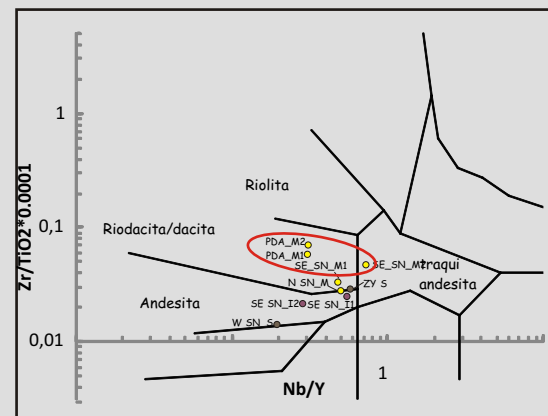
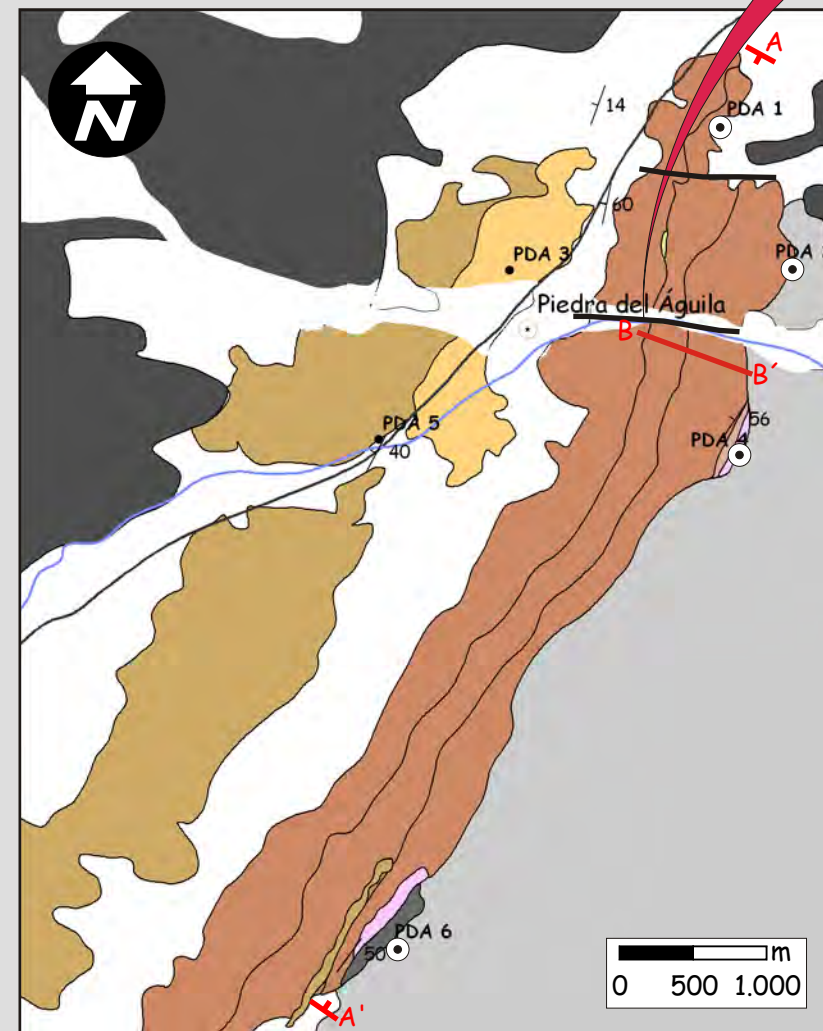
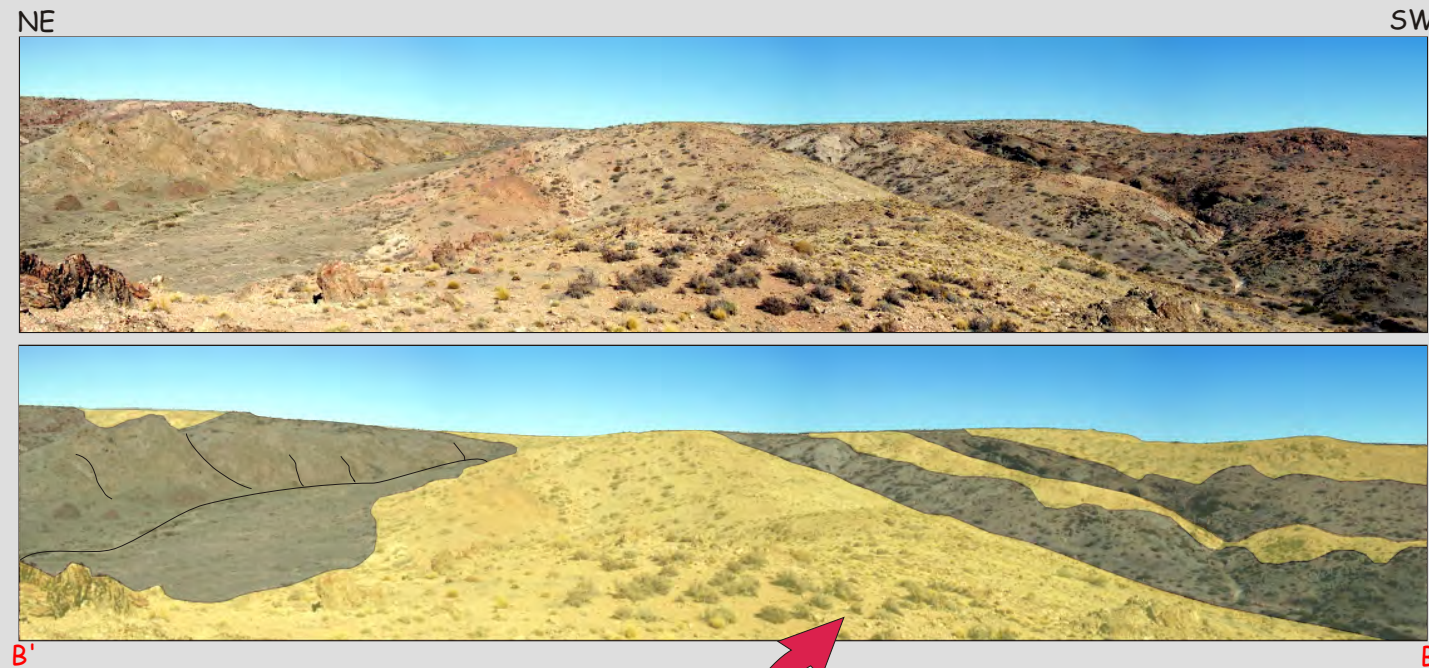
La presencia de esferulitas aisladas, litofisas y textura micropoikilítica, indican desvitrificación primaria en la parte central del depósito. La parte inferior desarrolló alteración argílica-sericítica (IgnSA) y los tramos superiores alteración en fase vapor (IgnS). La estructura litofísica indica alta concentración de volátiles primarios en los depósitos.

La asociación de microfacies permitió separar unidades eruptivas. El perfil vertical es consistente con depósitos que se originaron cercanos a la temperatura de transición del vidrio y que se enfriaron lentamente debido a su gran espesor.

Fig. 4.24

Figura 4.24. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal.

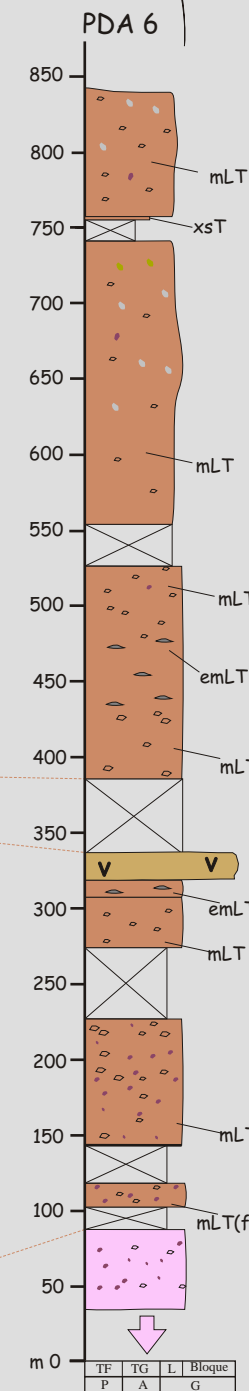
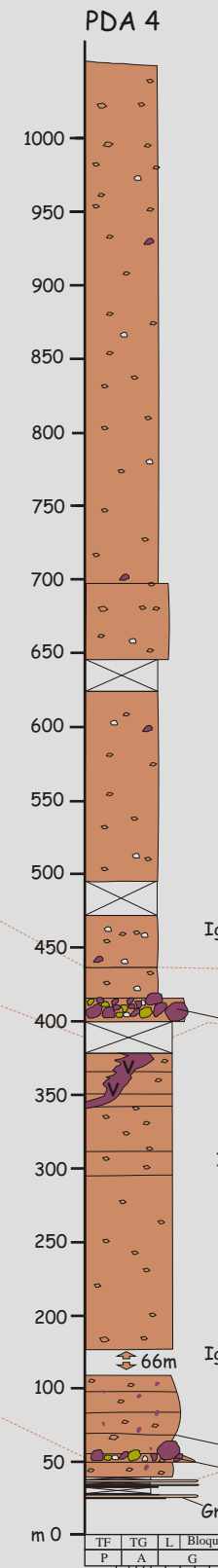
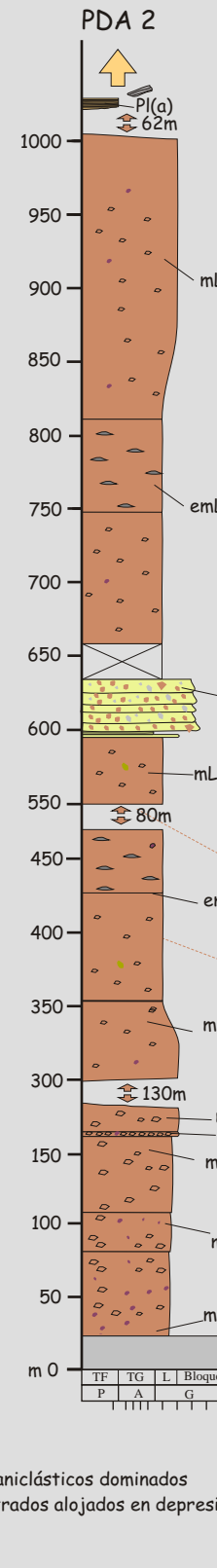
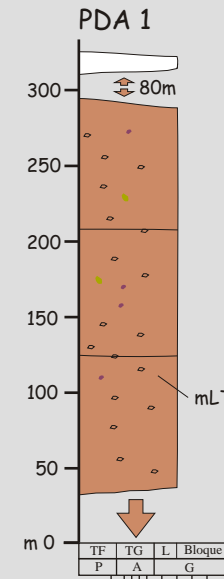
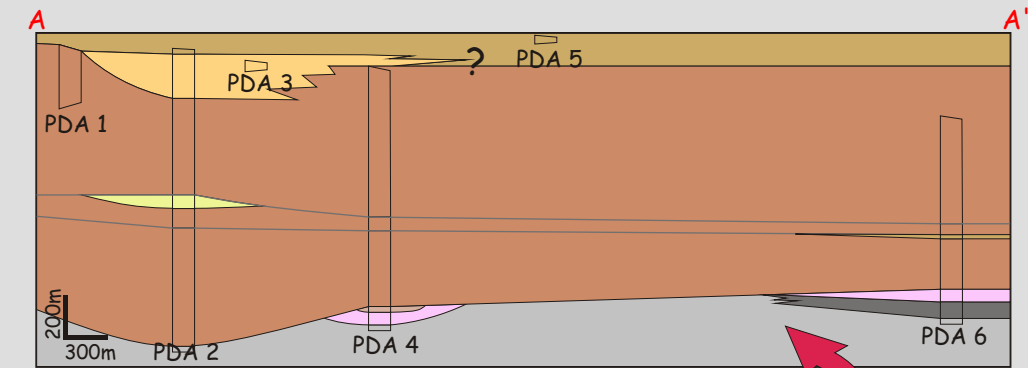
Secuencias de unidades de acumulación piroclásticas de gran distribución areal III aflorantes en el área de Piedra del Águila.



En perfil vertical como lateral se encuentran arreglos simples de facies sugiriendo a gran escala estabilidad y uniformidad de las corrientes. A diferencias de las unidades anteriores, la geometría de esta unidad es más regular que las halladas en el área de Sañicó.

Los elevados volúmenes de material y la forma que presentan estas unidades sugieren el relleno de depresiones volcano-tectónicas.

La regularidad geométrica de las unidades que se superponen en este sector se mantiene, indicando que las condiciones en el espacio de acumulación no variaron durante la evolución.



- Coladas y coladas dómicas andesíticas
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal III
- Sistemas aluviales volcanoclásticos terminales
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones
- Basamento
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
- Sistemas fluviales de carga mixta
- Coladas andesíticas

Figura 4.25. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal.

4.5.3 Unidad de acumulación de depósitos de corrientes piroclásticas subácueas

Se presenta como una unidad de geometría tabular a levemente cuneiforme, con espesores máximos que rondan los 10 m. Internamente se encuentra constituida por un arreglo simple de facies de tobas lapillíticas masivas (mLT). Esta unidad se desarrolla interdigitada con depósitos sedimentarios que indican un ambiente de depositación subácueo (fig. 4.26). El arreglo simple vertical y lateral de estas facies sugieren la depositación desde corrientes piroclásticas subácueas de corta vida que evolucionaron con alta concentración de piroclastos en la zona inferior del flujo (Branney y Kokelaar, 2002). Es importante destacar que las corrientes piroclásticas generalmente se desarrollan como corrientes estratificadas, mostrando grandes contrastes de densidad. Esta situación permite que éstas fluyan por debajo del agua como una unidad coherente, originando arreglos de facies subácueos que no pueden diferenciarse de los subaéreos (Fritz *et al.*, 1990; Kokelaar *et al.*, 2007). Por último, esta unidad evidencia la presencia de erupciones plinianas o subplinianas y la continuidad de eventos volcánicos una vez acaecida la inundación de la cuenca.

Unidad de acumulación: depósitos de corrientes piroclásticas subácneas

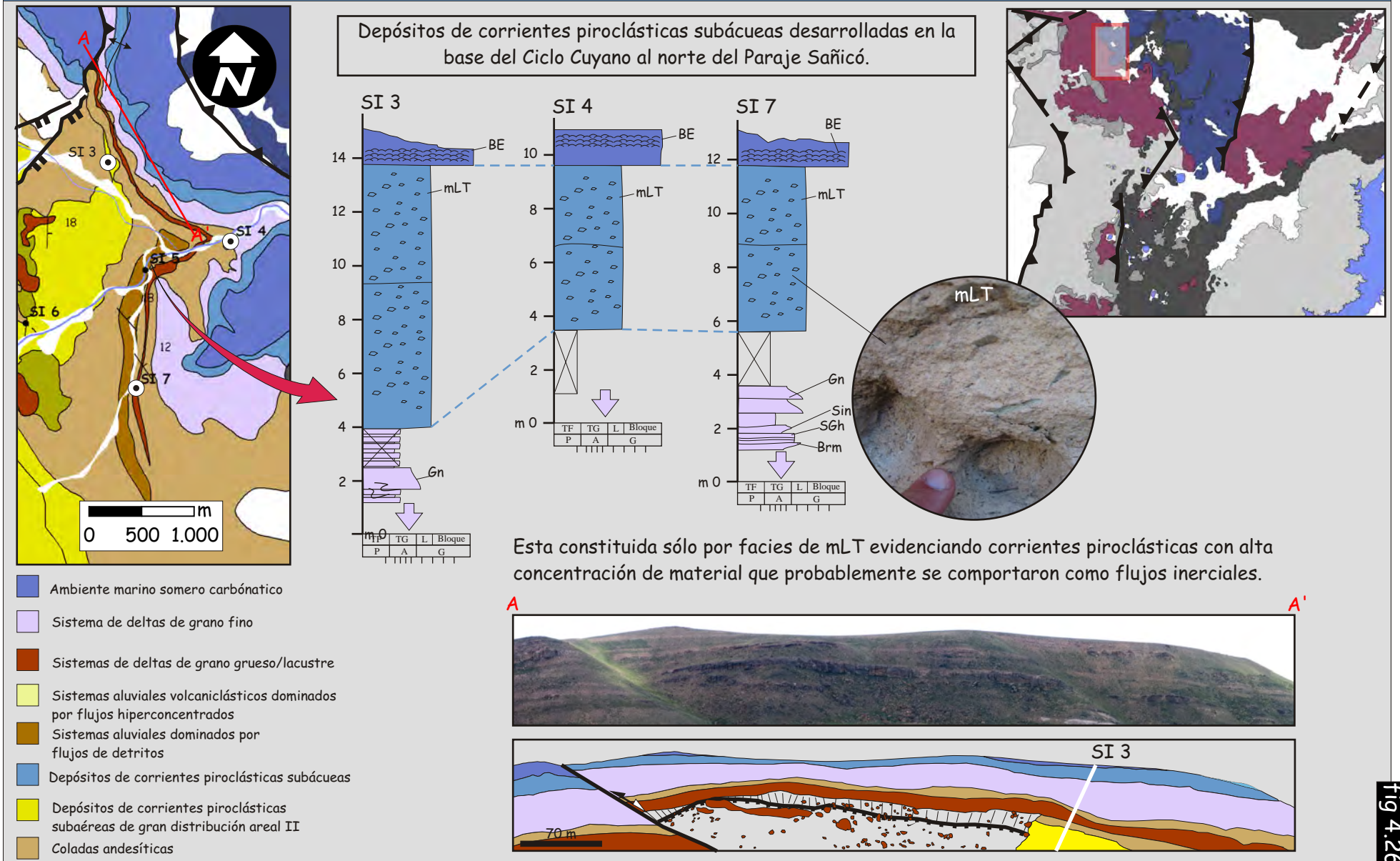


Figura 4.26. Unidad de acumulación constituida de depósitos de corrientes piroclásticas subácneas.

4.6 Unidades de acumulación sedimentarias

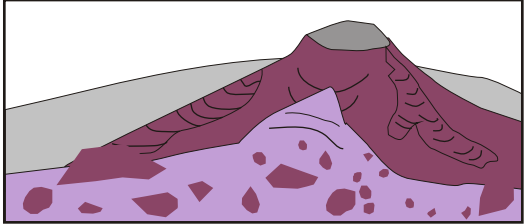
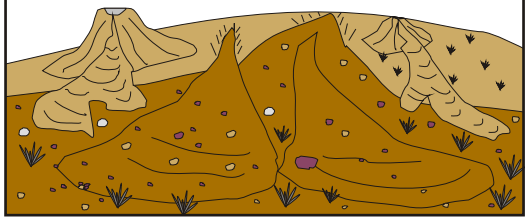
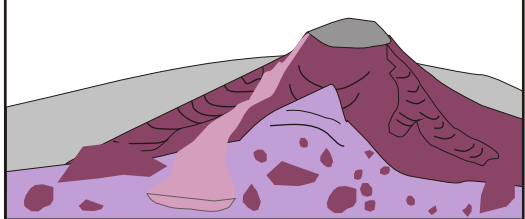
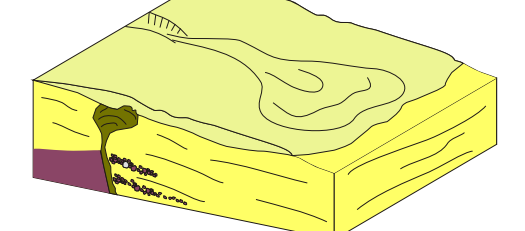
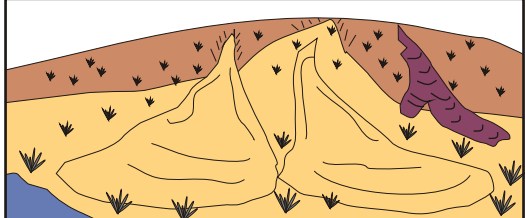
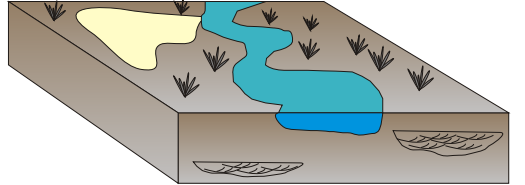
Bajo este título se han integrado todas las unidades de acumulación constituidas por facies sedimentarias epiclásticas y/o carbonáticas. Las unidades sedimentarias serán agrupadas para su tratamiento dentro de unidades de acumulación epiclásticas continentales, unidades de acumulación epiclásticas marinas y unidades de acumulación carbonáticas marinas. Para la denominación de cada unidad de acumulación se utilizaron generalmente dos atributos, uno relacionado al ambiente depositacional (Ej. fluvial, aluvial, marino) y otro vinculado al proceso sedimentario más representativo del ambiente (Ej. flujos de detritos, procesos deltaicos) (fig. 4.27). La determinación del ambiente continental/marino se realizó en función de la asociación de facies, la asociación con otras unidades de acumulación y la presencia de fósiles. Los principales procesos depositacionales fueron extraídos de la interpretación dinámica de los depósitos realizada en el capítulo anterior. En ocasiones para resaltar las características composicionales de las unidades se empleó el término volcaniclástico. Es importante destacar que en el capítulo precedente se evitó utilizar esta expresión debido a la confusión que generalmente trae aparejada. El término “volcaniclástico” será utilizado bajo su acepción original, esto es para caracterizar depósitos constituidos predominantemente por individuos volcánicos, sin tener en cuenta su origen, mecanismo de transporte o historia depositacional (Smith, 1961 en Németh y Ulrike, 2007).

4.6.1 Unidades de acumulación epiclásticas continentales

4.6.1.1 Sistemas aluviales

Bajo esta denominación se agruparon a unidades sedimentarias generadas por la depositación de materiales a partir de flujos gravitatorios de sedimentos (depósitos de avalanchas de detritos, depósitos de flujos de detritos y flujos hiperconcentrados), flujos diluidos en mantos (*sheetfloods*), y minoritariamente, flujos diluidos encauzados. Estas características aluden a zonas de pendientes de entre 1,5° y 25°, fuertemente agradacionales, donde los flujos son rápidamente atenuados (Blair y McPherson, 1994). Dentro del relleno precuyano en función de su extensión, geometría, procesos originarios y composición se distinguieron 5 unidades relacionadas a ambientes aluviales: I) sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos, II) sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos de detritos. III) sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones, IV) sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos hiperconcentrados, y V) sistemas aluviales volcaniclásticos terminales.

Unidades de acumulación de rocas sedimentarias

Unidad de acumulación	Asociaciones de facies y microfacies	Ilustración
Unidades de acumulación aluviales	<p>Asociaciones de facies: Brmm / Brmm + Gmm (a) ± SGt/ Brmm + Gmm(a) ± SGt ± mLt</p> <p>Asociaciones de microfacies: REMAjs + REMA ± IgnSA</p>	
	<p>Asociaciones de facies: Gmm (a) / Gmm(a) + SGh</p> <p>Asociaciones de microfacies: REV</p>	
	<p>Asociaciones de facies: SGh + Gm + Gh ± St ± Gp / SGh + Gm + Gh + Gmm(a)</p> <p>Asociaciones de microfacies: REMA ± REV</p>	
	<p>Asociaciones de facies: Brm / SGh + Sm + Brm</p> <p>Asociaciones de microfacies: REMP</p>	
	<p>Asociaciones de facies SGh + Pl (a) + Gh + Sh ± Gm ± Gmm(a) ± LAC</p> <p>Asociaciones de microfacies REMP + REV + RVA</p>	
	<p>Asociaciones de facies:</p> <p>Subambiente de planicie de inundación: Pl(a) + St + Sh ± Tm</p> <p>Subambiente de canales. St</p> <p>Asociaciones de microfacies: RES</p>	

Unidades de acumulación de rocas sedimentarias

Unidad de acumulación	Asociaciones de facies y microfacies	Ilustración	
Unidades de acumulación marinas	Sistema de delta de grano grueso/lacustre	<p>Asociaciones de facies: Subambiente de shoreface: $Gp(a) + Gh + St + Sh + SGh$ Subambiente de offshore: $Pl(a) + BE + Sr \pm Gh \pm Sm$</p> <p>Asociaciones de microfacies: $REV + RCM + RCLM$</p>	
	Sistema de delta de grano fino	<p>Asociaciones de facies: facies de shoreface: $Sr + Sh + Sp + Shcs + St \pm Gp(b)$ Facies de flujos eventuales: $SGh + Gm \pm Brm \pm Sn$</p> <p>Asociaciones de microfacies: $REV \pm REMP$</p>	
	Ambiente marino de costa afuera (offshore)	<p>Asociaciones de facies: $Pl(b) + Sn / Pl(b) + Sn + Gn \pm Gmm(b)$</p> <p>Asociaciones de microfacies: REV</p>	
	Ambiente marino somero carbonático	<p>Asociaciones de facies: $BE + Gr + MI / Gm + SGh + MI$</p> <p>Asociaciones de microfacies: $RCLM + RCG + RCM$ REV</p>	

Figura 4.27. Unidades de acumulación sedimentarias distinguidas para el relleno Precuyano y el inicio del Ciclo Cuyano.

D) La unidad de acumulación de **sistemas aluviales dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos** se encuentra representada en la parte inferior del Ciclo Precuyano. Generalmente se apoya en concordancia o suave discordancia sobre las unidades volcánicas lávicas y las unidades de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones. Se presenta con geometría irregular, ampliamente distribuida lateralmente, con espesores y extensiones de cientos de metros. Se constituye por facies de depósitos de avalanchas de detritos (Brmm) y de flujos de detritos (Gmm(a)), alojados en canales o no canalizados (fig. 3.1 y 4.28). Minoritariamente se encontraron depósitos arenosos hiperconcentrados (SGh) de pocos centímetros y depósitos de corrientes piroclásticas que no superan los 2 m de espesor (mLT). Esta unidad no muestra ningún arreglo de facies preferencial. Respecto a las características petrográficas, las microfacies de rocas epiclásticas monomíticas andesíticas, sin y con fracturación en rompecabezas (REMA y REMAjs), son las que mayoritariamente caracterizan a las facies de avalanchas de detritos y de flujos de detritos de esta unidad (fig. 4.28).

Las características monomíticas, sumadas a la vinculación espacial con las unidades de rocas volcánicas, indican una relación entre los sistemas aluviales dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos y el volcanismo andesítico presente (Mc Phie *et al.*, 1993). En sentido amplio, los depósitos de avalanchas de detritos conservan la estratigrafía del relieve volcánico previo (Shea *et al.*, 2008). De este modo, las características composicionales de estos depósitos indicarían un origen a partir de un paisaje volcánico dominado preferentemente por materiales lávicos de composiciones uniformes. Los procesos depositacionales, que indican alta tasa de agradación en cortos periodos de tiempo, conjuntamente con los atributos monocomposicionales, sugieren que esta unidad se podría haber desarrollado de manera sineruptiva con el volcanismo andesítico (Palmer *et al.*, 1993; Riggs *et al.*, 1997; Zancheta *et al.*, 2004). Sin embargo, la asociación lateral y vertical con las unidades volcánicas muestra más generalmente una relación intereruptiva con las unidades volcánicas. El desarrollo de las avalanchas de detritos en ambientes volcánicos puede ocurrir por debilidades inherentes a los aparatos volcánicos (erosión, asimetría o hidrotermalismo) y/o por mecanismos que sirven como gatillo (erupciones, terremotos e intrusiones) (Thouret, 1999). La participación de flujos de detritos volcaniclásticos que pueden ser originados a partir de flujos de avalanchas de detritos o por resedimentación de éstos (Bernard *et al.*, 2009), la escasa presencia de arcilla, la ausencia de alteración hidrotermal penetrativa y la carencia de unidades volcánicas primarias, sustentarían que a pesar de las características composicionales y fuertemente agradantes, estos sistemas estarían asociados a eventos intereruptivos relacionados a la erosión e inestabilidad gravitatoria (Belousov *et al.*, 1999; Clavero *et al.*, 2002; Shea *et al.*, 2008). Minoritariamente, en algunos sectores del relleno estas unidades se presentan intercaladas con unidades lávicas, sugiriéndose una eventual condición sineruptiva.

Los sistemas aluviales dominados por flujos de avalanchas de detritos y flujos de detritos corresponderían a un ambiente aluvial de elevada pendiente (Blair y McPherson, 1994) que representa un importante evento degradacional de corta vida de las unidades volcánicas que conformaban el relieve precuyano. Conjuntamente, constituyen eventos agradacionales de los ambientes sedimentarios desarrollados en este escenario (Palmer *et al.*, 1993), generados mayoritariamente en condiciones intereruptivas y minoritariamente en condiciones sineruptivas.

II) La unidad de acumulación de **sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos de detritos** se presenta como una unidad tabular, con un espesor máximo de 60 m (fig. 4.29). Internamente se constituye por facies de flujos de detritos (Gmm(a)) con un arreglo de superposición simple. Esta unidad presenta una composición predominantemente volcaniclástica, integrada por microfacies de rocas epiclásticas polimícticas de procedencia volcánica (REV), con clastos volcánicos de variadas composiciones y orígenes. Los procesos depositacionales reflejan un ambiente aluvial. La ausencia de facies de avalanchas de detritos indicaría menor pendiente que los sistemas dominados por flujos hiperconcentrados (Ej. sistemas aluviales dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos) (Blair y McPherson, 1994; Brown y Bell, 2007). Las características composicionales de esta unidad, constituida de una mezcla de detritos volcánicos, inclusive con participación de otros materiales silicoclásticos, reflejan una red de drenaje alimentadora más integrada y periodos de retrabajo más largos que las unidades monomícticas.

III) La unidad de acumulación de **sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones** se presenta labrando incisiones en unidades previas. Se muestra como una unidad de geometría tabular de decenas de metros espesor y centenas de metros de extensión lateral o como una unidad lenticular de decenas de metros de espesor y extensión lateral (fig. 4.30). Internamente se constituye de facies de flujos hiperconcentrados arenosos (SGh) y gravosos (Gm y Gh) y minoritariamente facies de flujos de detritos (Gmm(a)) y depósitos de corrientes tractivas arenosos (St) y gravosos (Gp) (fig. 3.1). Entre las microfacies que presenta esta unidad se destacan las de rocas epiclásticas monomícticas andesíticas (REMA), habiéndose encontrado en algunos casos microfacies de rocas epiclásticas con abundante procedencia volcánica andesítica, conjuntamente con la participación de litoclastos y cristaloclastos de rocas derivadas del basamento cristalino (REV). Generalmente, las facies que constituyen estos sistemas se presentan conformando secuencias con tendencia grano-estratocreciente (fig. 4.30). Comienzan con depósitos de flujos hiperconcentrados arenosos, desarrollando hacia arriba depósitos de flujos hiperconcentrados gravosos y en ocasiones, depósitos de flujos de detritos. Las facies tractivas gravosas (Gp) pueden aparecer en la base de la unidad constituyendo formas de fondo de canales, mientras que

las facies tractivas arenosas (St) aparecen intercaladas entre las facies de flujos hiperconcentrados arenosos. Éstas se muestran como relleno de pequeñas depresiones originadas como retrabajo de las facies de flujos hiperconcentrados arenosos, durante la etapa de merma del evento depositacional (Cossout y Meunier, 1996; Zancheta *et al.*, 2004).

Las características atrincheradas de esta unidad, que reflejan periodos degradacionales (Palmer *et al.*, 1993), la abundancia de arenas de composición mayoritariamente andesítica que implican grandes periodos de retrabajo, y la participación eventual de rocas procedentes del basamento, sugieren condiciones intereruptivas (Palmer *et al.*, 1993; Riggs *et al.*, 1997; Orton, 2002; Zancheta *et al.*, 2004). La presencia, en ocasiones, de materiales tractivos en la base de las depresiones indica que las mismas fueron labradas por acción fluvial, rellenas luego de manera pasiva por depósitos de flujos densos (Palmer y Walton, 1990; Blair y McPherson, 1994; Zancheta *et al.*, 2004). El arreglo con tendencia grano-estratoeciente indica un aumento de la energía de los ambientes o la restauración de la producción de detritos gruesos.

IV) La unidad de acumulación de **sistemas aluviales volcániclos dominados por flujos hiperconcentrados** se presenta como secuencias poco potentes, desde el metro a los 20 m de espesor y extensión lateral de unas pocas decenas de metros (fig. 4.31). Aparece siempre interdigitada entre las unidades piroclásticas de gran distribución areal. Se encuentra enteramente constituida por depósitos de flujos hiperconcentrados monomícticos de procedencia piroclástica, caracterizados por areniscas tobáceas masivas (Sm) y brechas masivas o con gradación normal o inversa (Brm) (fig. 3.1). Esta unidad presenta microfacies de rocas epiclásticas monomícticas de procedencia piroclástica (REMP) que muestran en su composición piroclastos con indicios de cristalización en fase vapor.

Estas facies se desarrollan sin un arreglo preferencial, en forma de descargas en manto y/o relleno de pequeñas depresiones bordeadas por superficies erosivas (fig. 4.31). Tomando los criterios usuales para distinguir secuencias eruptivas de intereruptivas - tamaño de grano, composición, origen de los clastos y geometría de las unidades- , esta unidad correspondería a un evento agradacional sineruptivo (Smith *et al.*, 1987; Smith, 1987; Smith, 1991; Bahk y Chough, 1996; Orton, 2002). Es importante destacar que Smith (1991) no sólo incluye dentro de los periodos sineruptivos a los procesos volcánicos y sedimentarios contemporáneos durante la erupción, sino también, a los procesos sedimentarios penecontemporáneos al volcanismo, mientras permanecen disturbadas las condiciones hidrológicas y geomorfológicas. Indudablemente, la unidad en estudio está netamente controlada por las unidades piroclásticas previas, pero existen varias razones a ser tenidas en cuenta antes de adjudicarle un origen sineruptivo. Primero, las unidades eruptivas piroclásticas son de tal volumen que el impacto geomorfológico originado dentro del relieve precuyano debió haber sido tan grande que las nuevas condiciones de equilibrio tienen que haber sido controladas por el nuevo escenario.

Segundo, los modelos mencionados requieren lapsos mayores y ambientes sedimentarios integrados (véase Smith, 1991), condiciones muy disimiles para el ambiente en cuestión. Con todo, la asociación espacial que presenta este ambiente con las unidades de corrientes piroclásticas, sumado a la presencia de litoclastos afectados por procesos de cristalización en fase vapor que sugieren periodos de retrabajo de las unidades piroclásticas, indican una naturaleza interuptiva para esta unidad. La importancia de su registro radica en comprender que las diferentes unidades de corrientes piroclásticas de gran distribución areal no se desarrollaron de manera súbita dentro del Ciclo Precuyano. Así, esta unidad de acumulación refleja condiciones aluviales intereruptivas, de gradientes moderados, caracterizada por procesos depositacionales principalmente controlados por el tipo de material (Blair y McPherson, 1994).

V) La unidad de acumulación de **sistemas aluviales volcániclasticos terminales** se encuentra asociada íntimamente a unidades piroclásticas, apareciendo por encima de potentes secuencias ignimbríticas (fig. 4.32). Se presenta como una unidad de geometría irregular a tabular, de cientos de metros de extensión lateral y hasta 200 m de espesor. Está constituida mayoritariamente de facies de depósitos pelíticos, preferentemente limolíticos de procedencia piroclástica, con briznas vegetales (Pl(a)) que intercalan con facies de depósitos de flujos hiperconcentrados arenosos y gravosos (SGh, Gm y Gh) (fig. 3.1). En algunas ocasiones se han encontrado arenas con estratificación entrecruzada en artesa como rellenos de canales pequeños episódicos (fig. 4.32). Los depósitos de flujos hiperconcentrados se muestran preferentemente en manto aunque en ocasiones se presentan alojados en canales. En forma subordinada se encontraron facies de flujos de detritos (Gmm(a)), flujos diluidos en mantos (Sh) y cuerpos delgados de lavas de composición andesítica (LAC) (fig. 3.1). Con respecto a las características petrográficas, esta unidad se caracteriza principalmente por microfacies de rocas epiclásticas de composiciones piroclásticas (REMP) y volcániclasticas (REV).

Las litofacies presentes en esta unidad generalmente se exhiben con una disposición particular, caracterizada por tramos de entre 10 m a 20 m, con arreglo grano-estratocreciente (fig. 4.32). Evolucionan desde facies de flujos hiperconcentrados arenosos (SGh) - en ocasiones desde facies de flujos diluidos en mantos - seguidas por facies de flujos hiperconcentrados gravosos y circunstancialmente, facies de flujos de detritos. Todas las facies yacen conjuntamente con el desarrollo de tramos conspicuos de pelitas laminadas (Pl(a)) que marcan periodos de quietud dominados por procesos de decantación. Este arreglo se condice con la secuencias originadas como resultado de la progradación de lóbulos terminales en ambientes aluviales (Miall, 1996).

Las características anteriormente mencionadas indican una ambiente aluvial de bajo gradiente, en posiciones distales, con pendientes menores a 2° (Blair y Mc Pherson, 1994). El arreglo de facies presentes, con una abundancia considerable de tramos finos, permite sugerir un

sistema aluvial terminal (Collinson, 2002; Miall, 2006). La abundancia de materiales limosos y arenosos de procedencia piroclástica y la baja participación de arcilla, típica en ambientes volcánicos (Smith, 1986, Smith y Lowe, 1991), explica el dominio de flujos hiperconcentrados (Blair y McPherson, 1994). El desarrollo de secuencias progradantes evidencia la participación de controles autocíclicos (Miall, 1996), situación atípica para las unidades sedimentarias continentales descriptas.

Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcanoclasticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos

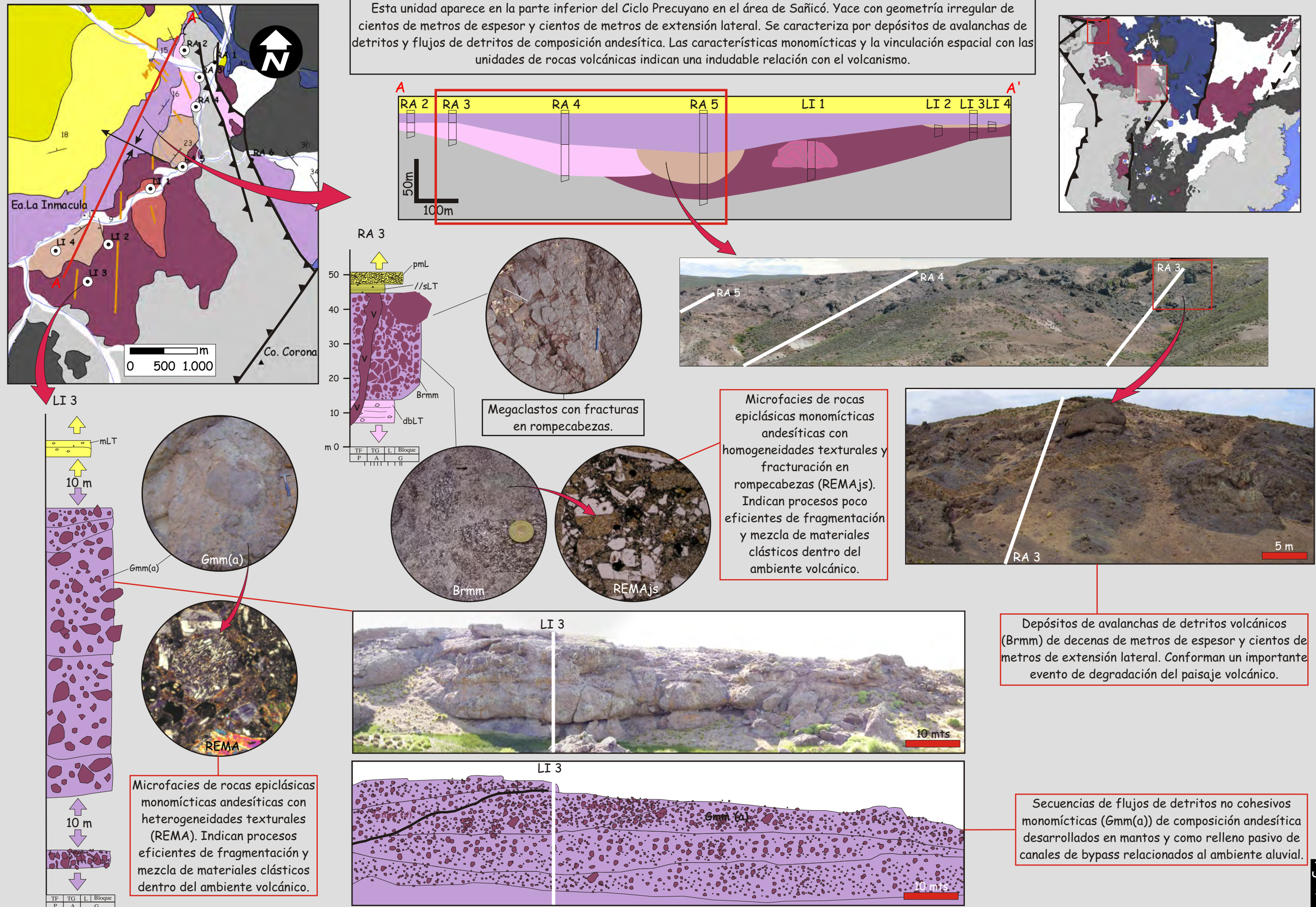


Figura 4.28. Acumulación de sistemas aluviales dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos.

Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos de detritos

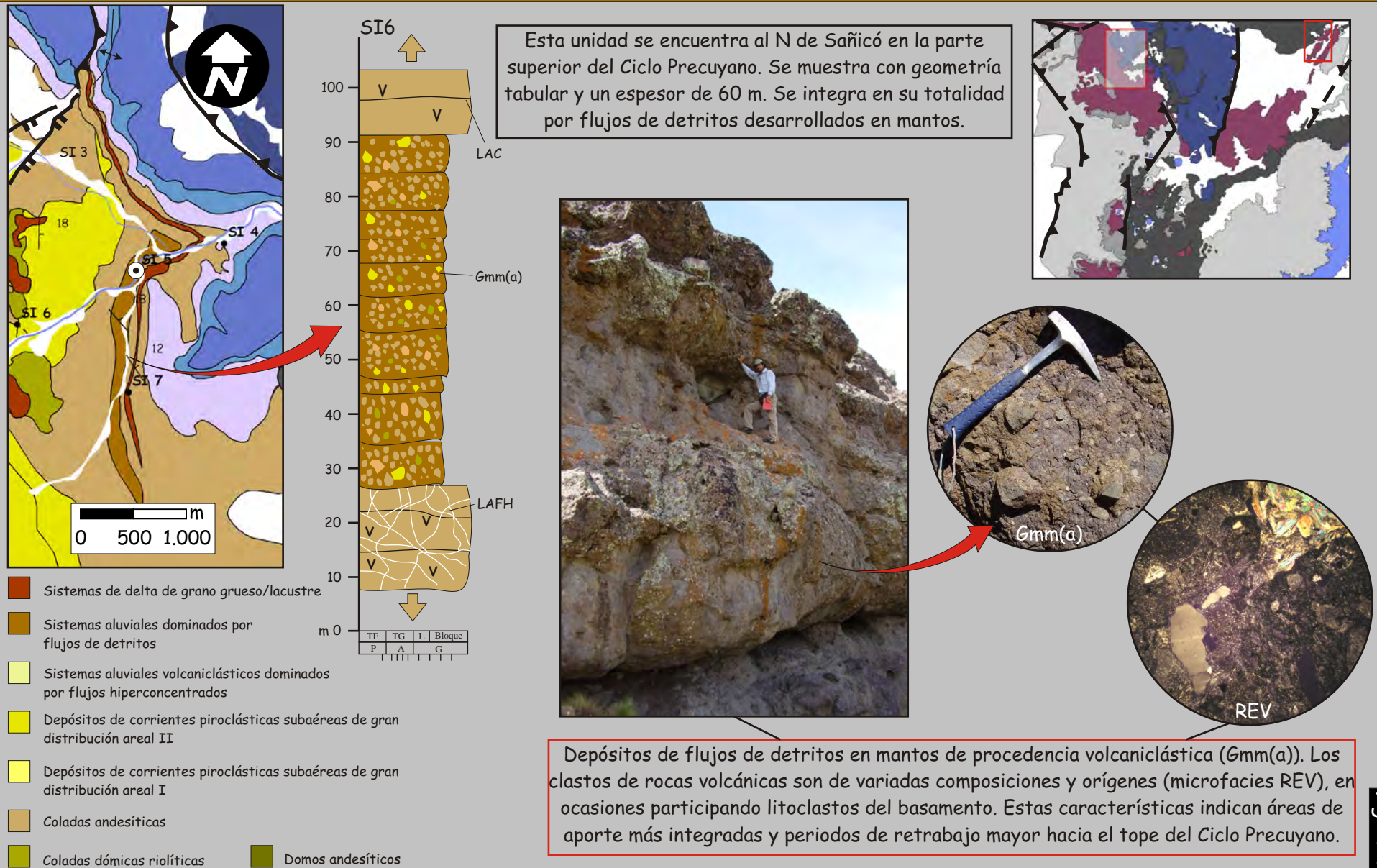


Figura 4.29. Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos de detritos.

Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones

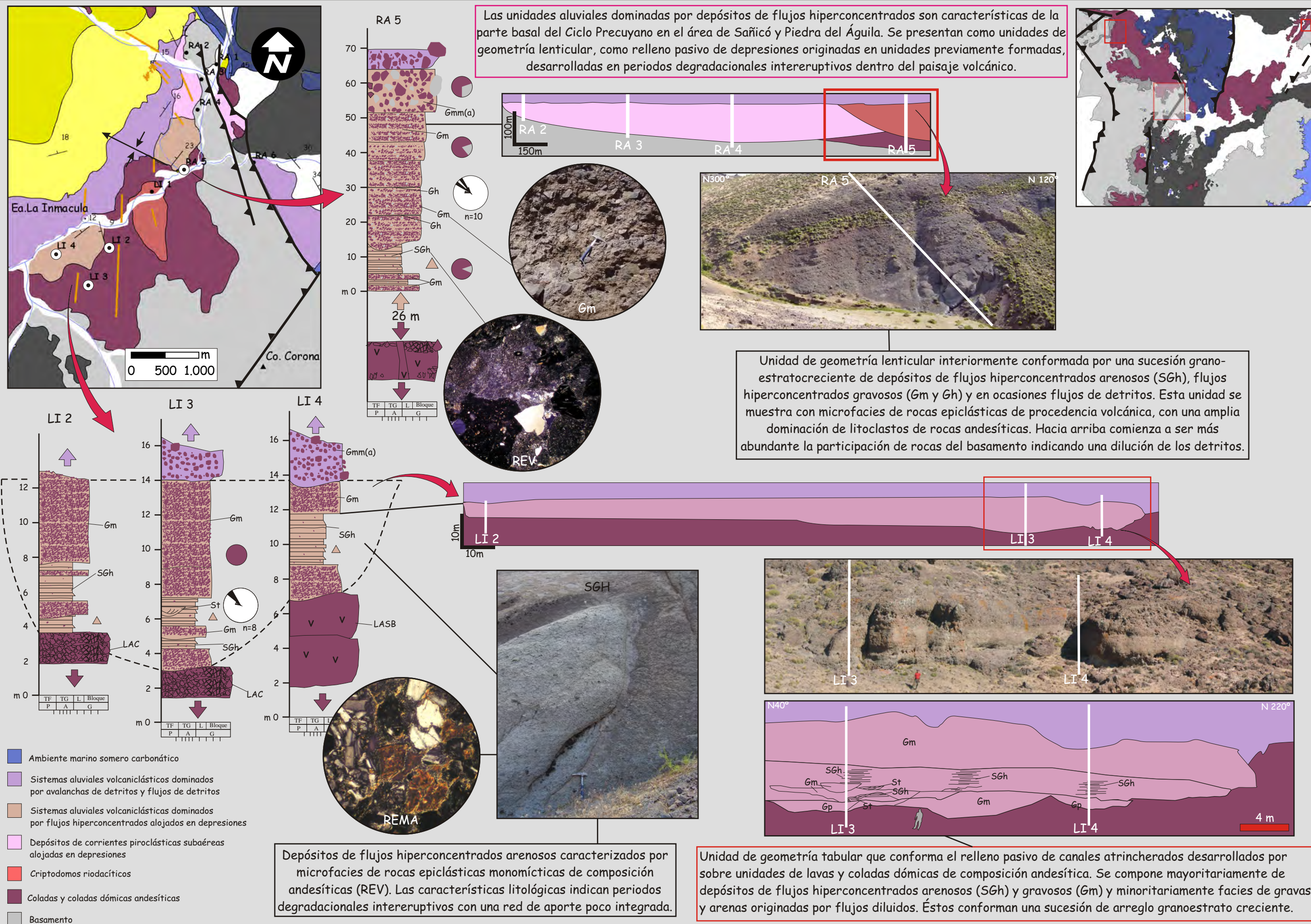


Figura 4.30. Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones.

Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos hiperconcentrados

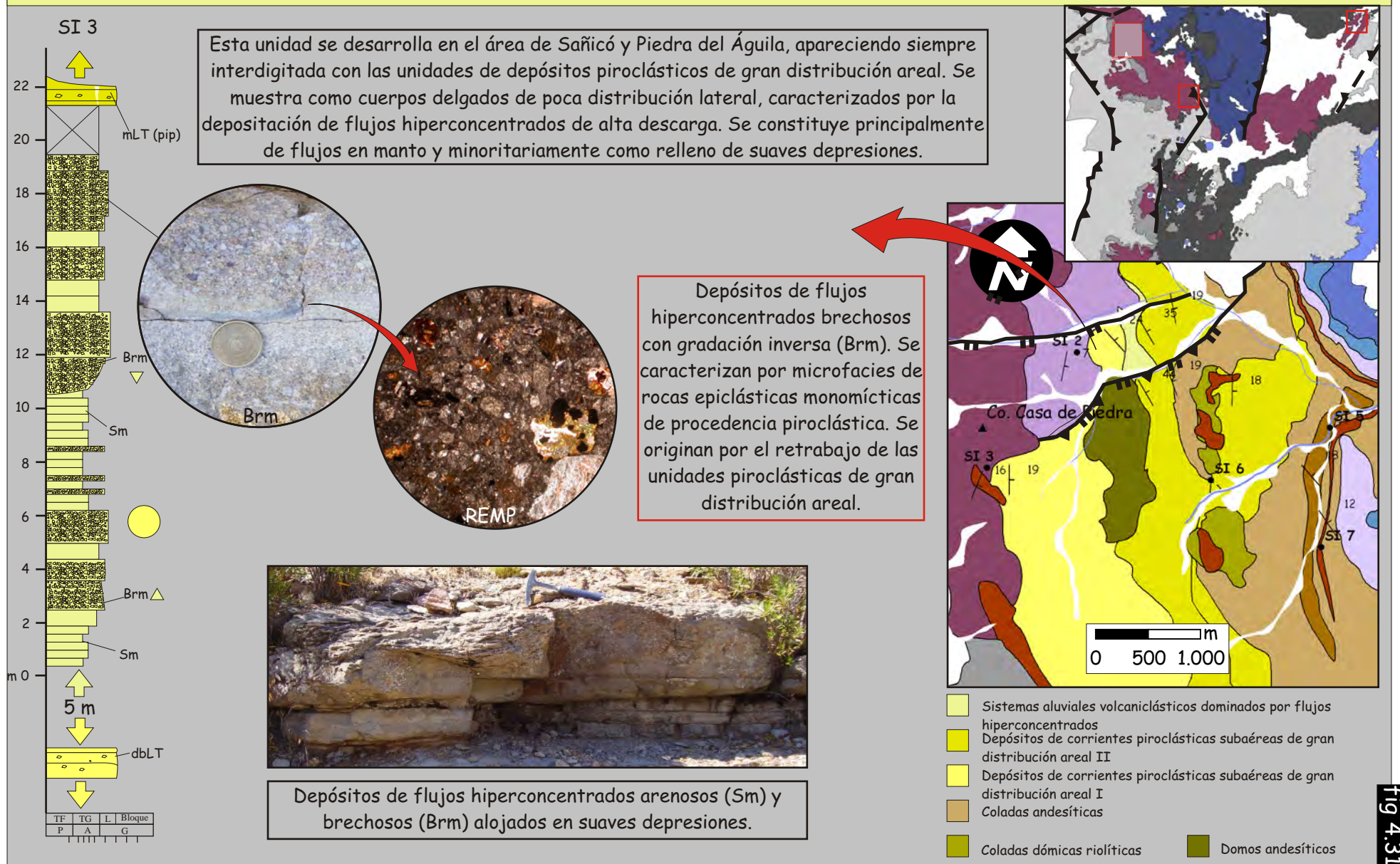


Figura 4.31. Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos con dominancia de flujos hiperconcentrados.

Fig 4.31

Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos terminales

Esta unidad sólo aflora en localidad de Piedra del Águila, sobreyaciendo a una potente secuencia de 1100 m de espesor constituida por flujos piroclásticos. Presenta una geometría irregular a tabular, de cientos de metros de extensión lateral y hasta 200 m de espesor.

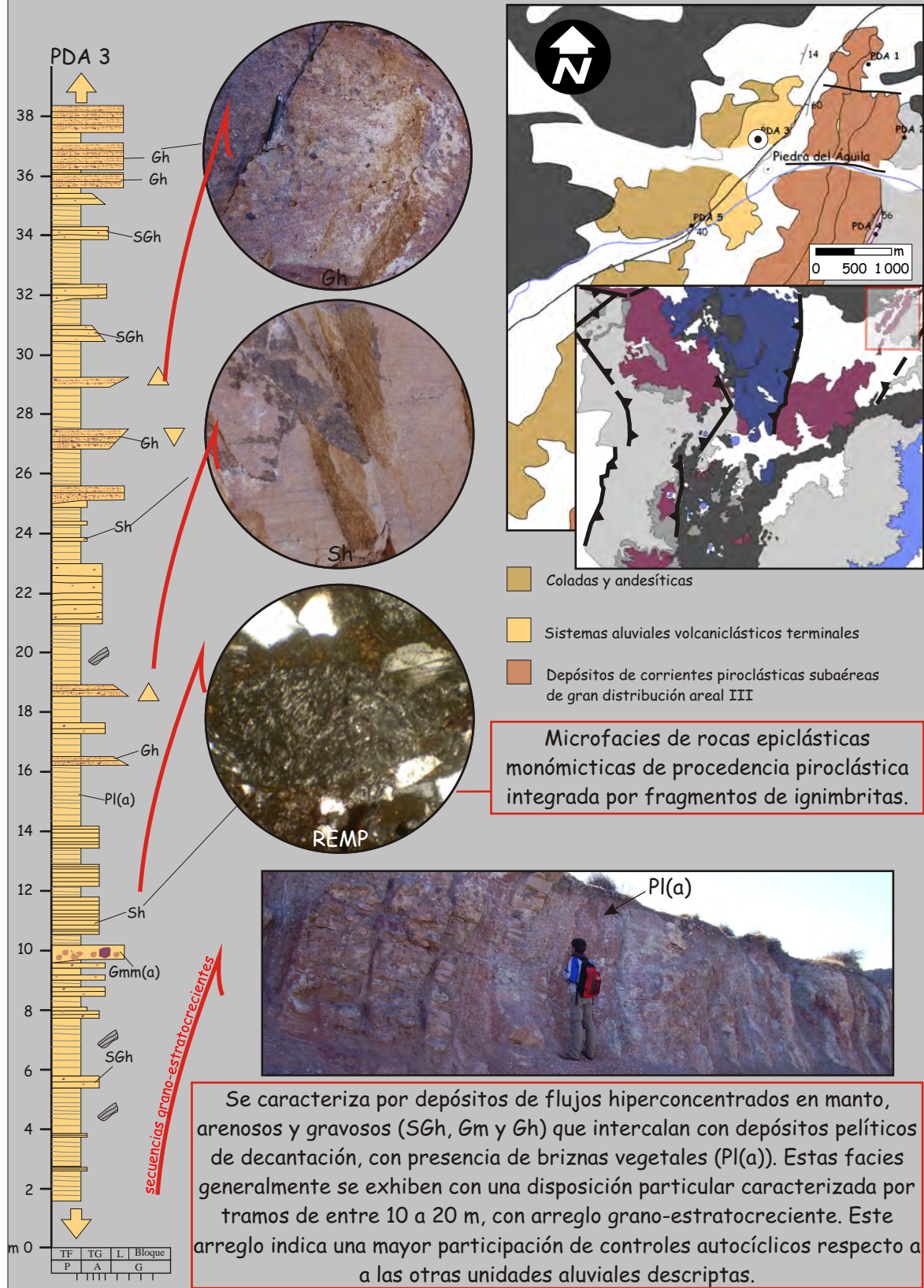


Figura 4.32. Unidad de acumulación: sistemas aluviales volcaniclásticos terminales.

4.6.1.2 Sistemas fluviales de carga mixta

Se desarrolla como una unidad de geometría irregular que alcanza unos 70 m de espesor y se extiende lateralmente por unos cientos de metros. Apoya en discordancia sobre rocas del basamento cristalino y es cubierta en suave discordancia por unidades piroclásticas de gran distribución areal (fig. 4.33). Internamente está constituida por un arreglo simple de arenas y arenas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (St) y facies de pelitas laminadas castañas, con nódulos y restos de hojas (Pl(a)) (fig. 3.1 y 4.33). Las facies de arenas se presentan generalmente amalgamadas en cuerpos canalizados de 1 m a 3 m de potencia y de poca extensión lateral (< 10 m). También se encontraron cuerpos de arenas de geometría tabular que no superan el metro de espesor intercalados con facies pelíticas y un cuerpo tabular constituida de tobas masivas (Tm), interpretado como un depósito piroclástico de caída en zonas distales. Con respecto a las microfacies, las arenas de esta unidad están integradas enteramente por microfacies de rocas epiclásticas silicoclásticas (RES) que sugieren procesos de transporte discretos de los materiales clásticos y una procedencia relacionada directamente al basamento cristalino.

Sobre la base del arreglo de litofacies y microfacies, el diseño de superposición y las estructuras primarias, esta unidad puede ser atribuida a un ambiente fluvial silicoclástico caracterizado por dos sistemas de acumulación principales. Por una parte, aparece un importante registro de depósitos asignados a planicies de inundación (Pl(a), Sh y St) (Bridge, 2006), y por otra, se identifican sedimentos gruesos que son el producto del relleno de canales (dunas subácueas o megaóndulas tridimensionales) (Bridge, 2006). Los depósitos de planicie de inundación poseen dos asociaciones de facies, una en la que prevalecen los depósitos finos de decantación y otra en la que se identifican materiales más gruesos producidos por acumulaciones de carga traccional, interpretados como rellenos de canales/lóbulos de desbordamiento. La geometría, el arreglo y composición de estas facies y su vinculación con amplios tramos dominados por materiales finos de planicie de inundación y depósitos de crecidas, permiten interpretar un sistema fluvial de carga mixta (Collinson, 2002; Bridge, 2006). La ausencia de formas de acreción lateral sumado a la elevada participación de depósitos de planicie de inundación y el escaso desarrollo lateral de los canales indican sistemas fluviales de baja sinuosidad (Miall, 1996; Collinson, 2002).

Unidad de acumulación: sistemas fluviales de carga mixta

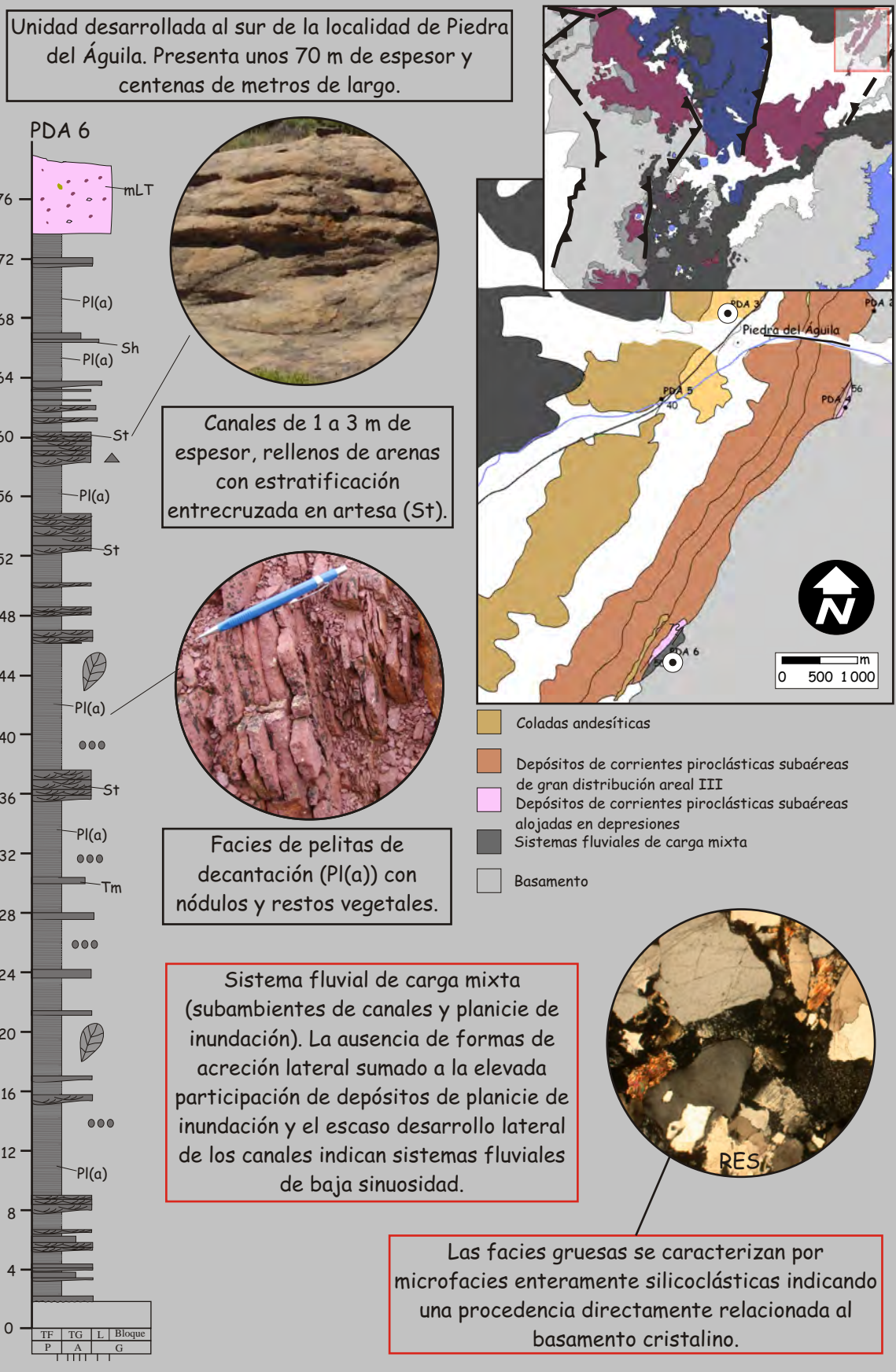


Figura 4.33. Unidad de acumulación: sistema fluvial de carga mixta.

4.6.1.3 Sistema de delta de grano grueso/lacustre

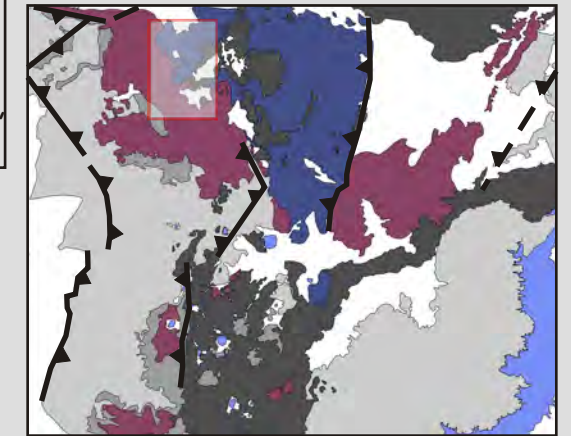
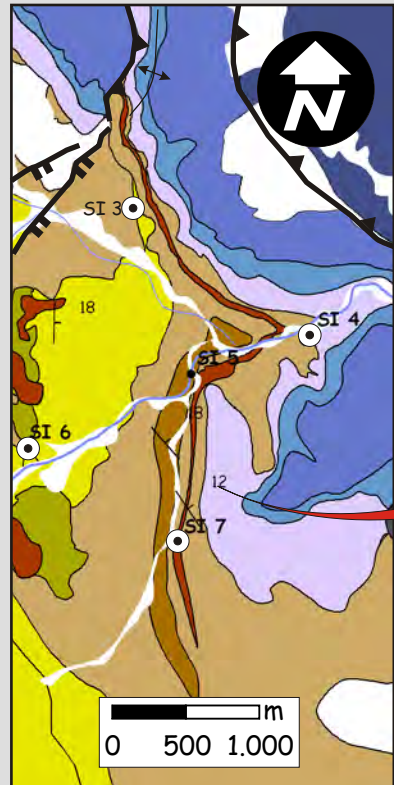
Esta unidad de acumulación presenta geometría tabular a cuneiforme, de unos cientos de metros de ancho y un espesor máximo de 35 m (fig. 4.34). Se constituye por una gran variedad de facies que se presentan en dos asociaciones bien distintivas: asociaciones de facies de grano grueso y asociaciones de facies de grano fino. Las asociaciones de facies de grano grueso están representadas por conglomerados finos con estratificación entrecruzada a gran escala (Gp(a)), con base suavemente erosivas, de hasta 4 m de espesor, resultado de la depositación de flujos hiperconcentrados sobre una “cara de avalancha” (Blair y McPherson, 2008). Las facies anteriores son seguidas por capas delgadas de conglomerados finos con estratificación horizontal (Gh) y facies de areniscas guijarrosas (SGh), resultado de la depositación de flujos hiperconcentrados (fig. 3.1) y minoritariamente depósitos de areniscas (St, Sp y Sh), producto de la depositación de corrientes diluidas en condiciones de bajo y alto régimen de flujo (fig. 3.1). A grandes rasgos, estas facies conforman una secuencia con geometría tabular que ronda los 20 m de espesor y presentan un diseño de superposición estratocreciente, pero sin un aumento el tamaño de grano (fig. 4.34). Hacia arriba las facies de grano grueso evolucionan a una sucesión de unos 10 m de espesor conformada por conglomerados y areniscas guijarrosas con estratificación horizontal, originadas por flujos hiperconcentrados que intercalan con delgadas capas de areniscas producto de la depositación a partir de flujos diluidos (St, Sh) (fig. 4.34). La asociación de facies de grano fino se compone de diferentes facies que varían su arreglo en función de la distancia respecto a las facies de grano grueso. Proximalmente a éstas, las facies de grano fino se caracterizan por depósitos de pelitas laminadas Pl(a), resultado de la decantación y de arenas con laminación ondulítica (Sr) y minoritariamente facies de calizas silicificadas con laminación estromatolítica (BE) (fig. 3.1). Intercalándose con las anteriores, se encontraron depósitos de arenas con estructuras tractivas (Sp) alojados sobre bases suavemente erosivas, interpretados como flujos traccionales (Reading y Collinson, 2002) de *underflow* (Blair y McPherson, 2008) y depósitos de flujos hiperconcentrados gravosos y arenosos (Gh y Sm), interpretados como depósitos de flujos friccionales de *underflow* (Reading y Collinson, 2002). En posición más distal la asociación de facies de grano fino se compone de pelitas laminadas producto de decantación (Pl(a)) y facies de calizas silicificadas con laminación estromatolítica (BE). Respecto a las microfacies presentes en esta unidad, las facies sedimentarias epiclásticas se caracterizan por microfacies constituidas por litoclastos de rocas volcánicas de procedencias variables (REV), mientras que las facies de rocas carbonáticas presentan microfacies con laminación microbial (RCLM).

El arreglo horizontal y vertical de las asociaciones de facies de grano grueso y de grano fino indicaría diferentes subambientes de un sistema deltaico de grano grueso. La asociación de facies de grano grueso representa un subambiente de frente deltaico progradante en dirección N-NNE, que hacia la parte superior pasa a un sistema alimentador aluvial (Reading y Collinson,

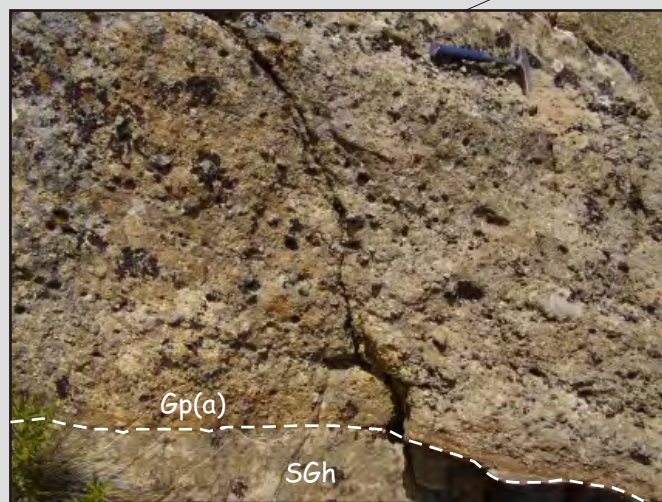
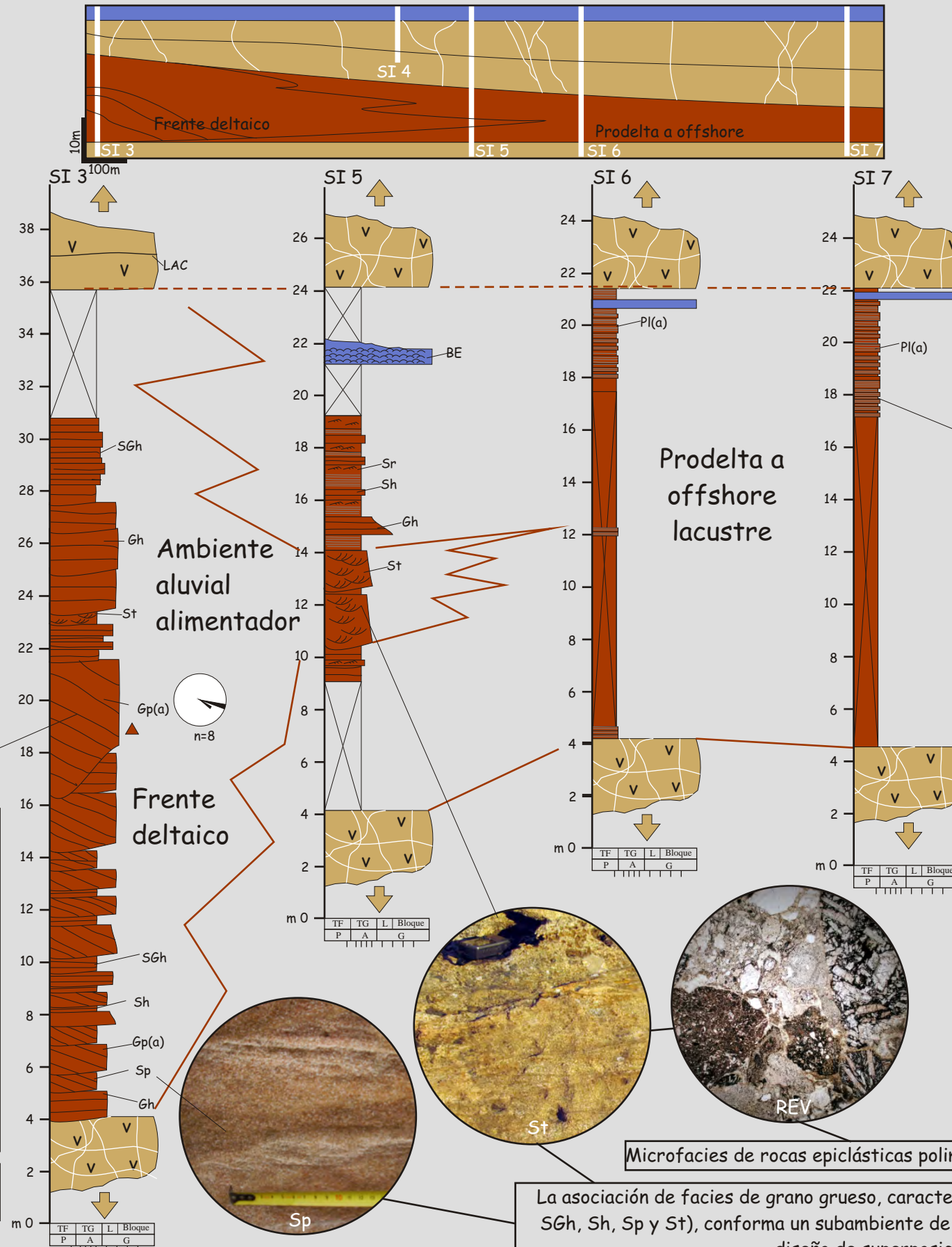
2002; Blair y McPherson, 2008). La asociación de facies de grano fino, en función de la ausencia de fósiles marinos y la presencia de estromatolitos laminares que reflejan un medio estresado, se interpretan como un ambiente subácueo en posiciones desde prodelta hacia un *offshore* lacustre (Blair y McPherson, 2008; Rohais *et al.*, 2008). Respecto a la profundidad de las aguas, la presencia de estromatolitos desarrollados en el subambiente lacustre indicaría una profundidad menor a los 30 m (Talbot y Allen, 2002), mientras que los espesores de las macroformas Gp(a) desarrolladas en el frente deltaico (entre 1 m y 4m) indicarían que las profundidades debieron ser menores (García-García *et al.*, 2006; Blair y McPherson, 2008; Rohais *et al.*, 2008). Por último, es importante destacar que las láminas de estromatolitos silicificadas, que en ocasiones muestran bandas de material silíceo, pueden representar la interacción de estos cuerpos con un sistema de circulación de aguas calientes relacionadas al ambiente volcánico (Kralner y Spöl, 1998).

Unidad de acumulación: sistema de delta de grano grueso/lacustre

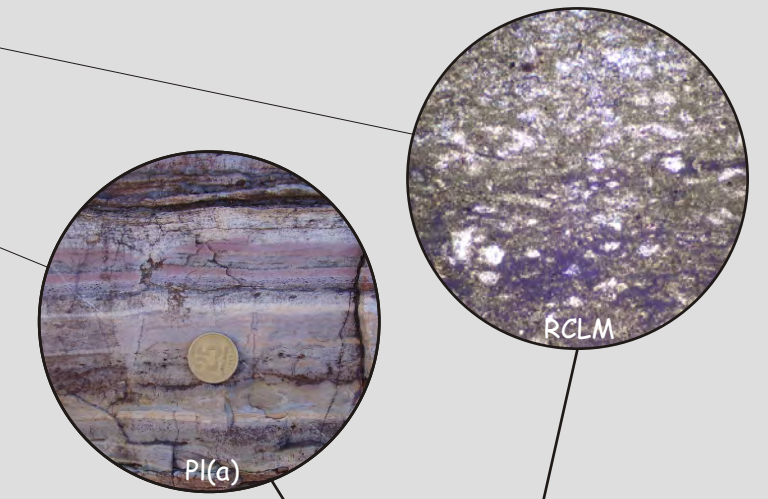
Se muestra como una unidad de geometría tabular a cuneiforme, de unos cientos de metros de longitud y espesores máximos de hasta 35 m. Está representada al N de Sañicó, sobreyaciendo a unidades de acumulación de lavas. Se constituye por una gran variedad de facies que presentan dos asociaciones bien distintivas: Asociación de facies de grano grueso (Gh, Gp(a), SGh, Sh, Sp y St) y asociación de facies de grano fino (Pl(a) y Sr) con desarrollo de mudstones algales (BE).



- Sistemas de deltas de grano grueso/lacustre
- Sistemas aluviales dominados por flujos de detritos
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por flujos hiperconcentrados
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal II
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas de gran distribución areal I
- Coladas andesíticas
- Coladas dómicas riolíticas
- Domos andesíticos

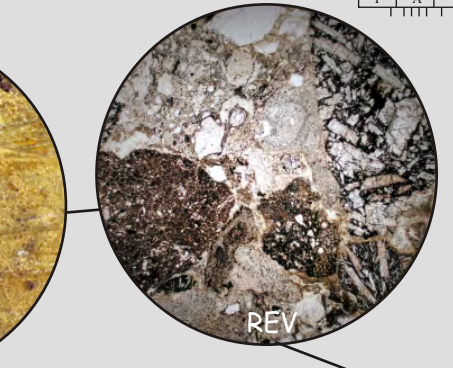


Depósitos de flujos hiperconcentrados gravosos constituyendo el frente deltaico de grano grueso.



Facies de grano fino representadas por pelitas laminadas silicificadas (PI(a)) y mudstones algales (BE) con microfácies de laminación microbiana (RCLM). Esta asociación de facies refleja la decantación de materiales finos y la proliferación de organismos en un ambiente de offshore lacustre de poca profundidad.

El ingreso de las facies de grano grueso se realizó desde el N-NNE, confluyendo en cuerpos lacustres (facies de grano fino). La composición polimíctica de los materiales clásticos indica áreas de aporte integradas, mientras que la mayor organización de los ambientes sedimentarios hacia la parte superior del Ciclo Precuyano, evidencia una merma de los controles volcánicos.



Microfacies de rocas epiclásticas polimícticas de procedencia volcánica (REV).

La asociación de facies de grano grueso, caracterizada por facies gravosas y arenosas (Gp(a), Gh, SGh, Sh, Sp y St), conforma un subambiente de frente deltaico de unos 35 m de espesor, con un diseño de superposición estratocreciente.

Figura 4.34. Unidad de acumulación: sistema de delta de grano grueso/lacustre.

4.6.1.4 Sistema de delta de grano fino

La unidad de acumulación de sistema de delta de grano fino se presenta con una geometría tabular, de unos 50 m de espesor y cientos de metros de ancho. Se compone mayoritariamente por facies de areniscas, con abundante participación de material piroclástico y con diferentes grados de deformación sinsedimentaria. Las arenas se muestran con diferentes tipos de estructuras traccionales (Sr, Sh, Sp, Shcs, St y SGh) (fig. 3.1) o desarrollando gradaciones internas (Sn) (fig. 3.1 y 4.35). Minoritariamente, se encontraron cuerpos delgados de calizas estromatolíticas con una fina laminación microbial (BE) y facies de psefitas finas con estructuras entrecruzadas (Gp(b), gradacionales (Gn) o masivas (Brm y Gm) (fig. 3.1 y 4.35). En función de los principales procesos depositacionales que dieron origen a las facies presentes en esta unidad (véase capítulo 3), las mismas pueden ser divididas en dos asociaciones de facies, una dominada por la depositación o retrabajo de corrientes unidireccionales u oscilatorias, y la otra dominada por la depositación de flujos eventuales (fig. 4.35). La asociación de facies dominada por depósitos de corrientes se compone principalmente de areniscas con estructuras traccionales, con deformación sinsedimentaria, ocasionalmente bioturbadas (Sr, Sh, Sp, Shcs y St). Minoritariamente, estas facies presentan depósitos de gravas finas y sabulitas con estratificación entrecruzada planar (Gp(b)). Es importante destacar que de manera aislada, interdigitándose con éstas se encontraron cuerpos delgados de calizas estromatolíticas con una fina laminación microbial (BE). La asociación de facies dominada por la depositación de flujos eventuales está integrada mayoritariamente por depósitos de flujos densos arenosos, depósitos de flujos hiperconcentrados gravosos y arenosos, con abundante material piroclástico (Gm, Brm y SGh) y minoritariamente depósitos de corrientes de turbidez gravosas y arenosas (Gn y Sn).

Los arreglos lateral y vertical de las facies muestran condiciones agradacionales a suavemente progradacionales, siempre dominadas por una granulometría arenosa, ampliamente relacionadas a condiciones costaneras (*shoreface*) (Clifton, 2006). El dominio de una granulometría arenosa, sumado a la presencia de deformación sinsedimentaria y la escasa bioturbación, permiten sugerir un sistema deltaico de grano fino (Reading y Collinson, 2002; Bhattacharya 2006). A su vez, las asociaciones de facies dominadas por depósitos de corrientes tractivas, y minoritariamente depósitos de flujos eventuales, indican un ambiente costanero deltaico influenciado por olas y por procesos fluviales (Reading y Collinson, 2002; Bhattacharya 2006).

4.6.2 Unidades de acumulación epiclásticas marinas

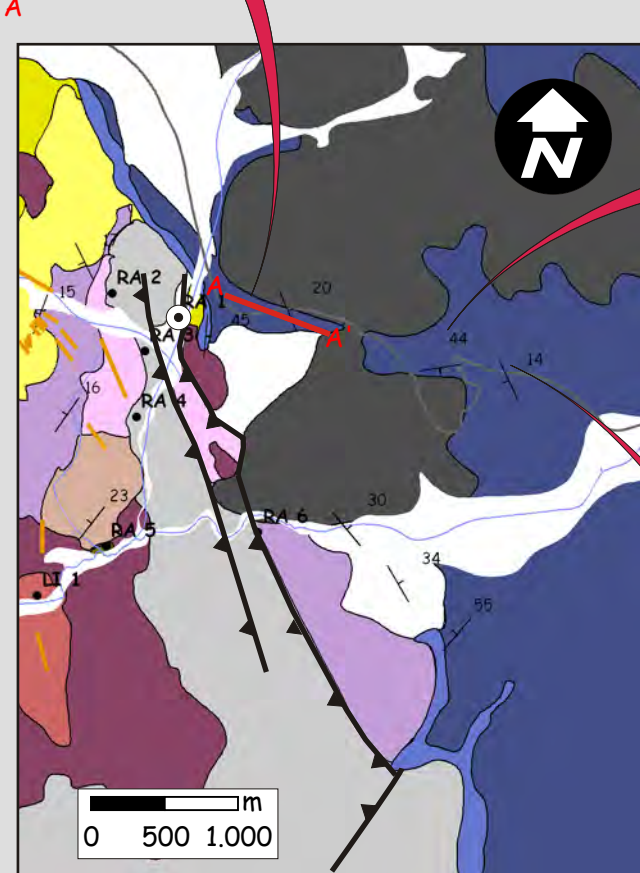
4.6.2.1 Ambiente marino de costa afuera (*offshore*)

Se caracteriza como una unidad potente de decenas de metros de espesor y gran distribución lateral. Internamente se compone de facies de lutitas negras (Pl(b)) con abundantes restos de invertebrados marinos que se intercalan con facies de arenas con estructuras gradacionales (Sn, Sin), las cuales presentan en su parte superior gran cantidad de restos de vegetales y en ocasiones estructuras tractivas. Minoritariamente, aparecen depósitos psefíticos clasto y matriz sostén (Gn y Gmm(b)), desarrollados en mantos o en pequeños canales. Es importante destacar que en determinados sectores las facies que componen esta unidad mostraron fallas extensionales de pequeña escala, con orientaciones N-S y NE-SW y desmoronamientos con microfallas extensionales y compresivas (fig. 4.36).

En función del arreglo de facies y de los procesos depositacionales intervinientes se pueden establecer dos tipos diferentes de asociaciones de facies para esta unidad. Por un lado, se destaca la asociación de facies constituida por depósitos de decantación submarina en condiciones anóxicas, de baja circulación, con abundantes restos de invertebrados marinos (Pl(a)) (fig. 3.1) (Stow *et al.*, 2002; Posamentier y Walker, 2006). Por otro lado, los depósitos delgados de corrientes de turbidez, mayoritariamente arenosos (Sn) y minoritariamente gravosos (Gn), los depósitos de flujos de detritos cohesivos (Gmm(b)) y los flujos densos estratificados (Sin), representan una asociación de facies de depósitos eventuales de resedimentación submarina (fig. 3.1) (Stow *et al.*, 2002; Posamentier y Walker, 2006). La mayoría de los eventos de resedimentación se generan en manto, aunque minoritariamente han tenido lugar en pequeños canales submarinos (Gn). La presencia de estructuras tractivas desarrolladas en el tope de los depósitos de corrientes de turbidez arenosos indican retrabajo por parte de corrientes de fondo submarinas (Shanmugam, 2002). Por todas estas razones, la interpretación dinámica y el arreglo de las asociaciones de facies presentes indican depósitos de ambiente marino por debajo de la acción de olas, de bajo gradiente, con baja relación arena/arcilla. La ausencia de secuencias que indiquen la progradación de lóbulos sugieren un ambiente de bajada submarina, mientras que la presencia de restos vegetales en los depósitos de resedimentación arenosos, indicarían un probable aporte desde un frente deltaico (Stow *et al.*, 2002).

Unidad de acumulación: ambiente marino de costa afuera (offshore)

Los depósitos de esta unidad apoyan sobre una discontinuidad sobre rocas del Ciclo Precuyano y el basamento cristalino y en concordancia sobre depósitos de ambiente marino somero de la parte basal del Ciclo Cuyano. Los depósitos de ambiente marino profundo se encuentran bien representados al este de Sañicó. Esta unidad está constituida por facies de lutitas negras y minoritariamente limolitas, resultado de decantación (Pl(b)) y flujos densos submarinos eventuales (Gn, Sn, Gmm(b)).



- Ambiente marino de costa afuera
- Ambiente marino somero carbonático
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
- Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones
- Depósitos de corrientes piroclásticas subaéreas alojadas en depresiones
- Criptodomas riódacíticos
- Coladas y coladas dómicas andesíticas
- Basamento

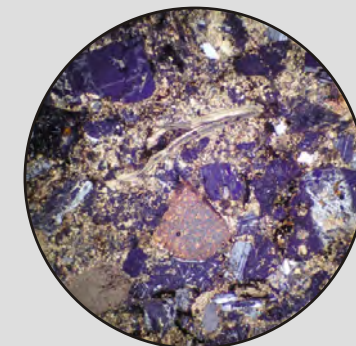


Sistema conjugado de fallas extensionales sin-sedimentarias de rumbo N-S y NE-SW desarrolladas en la parte basal de las unidades de acumulación de ambiente marino profundo, al N del Cerro Corona.



Desmoronamientos con vergencia hacia el este desarrollados al N del Cerro Corona. Internamente desarrollan fallas extensionales y compresivas.

Las facies indican depósitos de ambiente marino profundo de bajo gradiente, con baja relación arena/arcilla.



La composición detrítica de las facies gruesas se constituye principalmente de facies polimícticas de procedencia volcanoclástica con restos de rocas carbonáticas y de invertebrados.

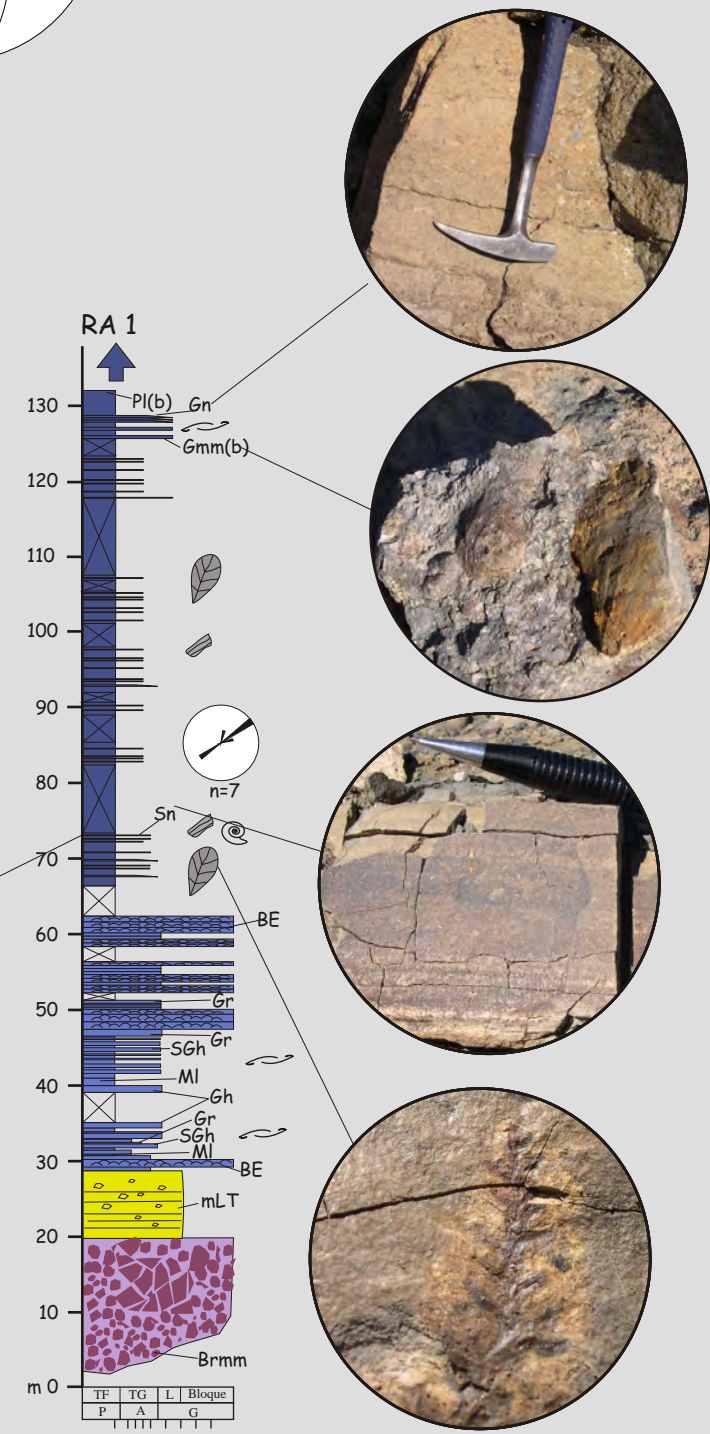
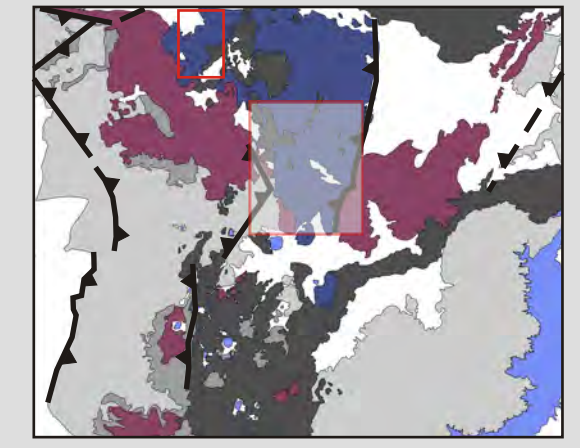
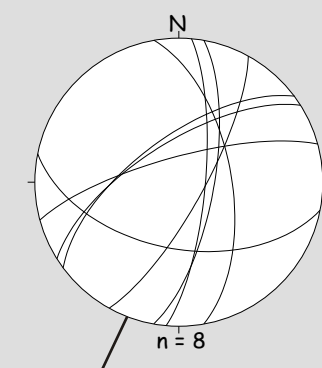


Figura 4.36. Unidad de acumulación: ambiente marino de costa afuera (offshore).

4.6.3 Unidad de acumulación carbonática marina

4.6.3.1 Ambiente marino somero carbonático

Esta unidad se muestra con geometría tabular, gran distribución areal y un espesor máximo de 30 m. Se apoya en discordancia o paraconcordancia sobre diferentes unidades correspondientes al Ciclo Precuyano y en ocasiones no concordante sobre rocas del basamento ígneo-metamórfico. A pesar de la gran distribución que muestra esta unidad, sólo presenta características diagnósticas en algunos sitios reducidos del área de estudio, debido a la importante modificación que exhibe por parte de procesos postdeposicionales (silicificación). Está integrada por litofacies de calizas de tipo *boundstone* con estromatolitos (BE), mayoritariamente columnares y bulbosos y minoritariamente laminares; *grainstones* peloidales y esqueletales (Gr), en ocasiones con estructuras traccionales; y *mudstones* laminados (MI) (fig. 3.1 y 4.37). De manera restringida se encontraron facies gravosas (Gm) y arenosas (SGh) constituidas por intraclastos de las facies estromatolíticas, fragmentos carbonáticos sin estructura reconocible y litoclastos volcánicos de composiciones variables (fig. 4.37). Respecto a las particulares petrográficas de esta unidad, se caracteriza por microfacies de rocas carbonáticas con laminación microbial (RCLM) y microfacies de *grainstones* y *mudstones* (microfacies RCG y RCM).

Las características de las asociaciones de facies totalmente dominadas por rocas carbonáticas indican un ambiente de plataforma carbonática favorable para la proliferación de organismos bioconstructores. Estas condiciones se generaron en aguas tranquilas, de baja energía, aporte terrígeno ausente y poca profundidades (< 20 m) (Wright y Burchette, 2002; Leeder, 1999). Eventualmente, las facies Gm y SGh indican periodos de destrucción de la plataforma carbonática.

Unidad de acumulación: ambiente marino somero carbonático

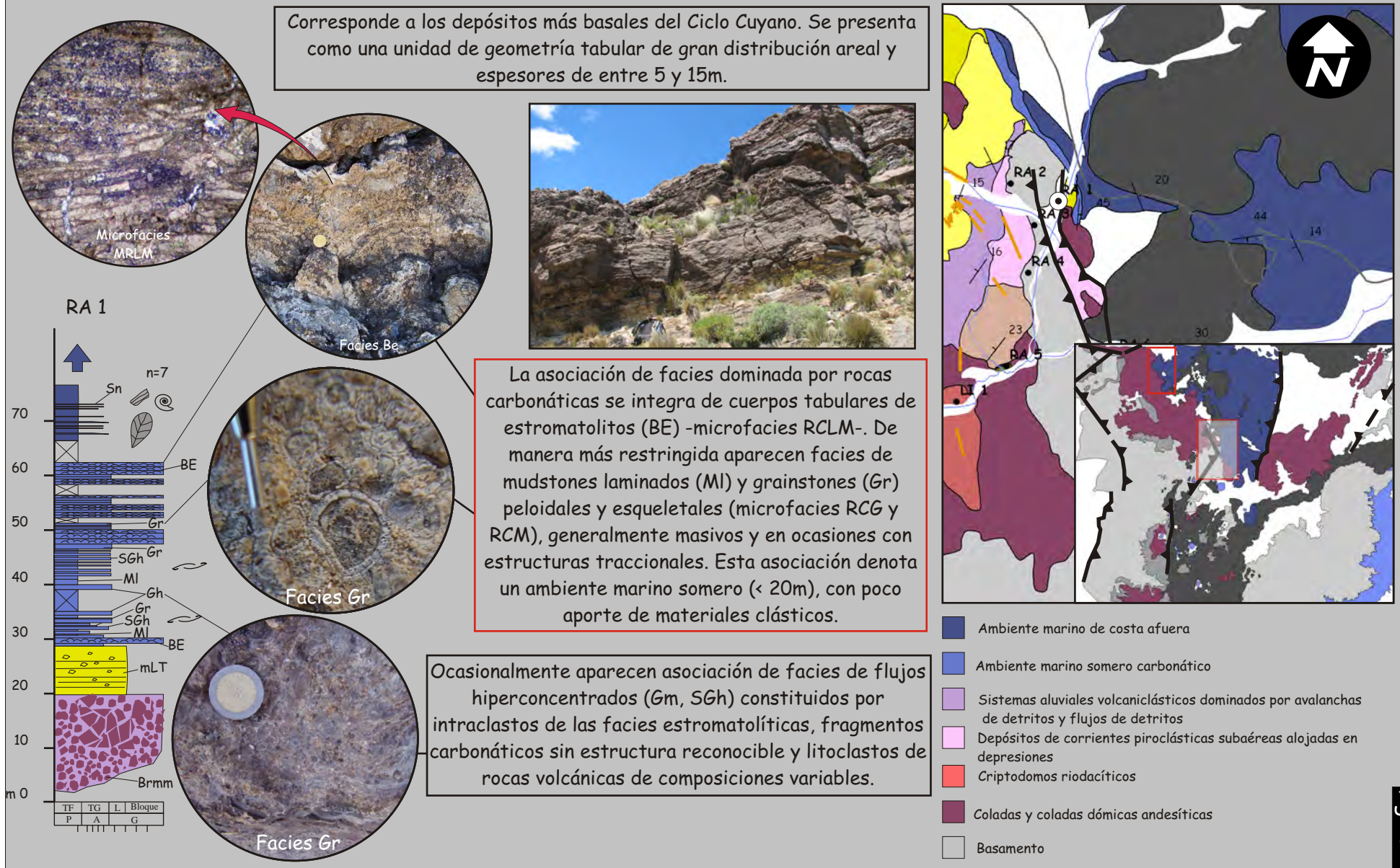


Figura 4.37. Unidad de acumulación: ambiente marino somero carbonático.

Capítulo 5 - Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano basal en el espacio y tiempo

5.1) Introducción

En el capítulo previo se identificaron las diferentes unidades de acumulación (volcánicas, piroclásticas y sedimentarias) que integran al relleno precuyano y la base del Ciclo Cuyano. El estudio y la discriminación de las unidades de acumulación muestra la existencia de variaciones genéticas y espacio-temporales así como fuertes variaciones de espesor a ambos lados de fallas inversas de alto ángulo y lineamientos, habiéndose interpretado el control tectónico/volcano-tectónico extensional para el relleno inicial y la determinación de áreas depocentrales. Estos rasgos deben ser evaluados de manera integral. La correlación de las columnas estratigráficas del Ciclo Precuyano y Ciclo Cuyano, sugieren que las fuertes variaciones de espesores pueden ser observadas en diferentes sectores del área de trabajo (fig. 5.2). En la zona occidental del área de estudio los espesores del Ciclo Precuyano varían en sentido NW-SE, de manera muy asimétrica, desde espesores cercanos a los 1200 m al noroeste, hasta espesores que rondan los 220 m al sureste, estando ausente en las proximidades del Cerro Corona (fig. 5.2). En sentido perpendicular, en dirección suroeste, los espesores del Ciclo Precuyano disminuyen notablemente, mientras que en dirección noreste son cubiertos por depósitos marinos correspondientes al Ciclo Cuyano (fig. 5.1). En la parte central del área de estudio, al norte y este del Cerro Corona los depósitos de la base del Ciclo Cuyano apoyan sobre espesores mínimos del Ciclo Precuyano (< 50 m) y sobre rocas del basamento (fig. 5.1 y 5.2). No obstante, al sureste del Cerro Corona las rocas del Ciclo Cuyano apoyan sobre alrededor de unos 220 m de rocas correspondientes al Ciclo Precuyano que se sumergen hacia el ESE. Las columnas parciales levantadas para el Cuyano basal y las columnas levantadas hasta base del Cuyano cuspidal indican que los espesores del Ciclo Cuyano basal aumentan hacia el este (fig. 5.2). Los espesores máximos se encontraron en el Cerro Vasco, donde se midieron 220 m. Es importante subrayar que entre el Cerro Vasco y el Cerro Roth, en la base de la columna Piedra Pintada (PP) (véase anexo II) se muestran sedimentitas cuyanas apoyando sobre lavas interpretadas como unidades de acumulación pertenecientes al Ciclo Precuyano (fig. 5.2). En dirección norte se puede apreciar cómo los afloramientos del Ciclo Cuyano continúan, mientras que hacia el sur disminuyen hasta desaparecer sobre rocas del basamento y escasos afloramientos del Ciclo Precuyano (fig. 5.1). La parte oriental del área de estudio se caracteriza por la existencia de afloramientos del Ciclo Precuyano que alcanzan su máximo espesor (1300 m) en las inmediaciones de la localidad de Piedra del Águila, disminuyendo su espesor hacia el

oeste y el suroeste, donde alcanzan el espesor mínimo (fig. 5.2). En este sector del área de trabajo los afloramientos del Ciclo Cuyano se encuentran ausentes.

Si se tiene en cuenta la distribución y variación de los espesores del Ciclo Precuyano y Cuyano, las tres áreas morfoestructurales definidas en el capítulo introductorio (zona oriental de Piedra del Águila, zona central de la Pintada y zona occidental de Sañicó) se corresponden con áreas que controlaron el espacio de acomodación para los depósitos del Jurásico Inferior del sur de la Cuenca Neuquina (fig. 5.2). Se proponen denominar a estas tres áreas de acomodación como:

- Depocentro de Sañicó
- Depocentro de la Pintada
- Depocentro de Piedra del Águila

Los límites de estos depocentros son precisados por estructuras visibles hoy como fallas inversas y redefinidas en función del control que ejercieron sobre las secuencias precuyanas y cuyanas como fallas extensionales reactivadas. Es importante destacar que no todas las estructuras inversas representan fallas extensionales invertidas, habiéndose constatado que muchas de ellas no habrían participado en la acomodación de los depósitos del inicio de la cuenca. Entre ellas se pueden mencionar a las fallas de orientación NNE-SSW y NW-SE desarrolladas hacia el borde occidental del área de estudio (fig. 5.2).

El depocentro de Sañicó es el depocentro más occidental del área de estudio. Se trata de un hemigraben de 27 km de ancho, de orientación NE-SW con polaridad hacia el sureste, limitado por fallas de orientación NE y ENE. Internamente presenta estructuras oblicuas de rumbo ENE y NNW y bloques que presentan subsidencia diferencial (fig. 5.2). En efecto, en su extremo sureste se puede apreciar que el área del Cerro Corona constituye un alto que controló fuertemente el espesor de las secuencias precuyanas. Al sureste de este alto, los depósitos precuyanos con espesores de alrededor de 200 se sumergen por debajo de sedimentitas del Ciclo Cuyano. Este sector se define como el límite de menor acomodación del depocentro de Sañicó. Es importante destacar que este depocentro coincide con el área de las unidades de acumulación piroclástica de gran distribución areal I y II definidas en el capítulo previo.

El depocentro de la Pintada se desarrolla en la parte central del área de trabajo. Corresponde a un hemigraben de rumbo N-S, de un ancho máximo de 20 km, con polaridad hacia el oeste (fig. 5.2). Se caracteriza por afloramientos del Ciclo Cuyano que sobreyacen a depósitos del Ciclo Precuyano con espesores mínimos. Se halla limitado al este por una falla de rumbo N-S a NNE-SSW, la cual restringe la distribución de los depósitos del Ciclo Cuyano hacia el este (fig. 5.2). Hacia el oeste, los depósitos del Ciclo Cuyano yacen sobre rocas del Ciclo Precuyano y del basamento.

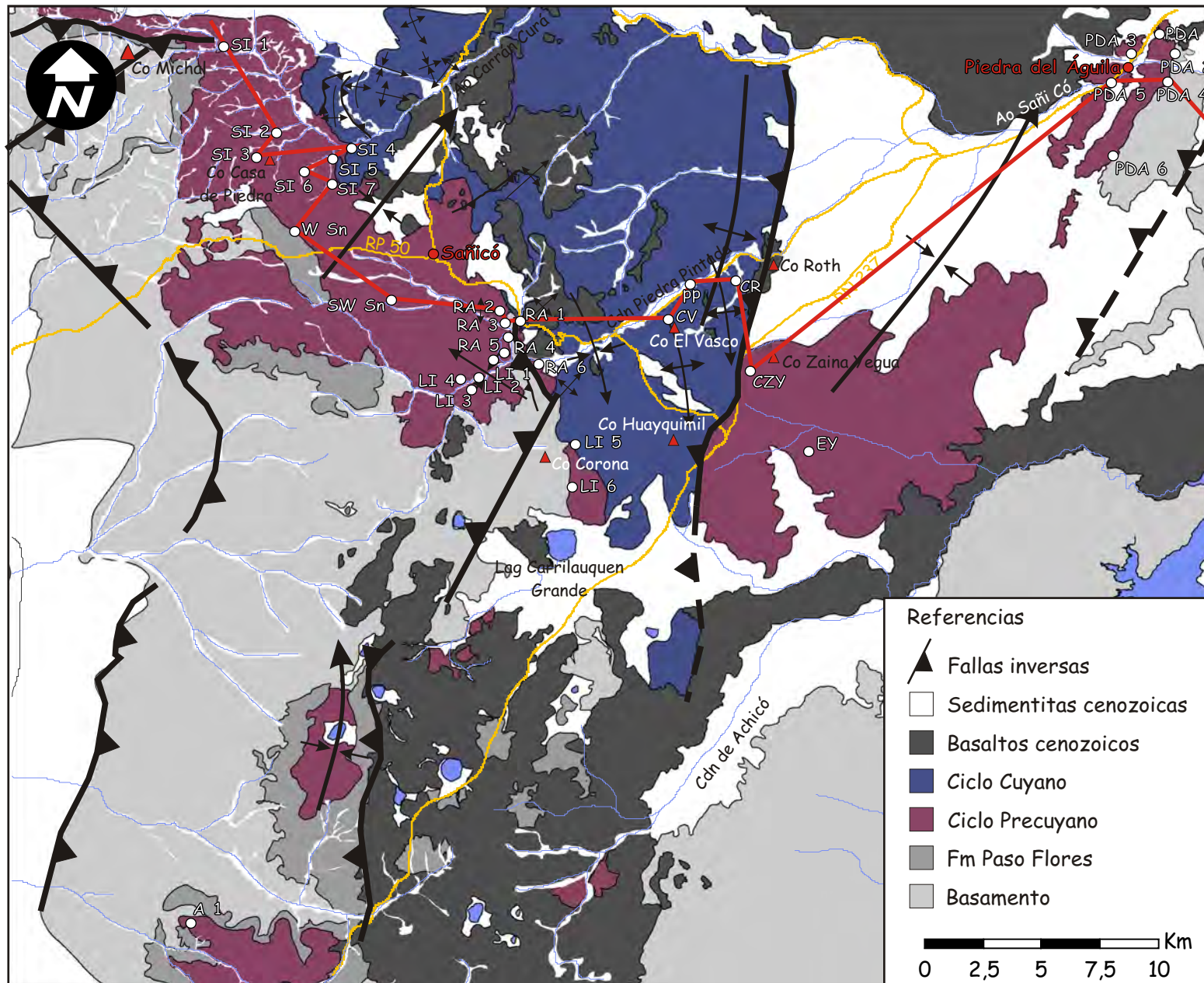


Figura 5.1. Distribución del Ciclo Precuyano y Cuyano en el área de estudio. Se muestra transecta elejida para efectuar el panel de correlación sobre la base de las columnas levantadas en el area de estudio (véase fig. 5.2).

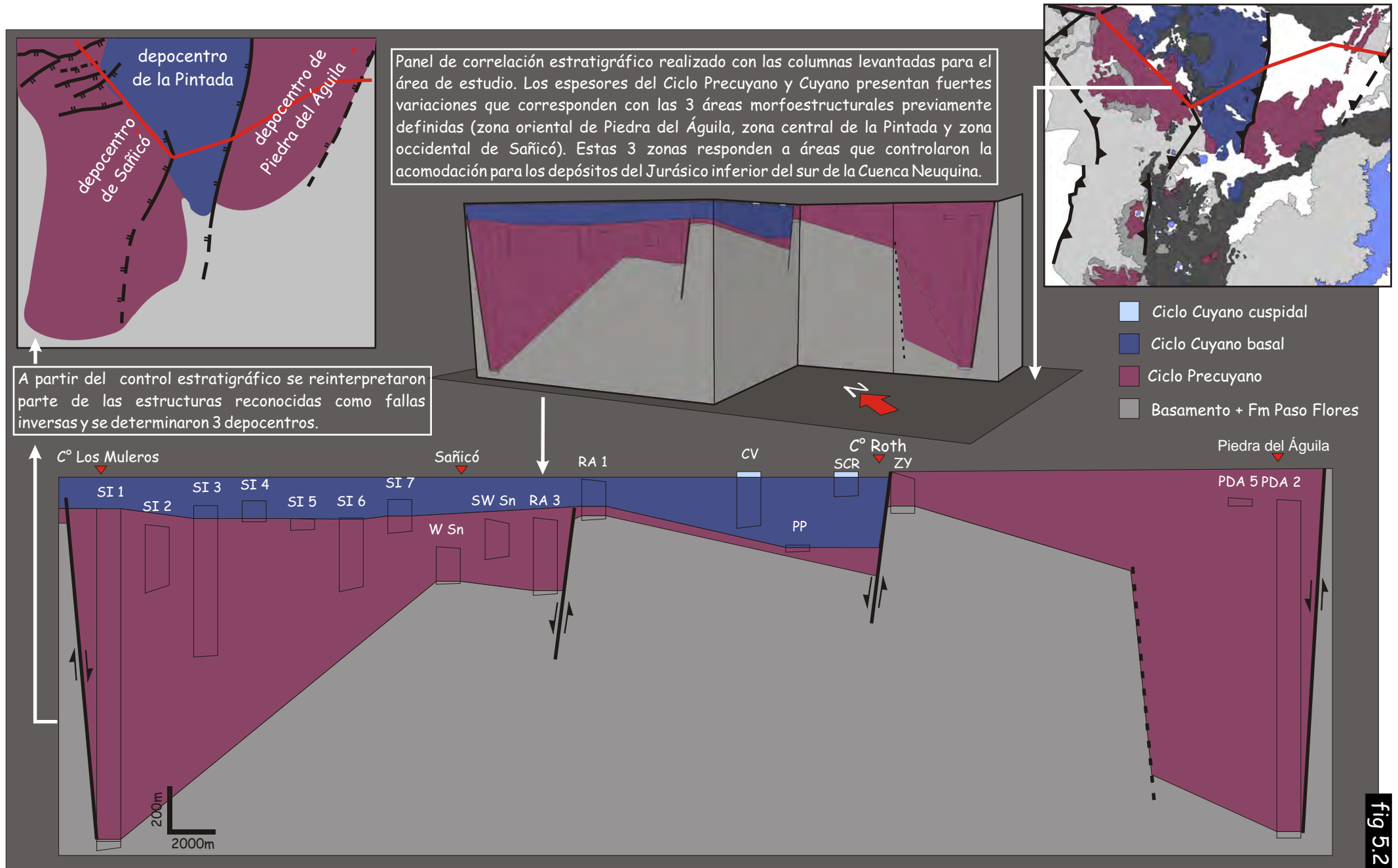


Figura 5.2. Determinación de los depocentros que controlaron la acomodación del Ciclo Precuyano y Cuyano.

El depocentro de Piedra del Águila se halla en la parte oriental del área de estudio y se encuentra relleno enteramente por depósitos del Ciclo Precuyano (fig. 5.2), fuertemente invertido, sin poderse reconocer las fallas que acomodaron las secuencias precuyanas. La parte más profunda se halla en las inmediaciones de la localidad de Piedra del Águila y coincide con el área de acomodación para los depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal III (véase capítulo previo). Fuera de este sector el relleno se sumerge por debajo de basaltos cenozoicos hacia el noroeste (fig. 5.1) y disminuye fuertemente su espesor hacia el este. Es importante destacar que, al igual que el depocentro de Sañicó, aflora en sentido NE-SW, habiéndose interpretado a la falla NE situada hacia el Macizo Norpatagónico como la estructura que habría controlado las secuencias precuyanas de este depocentro (fig. 5.2).

5.2) Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano inferior dentro de los depocentros

En el presente apartado se analizará la distribución específica las asociaciones de unidades de acumulación dentro de los tres depocentros definidos, teniendo en cuenta las relaciones espaciales, composicionales y formacionales. La integración de las unidades volcánicas, piroclásticas y sedimentarias dentro de un esquema genético para cada área de acomodación otorgará un marco claro y propicio para la discusión de los controles más relevantes que tuvieron lugar en la etapa inicial para este sector de la cuenca.

5.2.1) Las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano inferior dentro del depocentro de Sañicó

A grandes rasgos, el depocentro de Sañicó se encuentra relleno por unidades pertenecientes al Ciclo Precuyano, de índole netamente volcánica y piroclástica, con menor participación de unidades de acumulación sedimentarias (fig. 5.3). El Ciclo Cuyano dentro del depocentro de Sañicó, en cambio, aparece en su parte NE como una faja de afloramientos continua, constituido principalmente por unidades de acumulación sedimentarias epiclásticas (fig. 5.3).

Evaluando la distribución lateral y vertical y la relación entre las unidades volcánicas y piroclásticas, conjuntamente con la composición de las unidades de acumulación epiclásticas, el Ciclo Precuyano de este depocentro puede ser dividido en tres secciones: inferior (DS-1), media (DS-2) y superior (DS-3) (fig. 5.3). Cada una de las secciones puede ser limitada por una superficie de discontinuidad que se expresa en todo el depocentro a través de discordancias o sus concordancias correlativas.

La sección inferior (DS-1) se caracteriza por la acumulación de unidades lávicas y secundariamente por unidades piroclásticas y sedimentarias epiclásticas resultado de la resedimentación y retrabajo de las primeras. Presenta su espesor máximo hacia el noroeste (1100 m), en el Cerro Los Muleros, posicionado en las proximidades de la falla de borde del hemigraben, donde apoya en fuerte discordancia angular por sobre la Formación Paso Flores (fig. 5.3). Su espesor dentro del depocentro es altamente variable, reflejando un control estructural por parte de las fallas extensionales oblicuas a los bordes del mismo. Hacia el sureste, en las zonas aledañas al Cerro Corona, esta sección apoya sobre el basamento, mientras que en dirección oeste apoya en concordancia o suave discordancia sobre las sedimentitas de la Formación Paso Flores. Al noroeste del Cerro Corona, en una dirección paralela a las fallas presentes, la sección inferior muestra espesores que van desde los 60 m a los 300 m, describiendo una geometría de sinforme perpendicular a las fallas (fig. 5.3). Internamente la sección inferior presenta un arreglo similar en ambos bordes del depocentro. Comienza generalmente con una potente secuencia de coladas y coladas dómicas de composición andesítica, desarrollando hacia arriba unidades de acumulación aluvial dominadas por depósitos de flujos de avalanchas de detritos y flujos de detritos intercaladas minoritariamente con unidades de acumulación de depósitos de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones y unidades de sistemas aluviales volcaniclásticos dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones (fig. 5.3). Es importante destacar que hacia los bordes del depocentro se identificaron unidades volcánicas intrusivas, atribuidas en el capítulo previo a conductos alimentadores. En el sector noroeste del depocentro, sobre la traza de la falla que limitó al graben, se encontró una unidad de acumulación de conducto alimentador (fig. 4.14), mientras que en la parte sureste, en los alrededores del Cerro Corona, se halló un sistema de diques longitudinales de composición andesítica, de rumbos preferentemente N-S y NNW-SSE (fig. 4.9 y 4.10) y un criptodomo de composición riodacítica, alineados en un sistema de fractura de rumbo N-S (fig.4.15).

La sección media (DS-2) se distribuye enteramente dentro del depocentro de Sañicó, sin encontrarse afloramientos de ésta por afuera de sus límites. Se define principalmente por unidades piroclásticas con discordancias internas, que apoyan también discordantemente sobre depósitos de la Formación Paso Flores y de la sección inferior (fig. 5.3). Secundariamente, esta sección muestra unidades de acumulación lávicas y sedimentarias volcaniclásticas, asociadas a la resedimentación y retrabajo de las primeras. Se desarrolla con un espesor variable, pero mucho más uniforme que la sección inferior. Los espesores máximos se encuentran al sureste de la falla de borde de graben (500 m) (fig. 5.3). Las unidades de acumulación de corrientes piroclásticas de gran distribución areal I y II definidas en el capítulo anterior, conforman casi la totalidad del volumen de esta sección. Se desarrollan de manera conspicua, extendiéndose con potentes espesores en todo el depocentro. Como ya fuera mencionado oportunamente en el

capítulo previo, las unidades de acumulación de corrientes piroclásticas de gran distribución areal presentan un fuerte control tecto-estratigráfico. Este control se ejerce tanto por las fallas que conforman el borde de graben como por las fallas internas del mismo, en ocasiones variando abruptamente el espesor en magnitudes del orden de centenas de metros (fig. 5.3). Las unidades de acumulación de domos de composición andesítica y unidades de coladas dómicas riolíticas se encuentran asociadas espacialmente a fallas internas del depocentro (fig. 5.3), mientras que las unidades de coladas andesíticas con dominio de lavas coherentes se desarrollan hacia la parte superior de la sección en las proximidades de la falla de borde del hemigraben (fig. 5.3). De manera muy restringida, interdigitándose con las unidades de corrientes piroclásticas de gran distribución areal, se exhiben las unidades de acumulación de sistemas aluviales dominadas por flujos hiperconcentrados. Éstas se muestran con afloramientos poco potentes y de escasa distribución lateral.

La sección superior (DS-3) al igual que la sección media se encuentra restringida sólo a la parte interna del depocentro de Sañicó, sin sobrepasar sus límites. El área de acomodación para esta sección se traslada a la parte central del depocentro, alcanzando espesores cercanos a los 200 m, donde se apoya en discordancia por sobre unidades de acumulación correspondientes a las secciones inferior y media anteriormente descritas (fig. 5.3). A grandes rasgos se caracteriza por presentar unidades de acumulación volcánicas y sedimentarias epiclásticas y carbonáticas. El arreglo interno de las unidades que integran la sección superior varía respecto a la posición dentro del depocentro. En las proximidades de la falla de borde del graben, la sección superior comienza con unidades de acumulación de coladas andesíticas dominadas por lavas coherentes que intercalan con unidades de acumulación de sistemas aluviales dominados por flujos de detritos. Por sobre ellas se depositan unidades de acumulación que representan sistemas de delta de grano grueso que pasan a sistemas lacustres y por último, unidades de acumulación de coladas andesíticas con dominancia de lavas coherentes de poco espesor (fig. 5.3). Al NW del borde del “pasivo” del depocentro, la sección superior presenta un arreglo simple, estando conformada por una potente secuencia de unidades de acumulación de lavas andesíticas dominadas por lavas coherentes (fig. 5.3).

El Ciclo Cuyano basal en el depocentro de Sañicó aparece como una faja de afloramientos continua desarrollada hacia el noreste del depocentro. Se apoya mediante una superficie de discontinuidad regional, sobre rocas que constituyen el basamento de la cuenca y también, depósitos de diferentes secciones del Ciclo Precuyano (fig. 5.1 y 5.4). En sentido NW-SE, transversal al hemigraben, las unidades de acumulación del Ciclo Cuyano basal se desarrollan con importantes variaciones. En la zona próxima a la falla de borde, el Ciclo Cuyano basal alcanza un espesor parcial cercano a los de 100 m. Comienza con unidades de acumulación de ambiente marino somero carbonático, pasando hacia arriba a un sistema de delta de grano fino que culmina con una unidad de acumulación de corrientes piroclásticas

subácueas (fig. 5.4). Posteriormente se desarrollan nuevamente unidades de acumulación de ambiente marino somero carbonático que rápidamente pasan a unidades de acumulación de ambiente marino profundo de costa afuera (fig. 5.4). Hacia el sureste, sobre el alto estructural que presenta el depocentro de Sañicó y zonas aledañas (fig. 5.4), las características Ciclo Cuyano basal son muy disímiles a las descritas anteriormente. Se caracteriza por una sucesión de unos 50 m de espesor, constituida por unidades de acumulación de un ambiente marino somero carbonático (fig. 5.4). Por arriba se desarrollan unidades de acumulación de ambiente marino de costa afuera con espesores que superan los 100 m (fig. 5.4).

5.2.2) Las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano y Cuyano inferior dentro del depocentro de la Pintada

En sentido amplio el depocentro de la Pintada está mayoritariamente relleno por sedimentitas correspondientes al Ciclo Cuyano y minoritariamente por depósitos correspondientes a unidades del Ciclo Precuyano (fig. 5.1 y 5.2). La fuerte inversión que presenta este depocentro, tanto en el borde de menor acomodación, como en el borde del graben, dificulta la observación total del su relleno. En el borde oeste se pueden apreciar con mejor desarrollo las unidades del Cuyano basal, donde apoyan en discordancia o concordancia correlativa sobre depósitos precuyanos. En los sectores más próximos a la falla de borde, en cambio, yacen bien afloradas las sedimentitas correspondientes al Ciclo Cuyano cuspidal y minoritariamente las sedimentitas del Ciclo Cuyano basal, sin estar expuesta la base de éste. Los depósitos del Ciclo Precuyano del depocentro de la Pintada aparecen en los sectores basales, generalmente con espesores poco potentes. A unos 4 km al oeste de la falla de borde se encontraron lavas coherentes que fueron interpretadas como unidades de acumulación correspondientes al Ciclo Precuyano. Respecto a la distribución transversal de las unidades de acumulación del Ciclo Cuyano basal, en el sector sur del mismo, en las cercanías del Cerro Corona, comienza con unidades de acumulación de ambiente marino somero carbonático con espesores que rondan los 50 m. Hacia arriba, en concordancia, se desarrolla una potente secuencia constituida por unidades de acumulación de ambiente marino de costa afuera (fig. 5.4). Al oeste del Cerro Roth, a unos 4 km al oeste de la falla de borde, el Ciclo Cuyano se inicia de modo diferente, con unidades de acumulación de ambiente marino de costa afuera sin desarrollarse las unidades de acumulación de ambiente marino somero. Hacia arriba las unidades de ambiente marino de costa afuera conforman una potente secuencia que alcanza la base del Cuyano cuspidal (fig. 5.1 y 5.4).

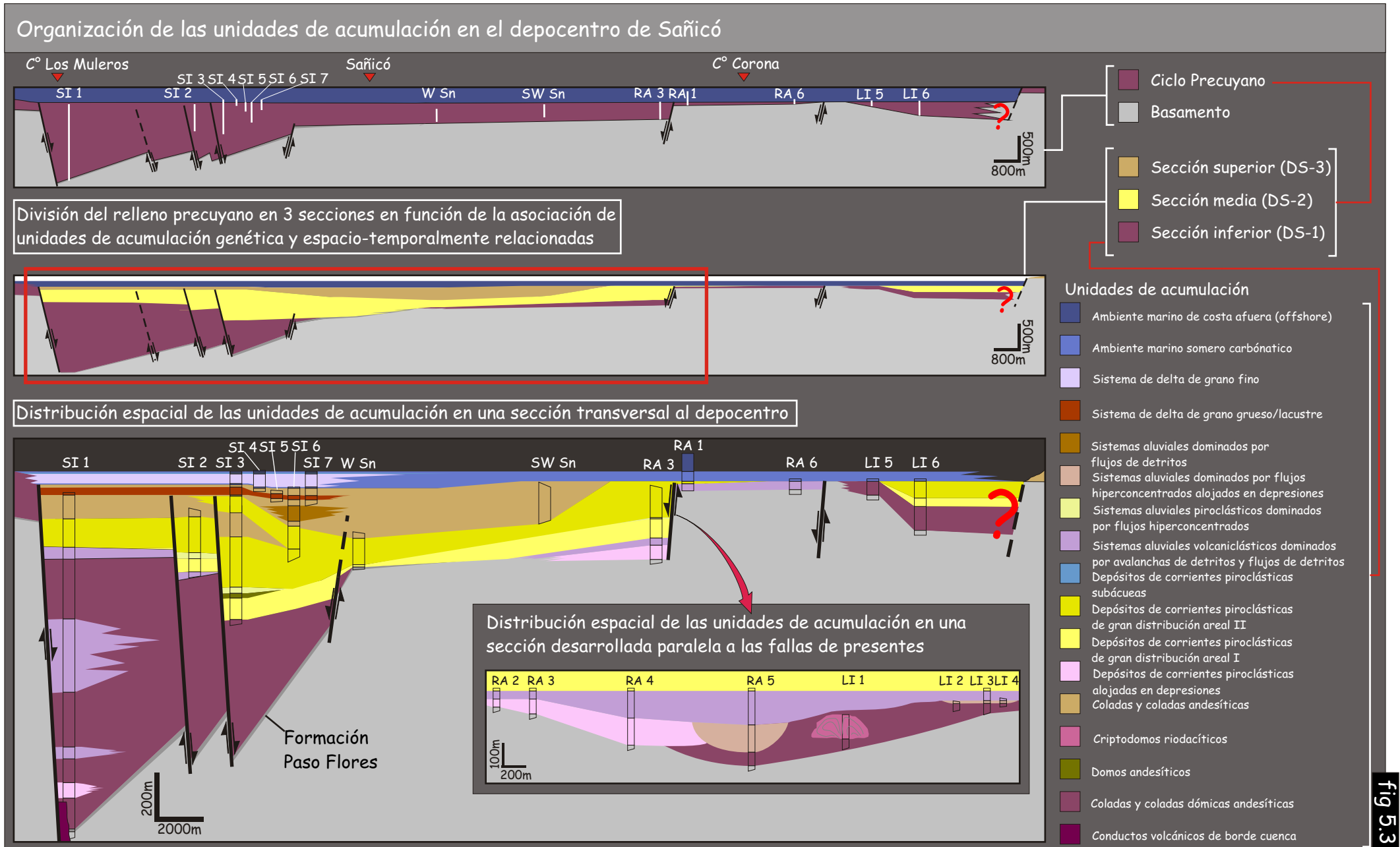


fig 5.3

Figura 5.3. Organización de las unidades de acumulación en el depocentro de Sañicó y definición de secciones en función de asociaciones de unidades que comparten un relación genética.

Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Cuyano basal en el depocentro de la Pintada

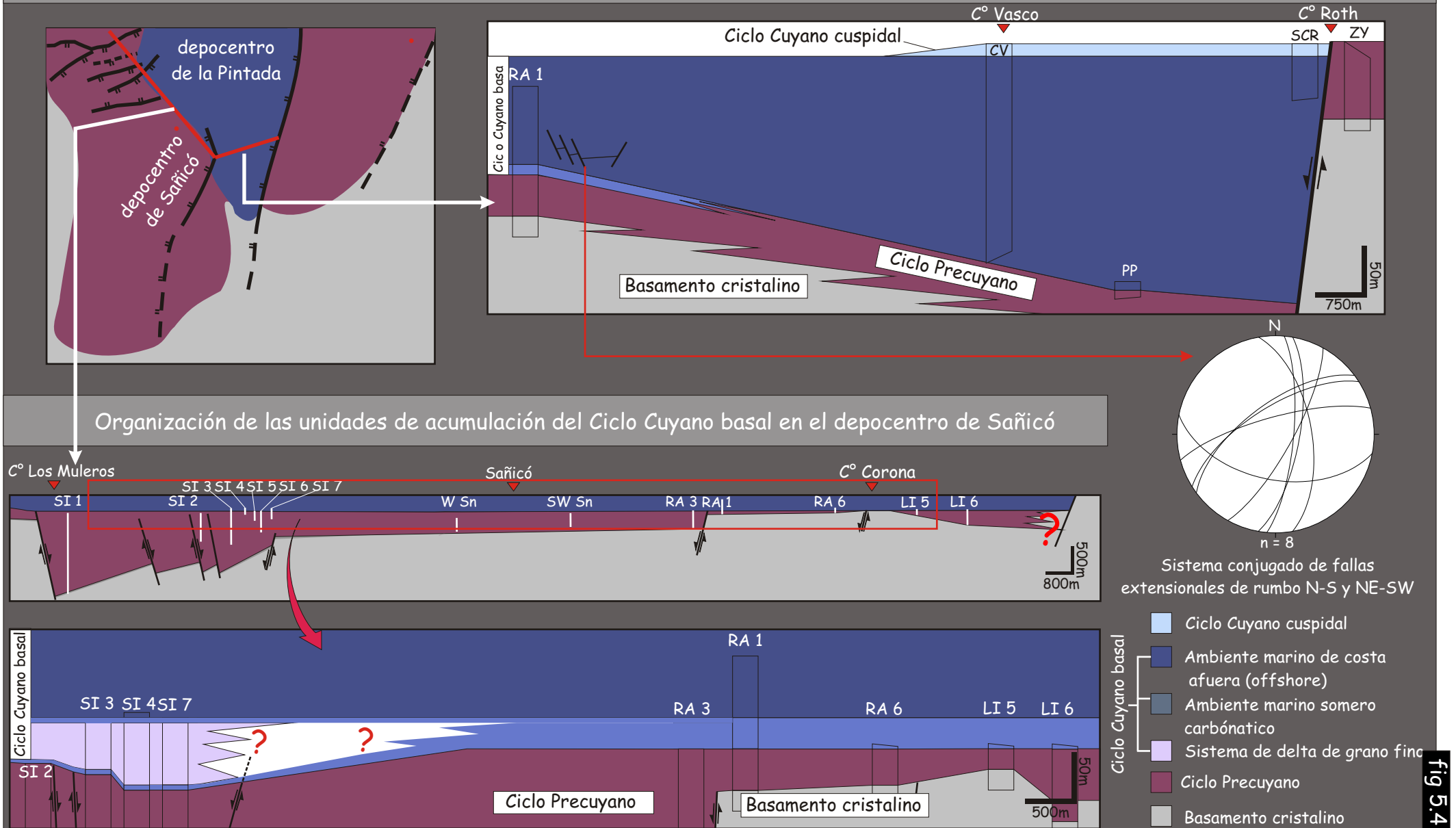


Figura 5.4. Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Cuyano en el depocentro de Sañicó y de la Pintada.

fig 5.4

5.2.3) Las unidades de acumulación del Ciclo Precuyano dentro del depocentro de Piedra del Águila

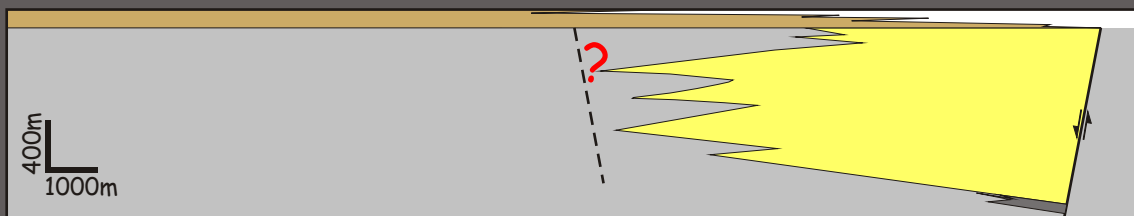
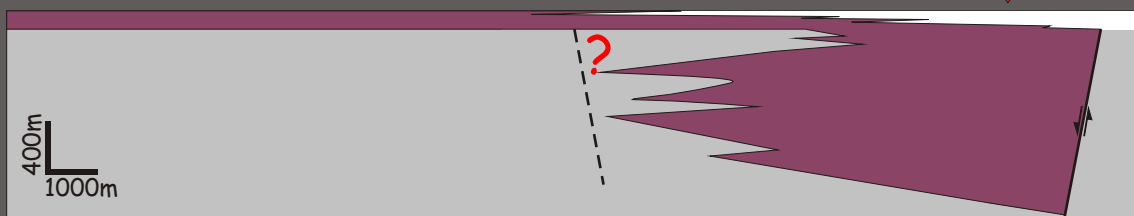
Como fuera oportunamente mencionado la falla de borde del hemigraben de la Pintada limita la distribución de los depósitos del Ciclo Cuyano hacia el este. Por esta razón el depocentro de Piedra del Águila está totalmente relleno por unidades correspondientes al Ciclo Precuyano (fig. 5.1). Lamentablemente, la fuerte inversión que presenta este depocentro y los escasos afloramientos presentes, dificultan estimar con precisión la distribución en sentido transversal de las unidades de acumulación del Precuyano. Al igual que en el depocentro de Sañicó, si se evalúa la distribución y la relación entre las unidades volcánicas, piroclásticas y sedimentarias, conjuntamente con la composición de las unidades de acumulación epiclásticas, el relleno precuyano de este depocentro puede ser dividido en tres secciones: una sección inferior sedimentaria (DPDA-1) y una sección media (DPDA-2) y superior (DPDA-3) asociadas a la evolución de un ambiente ampliamente dominado por el volcanismo (fig. 5.5). Es importante destacar que las secciones están separadas por superficies de discontinuidad representadas por discordancias o correlativas concordancias.

La sección inferior (DPDA-1) sólo está representada por escasos afloramientos desarrollados al sur de la localidad de Piedra del Águila. Se constituye por una unidad de acumulación de sistemas fluviales de carga mixta, con materiales de acarreo relacionados directamente a la erosión del basamento ígneo-metamórfico. Se presenta en una no concordancia por sobre el basamento, con una centena de metros de largo y un espesor máximo que ronda los 70 m (fig. 5.5).

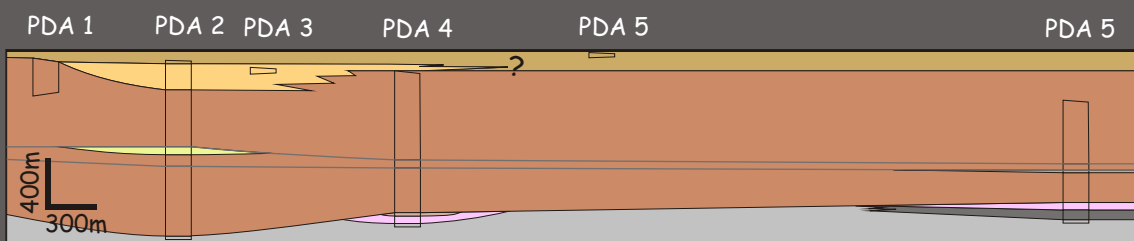
La sección media (DPDA-2) conforma la parte más profunda del depocentro de Piedra del Águila. Aflora sobre el basamento y discordantemente sobre la sección inferior, con un espesor máximo de 1300 m, presentando espesores bastante constantes. Está constituida principalmente por unidades de acumulación piroclásticas y minoritariamente por unidades de acumulación volcánicas y sedimentarias. Las unidades volcánicas y piroclásticas que se interdigitan con las unidades piroclásticas de gran distribución areal, se hallan con poco espesor y características proximales. Contrariamente, hacia el tope de esta sección, aparece de manera conspicua una potente unidad que representa un ambiente sedimentario aluvial con características terminales (fig. 5.5). Los depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal III (véase capítulo 4) conforman una secuencia que supera los 1000 m de espesor, extendiéndose lateralmente por varios kilómetros, representando casi todo el volumen de esta sección (fig. 5.5). Minoritariamente, en la parte basal de esta sección y en intercalación con las anteriores, se presentan unidades de acumulación de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones y unidades de sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados. Hacia la parte superior de desarrolla una potente unidad sedimentaria caracterizada por sistemas aluviales volcaniclásticos terminales (fig. 5.5).

Organización de las unidades de acumulación en el depocentro de Piedra del Águila

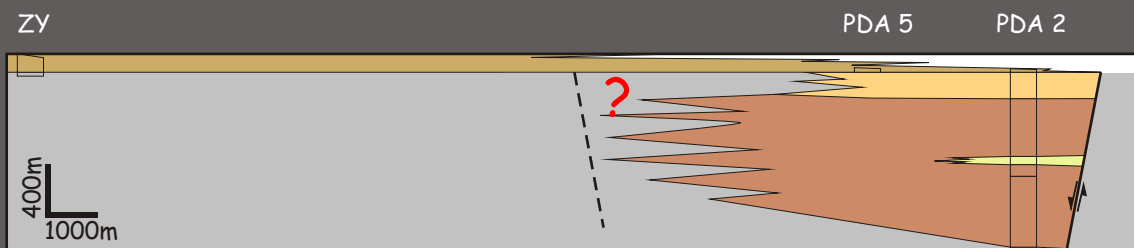
Piedra del Águila



Distribución espacial de las unidades de acumulación una sección longitudinal al depocentro



Distribución espacial de las unidades de acumulación en una sección transversal al depocentro



- Ciclo Precuyano
- Basamento
- Sección superior
- Sección media
- Sección inferior
- Basamento

División del relleno precuyano en 3 secciones en función de la asociación de unidades de acumulación genética y espacio-temporalmente relacionadas.

- Unidades de acumulación
 - Sección superior (DPDA 3)
 - Sección media (DPDA 2)
 - Sección inferior (DPDA 1)

- Unidades de acumulación
 - Sistemas fluviales de carga mixta
 - Sistemas aluviales volcanoclásticos terminales
 - Sistemas aluviales piroclásticos dominados por flujos hiperconcentrados
 - Sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones
 - Depósitos de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones
 - Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal III
 - Coladas y coladas dómicas andesíticas

fig 5.5

Figura 5.5. Organización de las unidades de acumulación en el depocentro de Piedra del Águila y definición de secciones en función de asociaciones de unidades que comparten un relación genética.

La sección superior (PDA-3) es la de mayor distribución areal de este depocentro. Se desarrolla en las proximidades de la localidad de Piedra del Águila, apoyando sobre la sección media y se extiende hasta el Cerro Zaina Yegua, próximo a la falla de borde del depocentro de la Pintada, donde sobreyace en una no concordancia rocas del basamento ígneo-metamórfico (fig. 5.5). Esta sección está constituida principalmente por unidades de acumulación de coladas y coladas dómicas de composición andesítica y minoritariamente de unidades aluviales volcanoclásticas aluviales y unidades de corrientes piroclásticas.

5.3) Correlación de las asociaciones de unidades de acumulación entre los depocentros

El análisis realizado en detalle sobre el relleno y la confección de paneles arquitecturales y de correlación estratigráfica, permitieron establecer el arreglo interno dentro y entre las unidades de acumulación en los tres depocentros identificados (fig. 5.3, 5.4 y 5.5). La figura 5.6 muestra un mapa donde se unificaron las secciones identificadas para los depocentros de Sañicó y Piedra del Águila, mientras que para apreciar la relación que en conjunto éstas guardan con los elementos estructurales, se elaboró un perfil geológico integrado, el cual fue retrodeformado geoméricamente al estadio previo a la deformación compresiva (fig. 5.7).

Para el Ciclo Precuyano, la sección media del depocentro de Sañicó, caracterizada por una asociación de unidades de acumulación que responden a un volcanismo explosivo con unidades sedimentarias y volcánicas asociadas, se correlacionó con la sección media del depocentro de Piedra del Águila de características homólogas. Asimismo, la sección superior del depocentro de Sañicó caracterizada por asociaciones de facies volcánicas lávicas mesosilíceas y unidades sedimentarias volcanoclásticas asociadas, pudo ser correlacionada con la sección superior del depocentro de Piedra del Águila, de similares atributos. Se debe aclarar que las secciones inferiores de ambos depocentros no son correlacionables bajo ningún punto de vista, debido a las diferencias genéticas -unidades de acumulación dominadas por un volcanismo efusivo mesosilíceo (DS-1) *versus* sistemas fluviales de carga mixta (DPDA-1)-, en los espesores y en su distribución areal. A pesar de estas discrepancias, debido a la edad (Hettangiana), por su posición en la secuencia y la ausencia de volcanismo, la sección DPDA-1 fue posicionada por debajo de la sección inferior del depocentro de Sañicó (DS-1), interpretándose como los depósitos precuyanos más antiguos de la zona de estudio.

El Ciclo Cuyano basal fue hallado en el depocentro de Sañicó y de la Pintada sin haberse registrado en el depocentro de Piedra del Águila. En el depocentro de Sañicó y de la Pintada se presentan con características diferentes, aunque sin cambios bruscos desde el punto de vista genético. Las diferencias en los ambientes depositacionales en su inicio estarían controladas por la posición dentro de los depocentros.

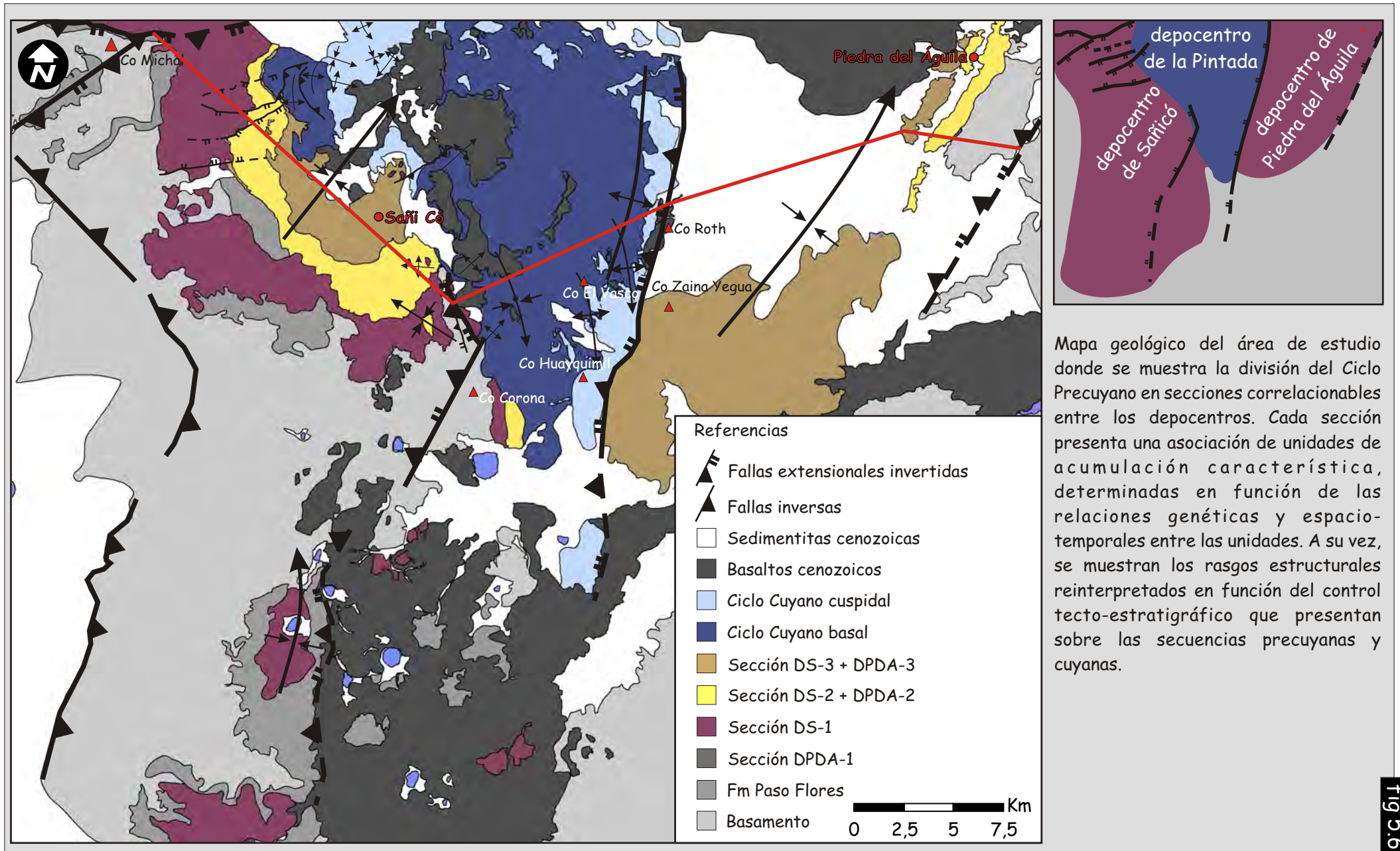


Figura 5.6. Mapa geológico donde se muestra la división del Ciclo Precuycano en secciones y las estructuras reinterpretadas en función del control tecto-estratigráfico.

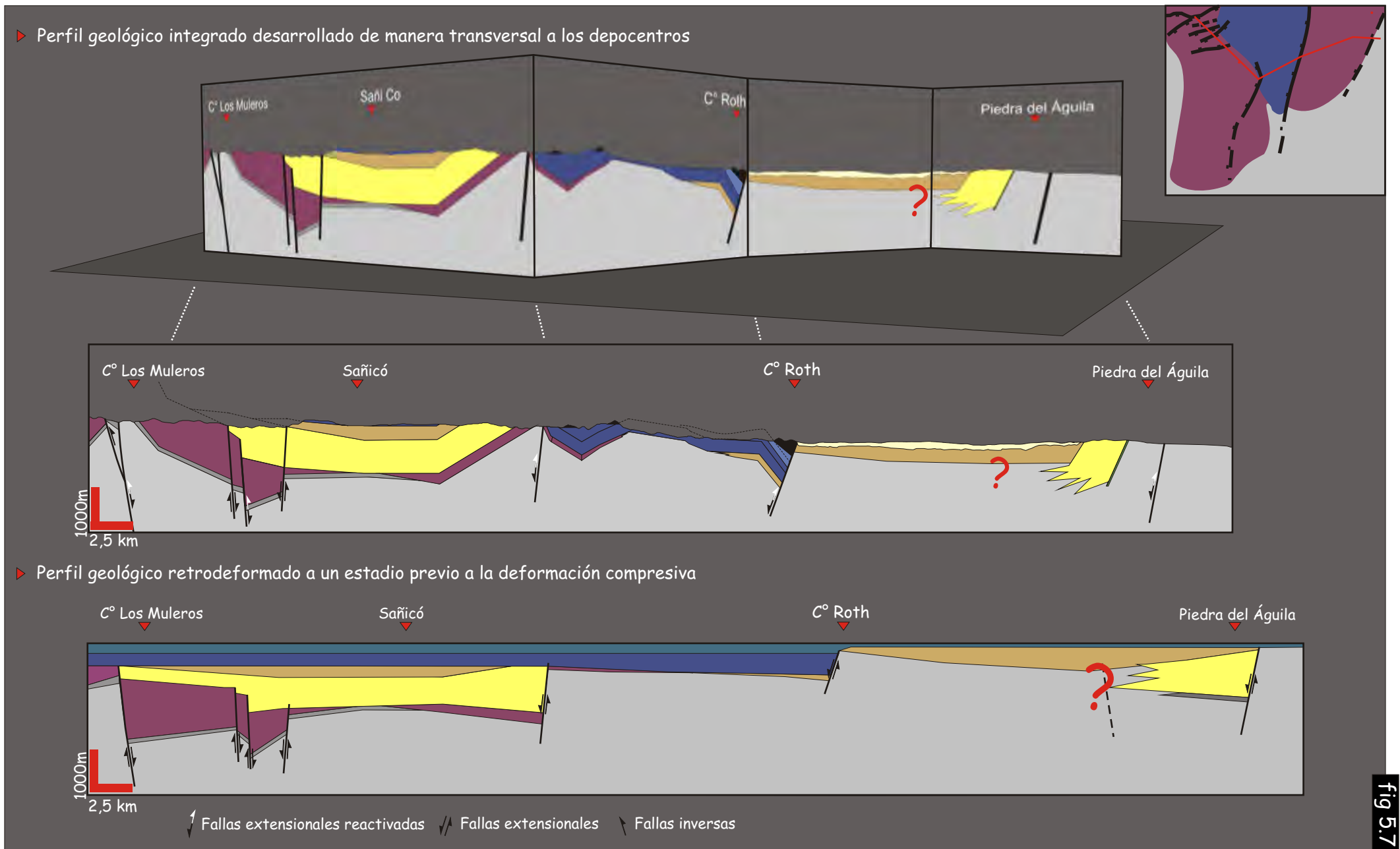


Figura 5.7. Correlación de las secciones identificadas dentro del relleno precuayano, mostradas en un perfil retrodeformado integrado de toda el área de estudio.

Capítulo 6 - Discusión de los resultados

La zona de Sañicó y Piedra del Águila se caracteriza principalmente por rocas del basamento ígneo-metamórfico, conjuntamente con depósitos continentales y marinos que constituyeron la etapa de relleno inicial de la Cuenca Neuquina durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior. Esta área constituyó el límite austral de la cuenca, desarrollándose hacia al sur y sureste el macizo Norpatagónico con características geológicas muy diferentes para el Jurásico Inferior. En este sector aparece un delgado registro Mesozoico, conformado mayoritariamente por sucesiones volcánicas y batolitos que se habrían desarrollado de manera contemporánea con los depósitos que rellenaron las cubetas iniciales de la Cuenca Neuquina. A pesar de la vasta información que se presenta sobre las sucesiones iniciales de la cuenca (Ciclo Precuyano y su pasaje al Ciclo Cuyano basal), al presente existe la necesidad de avanzar sobre la caracterización y correlación de los paleoambientes y sus controles, sobre un ordenamiento estratigráfico y cronoestratigráfico dentro y entre los depocentros, y sobre la relación con los ciclos sedimentario-magmáticos acaecidos en zonas vecinas. Los resultados obtenidos en el presente trabajo serán discutidos a los efectos de avanzar sobre estos interrogantes.

6.1) Análisis estratigráfico y cronoestratigráfico de las unidades Triásico Superior - Jurásico Inferior en el sector sur de la Cuenca Neuquina

La organización de la estratigrafía interna y las correlaciones dentro del relleno inicial son una cuestión aún no resuelta en la geología de la Cuenca Neuquina. Entre los problemas que han conspirado en contra de la comprensión de los procesos evolutivos iniciales de la Cuenca Neuquina, se destaca el uso de una terminología poco clara con profusión de diferentes términos y unidades estratigráficas para referirse a sus depósitos iniciales. Los intentos de agruparlos y correlacionarlos se han sucedido a través del tiempo desde los inicios del conocimiento geológico de la cuenca. A escala del relleno general, los depósitos iniciales han sido concebidos como ciclos sedimentarios (Groeber, 1946), unidades litoestratigráficas (p.e. Stipanivic, 1969), secuencias depositacionales (p.e. Gulisano *et al.*, 1984), unidades limitadas por discontinuidades (Riccardi y Gulisano, 1990), tectosecuencias (p.e. Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001) y unidades limitadas por discordancias (p.e. Leanza *et al.*, 2005). La gran variabilidad lateral del relleno en pocas centenas de metros registrada por diversos autores y corroborada en este trabajo, indica que el abordaje de las unidades propuestas por Groeber (1946) como unidades litoestratigráficas (p.e. Stipanivic, 1969), no habilita que sean utilizadas como

unidades genéticas de correlación. Las características de las cuencas de rift hacen poco significativo el empleo de unidades litoestratigráficas como unidades de correlación, tanto dentro, como entre los depocentros. La presencia de discordancias angulares locales en las cuencas de rift, donde las unidades de sinrift pueden yacer de manera discordante en el borde activo y de manera concordante en el margen pasivo (Morley, 1995; Morley 1999a), hacen inviable la utilización de unidades limitadas por discordancias (p.e. Leanza *et al.*, 2005). En este sentido, parece ser más apropiado el uso de unidades limitadas por discontinuidades, debido que éstas no sólo incluyen a las discordancias, sino también a las correlativas concordancias identificadas por cambios genéticos, paleogeográficos, en la sedimentación o hiatos en el relleno (Riccardi y Gulisano, 1990). A pesar de ser más adecuada, esta metodología no tiene en consideración los controles tectónicos acaecidos durante la evolución inicial de la cuenca. Por todos los motivos expuestos, para el ordenamiento cronoestratigráfico del relleno inicial se utilizó el concepto de análisis de unidades tecto-sedimentarias (UTS) (Riva, 1989, Riccardi y Gulisano, 1990). Una UTS se define como una unidad aloestratigráfica cuya evolución en la vertical y en la horizontal está caracterizada por una polaridad sedimentaria y geométrica, genéticamente relacionada. Los límites de las UTS están representados por superficies de discontinuidad o rupturas sedimentarias originadas por procesos tectónicos y sedimentarios (superficies clave).

6.1.1) Determinación y jerarquización de las superficies clave

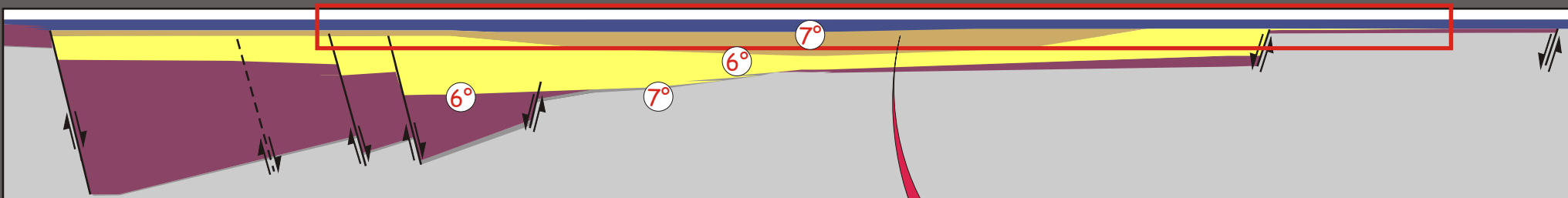
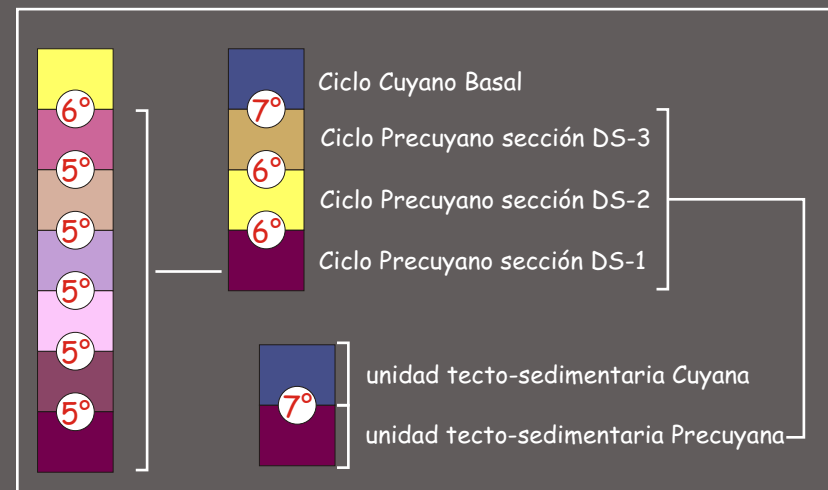
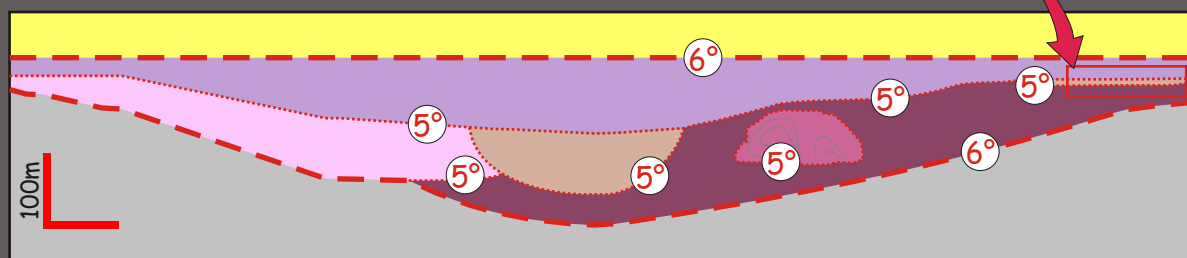
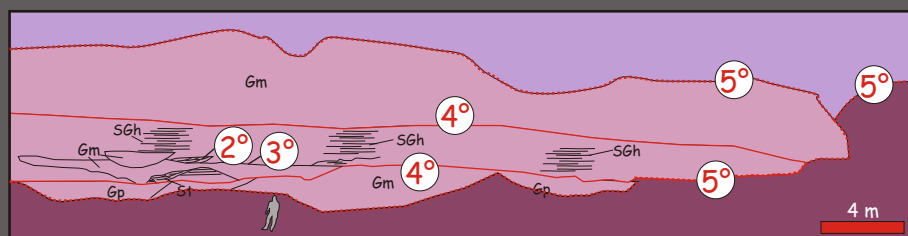
El análisis de unidades tecto-sedimentarias trae aparejado por un lado el conocimiento del arreglo interno del relleno y, por el otro, el reconocimiento de las superficies de discontinuidad que las limitan. En el capítulo 5 se realizó un ordenamiento espacio-temporal de las unidades de acumulación y, a grandes rasgos, los contactos entre las diferentes etapas del relleno identificados esbozaron diferentes tipos de superficies de discontinuidad. El uso de las mismas es poco significativo si no son jerarquizadas en función de la relación que guardan con el relleno. La jerarquización de las superficies clave es una tarea común en el estudio de ambientes sedimentarios continentales y marinos desarrollados en diferentes tipos de cuencas (p.e. Reading y Level, 2002, Miall, 2006; Jackson *et al.*, 2005). Sobre la base del análisis en detalle efectuado es posible trazar diferentes órdenes de superficies clave dentro del relleno inicial de la cuenca, partiendo desde superficies internas en las unidades de acumulación, hasta superficies que limitan unidades y asociaciones de unidades (secciones), o incluso secuencias mayores que responden a la reorganización de los ambientes sedimentarios y de las áreas depocentrales - unidades tecto-sedimentarias (UTS) -. Se han definido siete órdenes de superficies clave a través de su jerarquización (fig. 6.1 y 6.2). Las superficies de 1° a 4° orden corresponden a discontinuidades desarrolladas dentro de las unidades de acumulación

sedimentarias y piroclásticas, sin presentarse equivalentes dentro de las unidades volcánicas. Estas superficies aluden a un conjunto de procesos depositacionales asociados desde la depositación de una capa hasta la acreción de formas mayores dentro de una unidad de acumulación. Las superficies de 5° orden indican el límite natural de unidades de acumulación volcánicas, piroclásticas y sedimentarias. Estas superficies se expresan cuando se ponen en contacto diferentes unidades de acumulación. Las superficies de 6° orden agrupan unidades de acumulación espacio-temporalmente asociadas, con características genéticas comunes. Estas superficies marcan cambios de los ambientes depositacionales a escala del depocentro. Un ejemplo para las superficies de discontinuidad de 6° orden estaría manifestado en las superficies que limitan las secciones contenidas en los depocentros de Sañicó y Piedra del Águila definidas en el apartado previo. Por último, las superficies de 7° orden agrupan diferentes secciones del relleno que comparten singularidades genéticas y espacio-temporales dentro de secuencias que representan eventos regionales mayores (unidades tecto-sedimentarias *sensu* Riva, 1989). Estas superficies marcan cambios abruptos en los ambientes depositacionales y/o en la tasa de volcanismo y una reorganización mayor de las áreas de acomodación disponible para la preservación de los sedimentos.

Orden jerárquico de las superficies	U. volc.	Unidades Piroclásticas	Unidades Sedimentarias
1°		Depositación de lámina o estrato	Depositación de lámina o estrato
2°		Cuerpos originados por la rápida agradación en la zona de límite de flujo inferior de una corriente piroclástica	Cuerpos originados por la migración de formas de fondo (<i>set</i>)
3°		Remoción de límite de flujo inferior momentánea de una corriente piroclástica	Evento depositacional mayor o cambio en las condiciones hidrodinámicas de un flujo que origina el agrupamiento dentro de <i>coset</i> o grupos de <i>coset</i>
4°	Eventos acrecionales de coladas o coladas dómicas	Cambio sustancial en las condiciones de límite de flujo inferior de una corriente piroclástica	Eventos acrecionales discretos ocurridos dentro de una unidad de acumulación (Ej. progradación de lóbulos)
5°	Límite de unidades de acumulación		
6°	Asociaciones de unidades de acumulación con vinculación genética y espacio-temporal. Marcan cambios en los ambientes depositacionales a escala del depocentro		
7°	Superficies de expresión regional que definen bruscos cambios en los ambientes de los depocentros y una reorganización de las áreas depocentrales		

Fig. 6.1. Jerarquización de las superficies de discontinuidad definidas en el presente estudio.

Esquema relativo de jerarquización de las superficies de discontinuidades



Orden de las discontinuidades

- - - - - 5° orden: límite de unidades de acumulación
- - - - - 6° orden: límite de tramos evolutivos dentro de las unidades tecto sedimentarias
- - - - - 7° orden: límite de las unidades tecto sedimentarias



fig 6.2

Figura 6.2. Esquema relativo de jerarquización de las superficies de discontinuidades identificadas en este estudio.

Es de suma importancia recalcar que las diferentes superficies de discontinuidades internas desarrolladas en las unidades de acumulación (1° a 4° orden) corresponden a unidades originadas por procesos muy diferentes, sobre todo desde el punto de vista cronológico. Por esta razón las discontinuidades fueron determinadas en función de las formas deposicionales y de los atributos geométricos, siendo éstas diacrónicas para los diferentes grupos de unidades de acumulación genéticas.

La correlación de las secciones identificadas para el relleno en el capítulo 5 (fig. 6.3) y la identificación de las superficies clave (fig. 6.1 y 6.2), permitió desarrollar una carta cronoestratigráfica del área de estudio, donde se volcaron los principales rasgos estructurales (fig. 6.4). La utilización de este tipo de metodología permitió diferenciar tres tipos de unidades tecto-sedimentarias, las cuales serán desarrolladas a continuación.

6.1.2) Organización cronoestratigráfica de las unidades Triásico Superior - Jurásico Inferior para los depocentros de Sañicó, la Pintada y Piedra del Águila

A grandes rasgos, la Formación Paso Flores, el Ciclo Precuyano y el Cuyano representan tres etapas de relleno claramente diferenciables en función de sus características genéticas y su distribución controlada por elementos estructurales disímiles (fig. 5.2, 6.3 y 6.4). Los tres periodos depositacionales, se hallan limitados por superficies de discontinuidad de 7° orden, pudiéndose definir, por lo tanto, como unidades tecto-sedimentarias asociadas a eventos tectónicos extensionales:

1. unidad tecto-sedimentaria I (UTS I) equivalente a la Formación Paso Flores
2. unidad tecto-sedimentaria II (UTS II) “Precuyana”
3. unidad tecto-sedimentaria III (UTS III) “Cuyana”

La UTS I está integrada por los depósitos del Triásico Superior de la Fm. Paso Flores, compuestos principalmente por sedimentitas silicoclásticas con menor participación de materiales volcánicos, que revelan áreas de proveniencia del basamento (Galli, 1954). Se caracteriza por ambientes sedimentarios organizados (abanicos aluviales, ambientes fluviales y lacustres) (Spalletti, 1994; Ganuza *et al.*, 1995), con menor participación de depósitos piroclásticos primarios (Galli, 1969). Se desarrolla principalmente hacia el macizo Norpatagónico. En el área de estudio está representada en su sector más occidental, por escasos afloramientos de poco espesor, distribuidos en dirección meridional (fig. 6.3 y 6.4). El contraste litológico y ambiental, conjuntamente con la diferencia de las áreas depocentrales, hacen distinguible a la UTS I de la UTS II (Ciclo Precuyano). Es importante destacar que las secuencias de la Formación Paso Flores fueron atribuidas a una secuencia de sinrift continental (Spalletti, 1999).

La UTS II se halla conformada por los depósitos correspondientes al Ciclo Precuyano y presenta una distribución areal que se extiende ampliamente sobre el área de estudio (fig. 6.3 y anexo I). Está limitada en su base por una superficie de discontinuidad regional de 7° orden que marca el cambio de las áreas depocentrales respecto a la UTS I (Formación Paso Flores) y la instauración de un ciclo ampliamente dominado por el volcanismo (fig. 6.4). La unidad tecto-sedimentaria “Precuyana” comienza con el desarrollo de la sección inferior del depocentro de Piedra del Águila (DPA-1) -Formación. Piedra del Águila-, representada por escasos afloramientos desarrollados al sur de la localidad homónima. En el subambiente de planicie de inundación fue reconocido un depósito piroclástico de caída datado en $191,7 \pm 2,8$ Ma (Spalletti *et al. en prensa*). Este depósito estaría marcando el prelude de la importante actividad magmática que se desarrollaría *a posteriori*. El inicio del profuso volcanismo que caracteriza a la UTS II tuvo comienzo con el desarrollo de la sección inferior del depocentro de Sañicó (DS-1), la cual representa un ambiente volcánico efusivo mesosilícico con ambientes sedimentarios aluviales asociados. Se desarrolla ampliamente en el depocentro de Sañicó, inclusive superando los límites estructurales del mismo, habiéndose encontrado al sur de esta área depocentral (fig. 6.3 y 6.4). Esta sección es la de mayor distribución areal dentro del Ciclo Precuyano de la región, aunque es importante subrayar que la misma no fue registrada en el depocentro de Piedra del Águila (fig. 6.3 y 6.4). Por arriba de una superficie de discontinuidad de 6° orden que representa un cambio abrupto del ambiente volcánico en el depocentro de Sañicó y un hiato depositacional en el depocentro de Piedra del Águila, se habría desarrollado un ambiente volcánico explosivo controlado por fallas volcano-tectónicas, con actividad volcánica y ambientes sedimentarios aluviales volcaniclásticos asociados (DS-2 + DPDA-2) (fig. 6.3, 6.4, 6.5 y 6.6). En ambos depocentros esta sección se encuentra restringida a las áreas depocentrales, sin haberse encontrado por fuera de los bordes estructurales. Por sobre otra superficie de 6° orden que representa un cambio en las características del ambiente volcánico, la UTS II evoluciona hacia un ambiente volcánico dominado por el volcanismo efusivo mesosilícico, con ambientes sedimentarios asociados (DS-3 + DPDA-3). Este periodo se encuentra en los dos depocentros y, a grandes rasgos, se caracterizó por una reducción del espacio de acomodación (fig. 6.4).

La UTS III está conformada por el Ciclo Cuyano del área de estudio y se distribuye como un afloramiento de forma triangular en la parte centro-norte de la misma (fig. 6.3). Comienza con el desarrollo del Cuyano basal sobre una superficie de discontinuidad de 7° orden que marca una merma abrupta del volcanismo, conjuntamente con una reorganización de las áreas depocentrales (fig. 6.7) y se corresponde con una superficie de transgresión marina. La parte basal de la UTS III (Ciclo Cuyano basal) corresponde a un ambiente de sedimentación

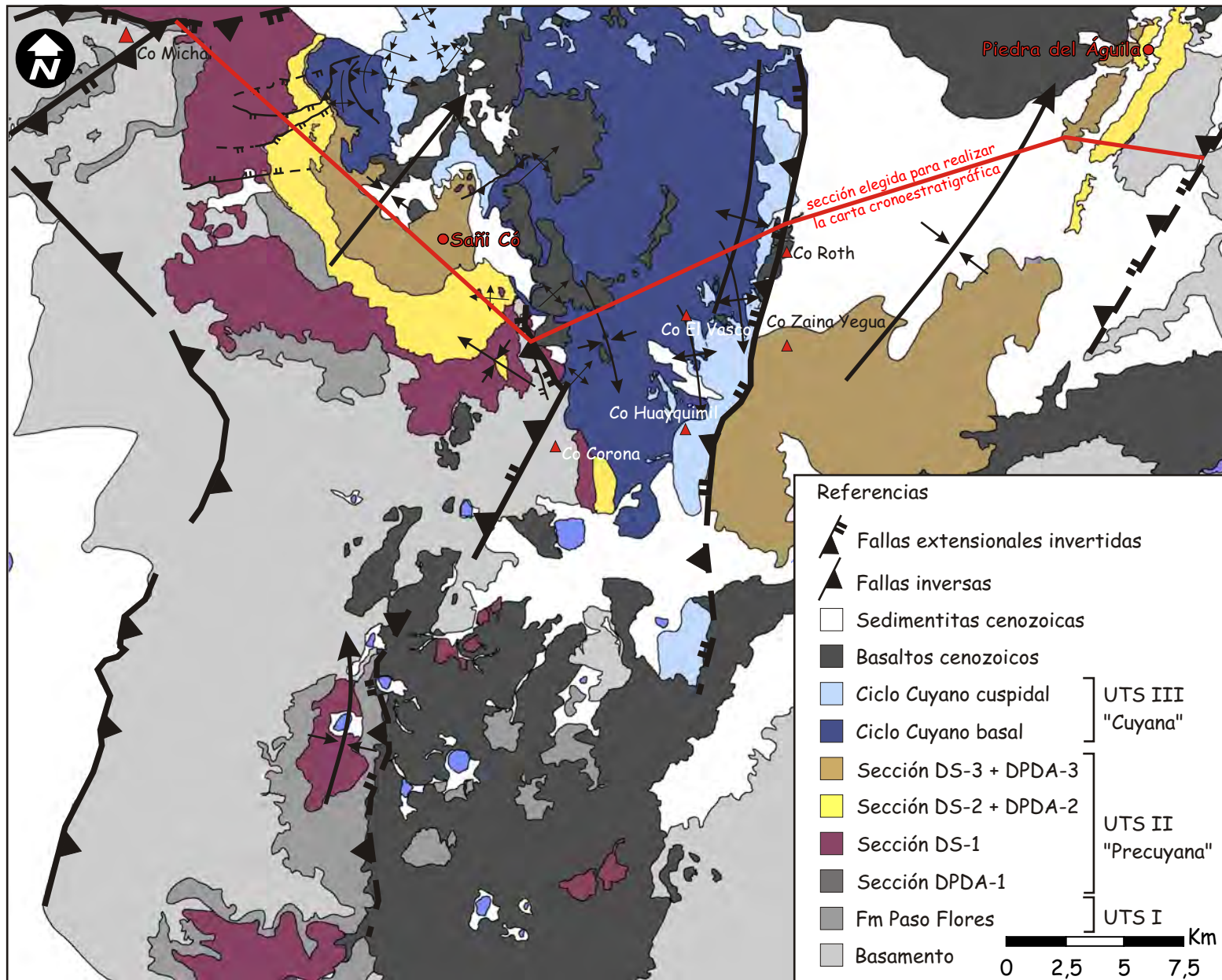


Figura 6.3. Mapa geológico donde se muestran las unidades tecto-sedimentarias interpretadas para el área de estudio y sus subdivisiones.

Análisis estratigráfico y cronoestratigráfico

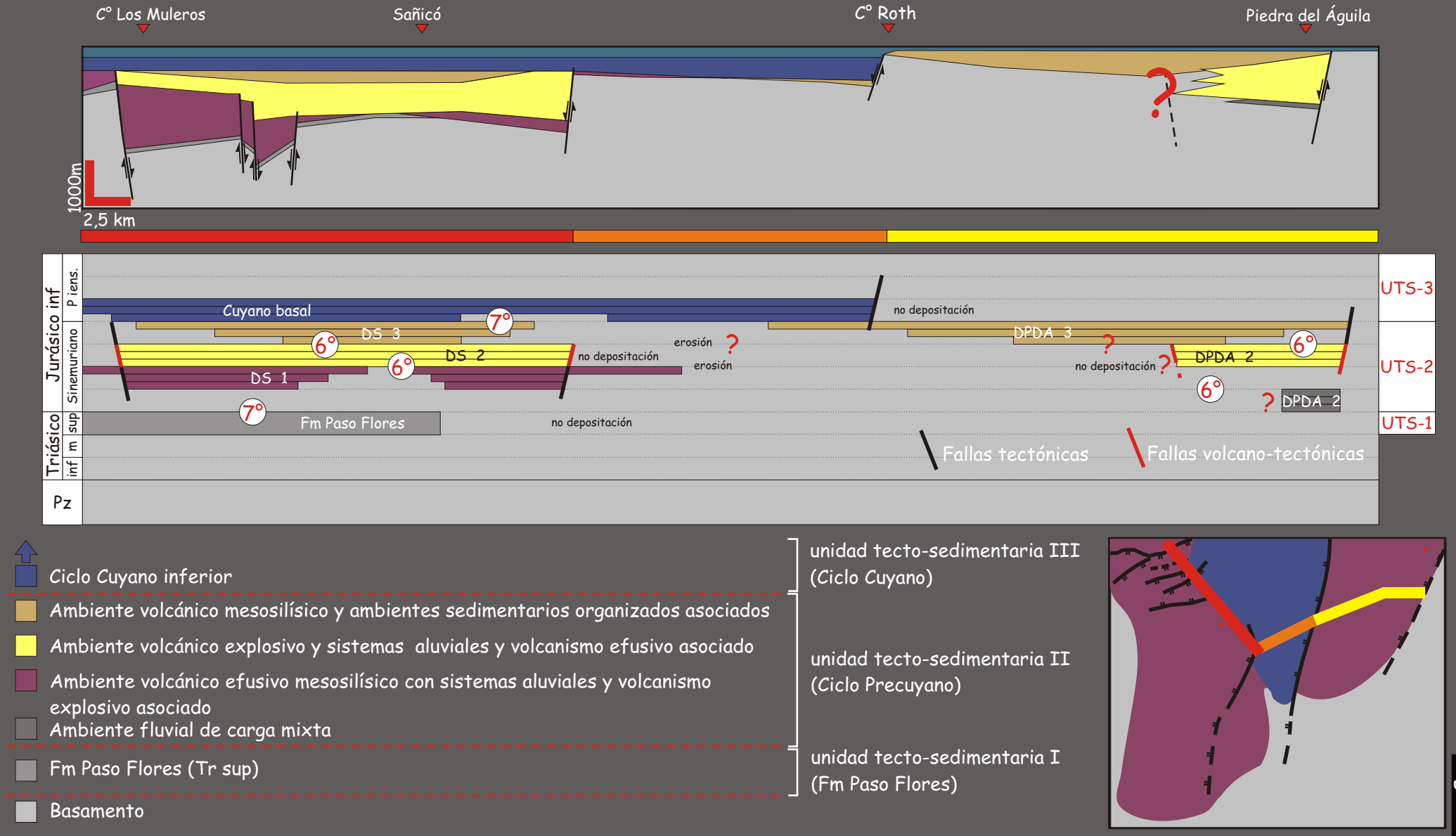


Figura 6.4. Carta cronoestratigráfica del área de estudio e interpretación tecto-estratigráfica del relleno inicial en el área de Sañicó y Piedra del Águila.

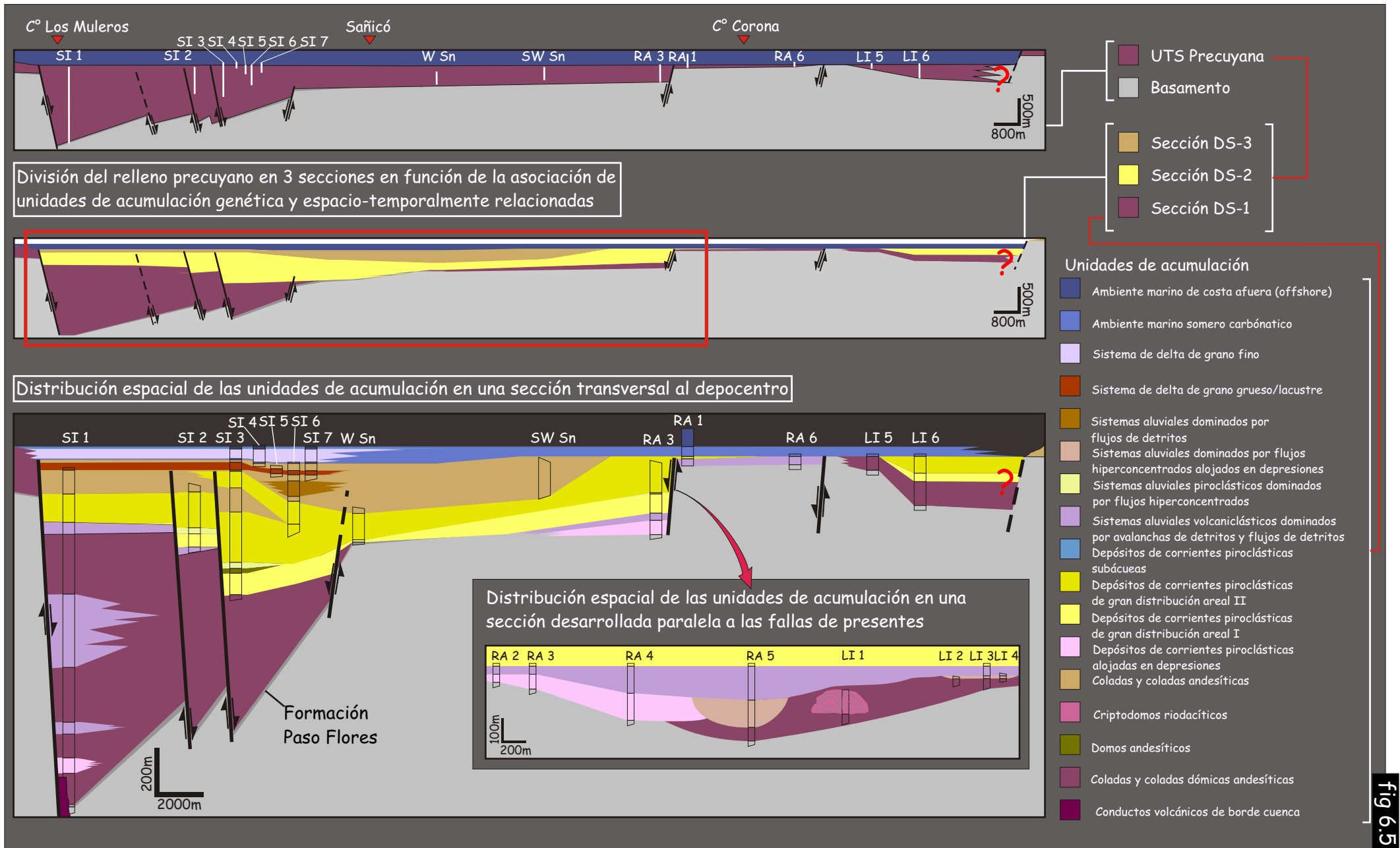


Figura 6.5. Organización de las unidades de acumulación y secciones en el depocentro de Sañicó.

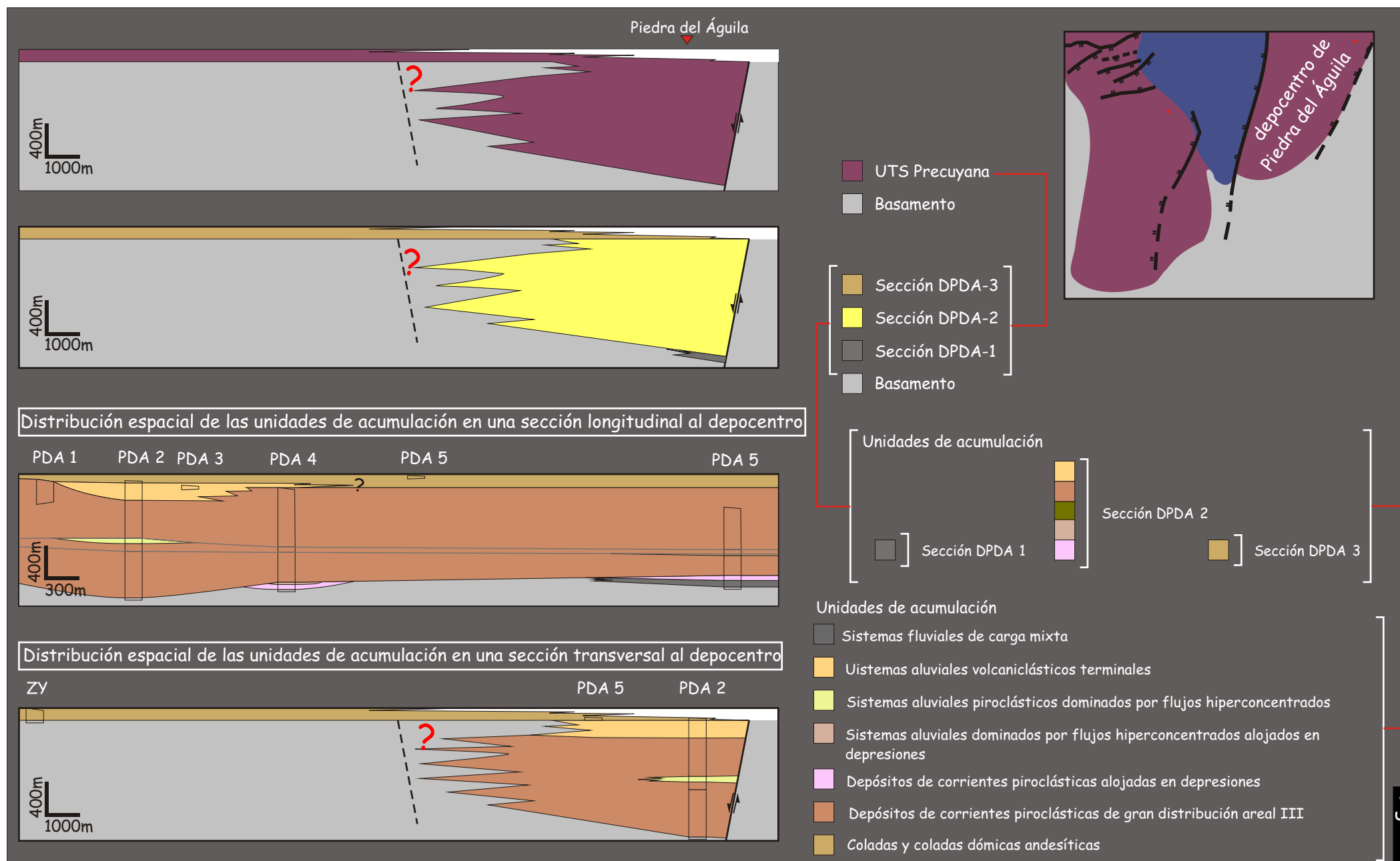


Figura 6.6. Organización de las unidades de acumulación y secciones del depocentro de Piedra del Águila.

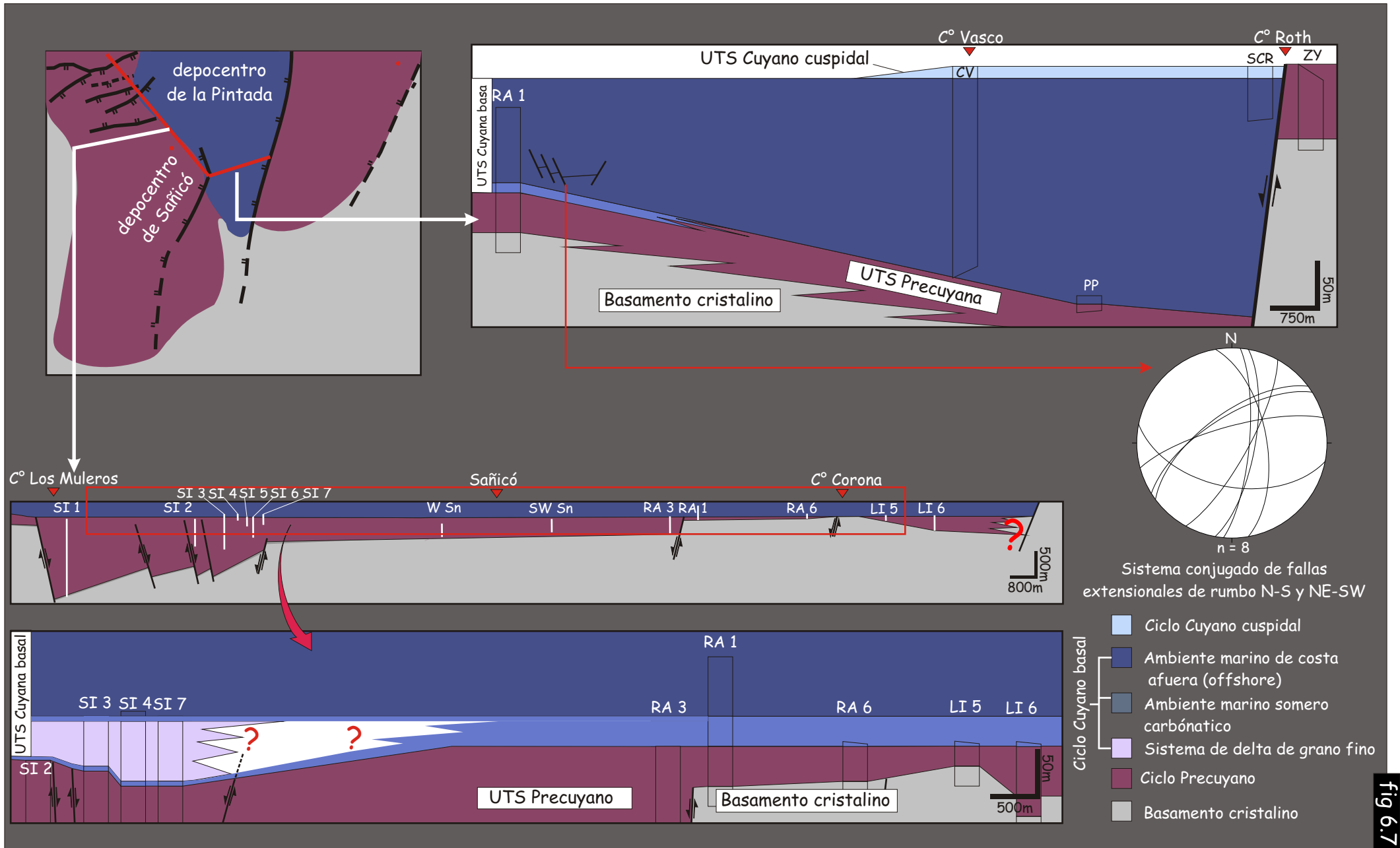


Figura 6.7. Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Cuyano en los depocentros de Sañicó y de la Pintada.

fig 6.7

marina que se desarrolla tanto en el depocentro de Sañicó como en el depocentro de la Pintada, aunque el arreglo de las unidades de acumulación y el espesor es diferente.

Integrando la información obtenida a partir del ordenamiento cronoestratigráfico, conjuntamente con los antecedentes del área de estudio, se puede avanzar sobre un marco cronológico más preciso para las unidades tecto-sedimentarias identificadas para el Triásico Superior-Jurásico Inferior en el sector más austral de la cuenca. En este sentido, con prudencia, se pueden utilizar las edades provenientes de estudios bioestratigráficos y geocronológicos y, en el marco de la carta estratigráfica internacional (*International Commission on Stratigraphy, 2009*), establecer el lapso máximo de depositación de cada UTS. La UTS I constituida por las sedimentitas de la Formación Paso Flores, interpretada como una secuencia de sinrift continental, fue acotada bioestratigráficamente al Triásico Superior medio a alto (*Ganuzo et al., 1995; Spalletti, 1999*). Teniendo en cuenta esta edad, se habría extendido hasta el límite con el Jurásico, representando un lapso depositacional máximo de 15 ma. La UTS II correspondiente al Ciclo Precuyano, está integrada por diferentes estadios evolutivos (secciones DPDA-1, DS-1, DS-2 + DPDA-2 y DS-3 + DPDA-3) (fig. 6.3 y 6.4). El Ciclo Precuyano de esta localidad fue acotado al Hettangiano - Sinemuriano inferior (*Gulisano y Pando, 1981*), aunque recientemente un estudio geocronológico desarrollado sobre la sección DPDA-1 (Formación Piedra del Águila), interpretada como la parte más antigua del Ciclo Precuyano, ha revelado una edad de $191,7 \pm 2,8$ Ma - Sinemuriano - (*Spalletti et al., en prensa*). De esta manera, la unidad tecto-sedimentaria Precuyana (UTS II) habría comenzado en el Sinemuriano y, en función del control estratigráfico que muestra el Ciclo Cuyano - de edad Pliensbachiana -, se habría extendido durante todo este piso, presentando una duración máxima de 5 ma (fig. 6.4). Teniendo en cuenta la edad de inicio de esta unidad tecto-sedimentaria, la superficie de discontinuidad de 7° orden que limita la UTS I de la UTS II correspondería a un hiato depositacional mínimo de aproximadamente 3 Ma. Finalmente, la unidad tecto-sedimentaria Cuyana (UTS III) representaría el inicio de un nuevo ciclo tectónico y una merma abrupta del volcanismo que hacia el tope registra el desarrollo de las sedimentitas regresivas del Cuyano cuspidal (*Gulisano y Pando, 1981*). El Ciclo Cuyano de esta localidad - Formación Piedra Pintada - fue acotado para esta región al lapso Pliensbachiano inferior a superior (*Damborenea y Manceñido, 1993*). De esta forma, la UTS III tendría un tiempo máximo de depositación de unos 6 ma, estando limitada en su base por una superficie de discontinuidad de 7° orden que representaría un hiato ínfimo con la UTS II (fig. 6.4).

El esquema cronoestratigráfico planteado para el borde austral de la Cuenca Neuquina indica que el lapso Triásico Superior - Jurásico Inferior se encuentra conformado por una sucesión de unidades tecto-sedimentarias asociadas a una tectónica extensional (UTS I, UTS II y UTS III). Las mismas se desarrollaron durante aproximadamente 30 ma, sin interrupciones mayores. Una duración de la etapa de rifting de magnitud similar fue propuesto ya por otros autores (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003). Es importante destacar que se mantiene la postura de posicionar a la Formación Paso Flores fuera del Ciclo Precuyano, aunque se coincide con los autores que la proponen como parte del evento inicial de rifting (p.e. Franzese y Spalletti, 2001). En este sentido, las tres UTS corresponderían a tres episodios de rift (Formación Paso Flores, Ciclo Precuyano y Ciclo Cuyano) que pueden ser agrupados dentro de un mismo periodo extensional acaecido en el margen occidental de Gondwana para esos tiempos. Cuencas de rifting episódicas con registro de diferentes periodos tectónicos y magmáticos y reorganización de los depocentros (p.e. Rift Africano, Cuenca del Mar del Norte, Graben de Oslo, Cuenca de Wessex, Cuenca de Newark) han sido descritas en el registro geológico por muchos autores (Schlische, 1992; Morley, 1999; Kattenhorn y Pollard, 2001; Ziegler y Cloetingh, 2004, entre otros). El inicio de la Cuenca Neuquina fue propuesto como resultado de un rifting episódico, desde el punto de vista tectónico (p.e. Vergani *et al.* 1995; Giambiagi *et al.*, 2005) o tecto-estratigráfico (p.e. Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003) en diferentes contribuciones. Las variaciones registradas para las UTS definidas en este estudio, indican que esos episodios habrían estado controlados por la reorganización del marco tectónico y magmático, los cuales habrían influido en los estilos de sedimentación y tipo de ambiente y en la ubicación y orientación de las áreas depocentrales. Es importante destacar que los depósitos del Ciclo Cuyano han sido señalados como una tecto-secuencia de postrift por diferentes autores (Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001). Los resultados del presente trabajo permiten incluir a los depósitos pliensbachianos del Ciclo Cuyano (UTS III) como parte del evento de *rifting* inicial que dio origen a la cuenca. Este esquema tecto-estratigráfico es similar al presentado por otros autores quienes proponen que el periodo extensional continuo durante el Pliensbachiano y parte del Toarciano (Vergani *et al.*, 1995).

A escala regional, el arreglo interno y las relaciones temporales dentro de las diferentes unidades correspondientes al *rifting* inicial no es el mismo en toda la cuenca. Por ejemplo, en el depocentro del Atuel, ubicado en el área cordillerana del sur de Mendoza, los depósitos marinos del Triásico Superior de la Formación Arroyo Malo, se habrían depositado en los mismos depocentros de rift del Jurásico Inferior (Formación El Freno y sección inferior de la Formación Puesto Araya) (Giambiagi *et al.*, 2008; Lanés *et al.*, 2008). La misma relación puede ser encontrada para la Formación Lapa (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en el depocentro de

Chacacico (Franzese *et al.*, 2007). Contrariamente, en el área de estudio los depósitos del Triásico Superior de la Formación Paso Flores (UTS I) se depositaron en áreas depocentrales diferentes a las registradas para los depósitos precuyanos (UTS II) (fig. 6.4). El mismo tipo de relación puede ser descripto entre los depósitos correspondientes a los Ciclos Precuyano y Cuyano, que tampoco comparten enteramente su área de depositación. En el sector norte y sur de la cuenca algunos autores señalaron que los depósitos del Ciclo Cuyano se depositaron en las mismas áreas depocentrales que controlaron el relleno precuyano (Giambiagi *et al.*, 2008c; Lanés *et al.*, 2008; Muravchik, 2008a y 2008b). No obstante, en el área de Sañicó y Piedra del Águila, las principales áreas depocentrales entre los depósitos del Ciclo Precuyano y Cuyano no fueron coincidentes. A su vez, es importante destacar que la afinidad tecto-estratigráfica del Ciclo Cuyano ha sido considerada de diferente modo por diferentes autores, en distintos lugares de la cuenca. Recientemente, para el sector norte de la cuenca se ha indicado que los depósitos del Ciclo Cuyano como correspondientes a la etapa de postrift (Lanés *et al.*, 2008). En cambio, para el sector central (Muravchik, 2008a y 2008b) un carácter sintectónico extensional fue reconocido para los depósitos marinos plienschbachianos del Ciclo Cuyano. Los resultados obtenidos del análisis tecto-estratigráfico en el área de estudio permiten reconocer que, en el borde austral de la Cuenca Neuquina, al menos la parte basal del Ciclo Cuyano también estuvo asociada a una etapa sinextensional y debe ser incluida dentro de la etapa de rift de la cuenca.

El marco cronológico de las etapas iniciales de la cuenca también se presenta de manera controversial. Referente al inicio del Ciclo Precuyano, las edades aportadas recientemente permiten constatar el carácter diacrónico mencionado por algunos autores (p.e Vergani *et al.*, 1995; Franzese y Spalletti, 2001). En el área de estudio el Ciclo Precuyano (UTS-II) se inició con los depósitos de la sección inferior del depocentro de Piedra del Águila (sección DPDA-1) - Formación Piedra del Águila ($191,7 \pm 2,8$ Ma; Spalletti *et al.*, en prensa). En cambio, en el ámbito de la Dorsal de Huincul otros autores presentaron edades para el Ciclo Precuyano más antiguas, de $203,75 \pm 0,26$ Ma y $199 \pm 1,5$ Ma (Schiuma y Llambías, 2008b; Schiuma y Llambías, 2008b), Triásico Superior alto - Hettangiano (*International Commission on Stratigraphy, 2009*).

Lo anteriormente expuesto denota el carácter diacrónico y la diversidad de relaciones geométricas y genéticas que existen entre las diferentes unidades que tuvieron lugar durante rifting que dio origen a la Cuenca Neuquina. Entre las más destacadas se encuentran: la permanencia o cambios de las áreas depocentrales, el fuerte diacronismo en el inicio de la actividad magmática - entre el Retiano y Sinemuriano - y las diferencias en la finalización del periodo de rifting. En función de todo ello, algunas consideraciones pueden realizarse referentes al empleo del término Precuyano, a la utilidad de unidades estratigráficas y al esquema tecto-

estratigráfico comúnmente utilizado para la etapa inicial de la cuenca. La discriminación entre el Ciclo Precuyano y el Cuyano no puede hacerse sobre la base de consideraciones estrictamente ambientales. La aseveración de que el Precuyano es continental y el Cuyano marino carece de sentido si se tienen en cuenta tanto la presencia de depósitos continentales en la base del Ciclo Cuyano (Gulisano y Pando, 1981), como la presencia de secuencias marinas en el Ciclo Precuyano (Franzese y Spalletti, 2001; Giambiagi *et al.*, 2008c; Lanés *et al.*, 2008). Quizá, la característica más diferenciable es el volcanismo. A pesar que han sido descriptos depósitos volcánicos en la base del Ciclo Cuyano - p.e. Formación Los Molles en el área Chacaico y Cordillera del Viento (Gómez-Pérez, 2003; Suárez y de la Cruz, 1997; Llambías *et al.*, 2007) – es evidente la merma abrupta que presenta el volcanismo en las etapas finales de la evolución del rifting que dio origen a la cuenca. Por tales motivos, se propone el uso del término Precuyano para referirse a un ciclo magmático diacrónico.

Respecto al uso de unidades estratigráficas, la dinámica de las cuencas de rift (Morley, 1999a; Gawthorpe y Leeder, 2000) y el diacronismo presente en los depocentros de la Cuenca Neuquina (Vergani *et al.*, 1995), hacen no recomendable el empleo de unidades litoestratigráficas y de unidades limitadas por discordancias para el estudio del relleno inicial de la cuenca. Asimismo, se recomienda la utilización de las unidades limitadas por discontinuidades (unidades tecto-sedimentarias) sólo en sentido cronoestratigráfico local, siendo no recomendable su utilización con valor cronoestratigráfico regional. Un ejemplo claro de los errores que acarrea la utilización de discontinuidades como superficies isócronas puede ser mencionado para la discontinuidad Intraliásica. La misma ha sido propuesta como el límite inferior del Ciclo Cuyano, pero ¿Cuál es la edad de esta superficie? A pesar de que originalmente se sugiriera un evento de transgresión escalonada para la cuenca, entre el Hettangiano y el Plienbachiano (Gulisano, 1981), algunos autores acotaron esta superficie al Pliensbachiano (Gulisano *et al.*, 1984), mientras que otros la fecharon en el Hettangiano inferior (Riccardi y Gulisano, 1990). El diacronismo existente para las superficies de discontinuidad cubre edades diferentes, expresando hiatos de diferente magnitud dentro de la cuenca.

Por último, la transición del Ciclo Precuyano al Cuyano merece particular atención en los diferentes sectores de la cuenca. Mediante estudio de imágenes sísmicas, algunos autores han definido como sinextensional a la parte inferior del Ciclo Cuyano (Pliensbachiano - Toarciano), mientras que los depósitos más jóvenes del ciclo corresponderían al estadio de postrift (Vergani *et al.*, 1995). A su vez, para el norte de la cuenca, se han señalado que la totalidad de los depósitos del Ciclo Cuyano constituyen secuencias de postrift (Giambiagi *et al.*, 2008c; Lanés *et al.*, 2008), en tanto que para depocentros del centro (Franzese *et al.*, 2007; Muravchik, 2008a y 2008b) y sur de la cuenca (en este trabajo) se ha constatado el carácter sintectónico de la parte inferior de la sucesión cuyana. De acuerdo a estos antecedentes, es

importante considerar que lateral y verticalmente el Ciclo Cuyano puede estar representando diferentes tipos de tecto-secuencias (sinrift y/o postrift).

6.2) Unidades tecto-sedimentarias Precuyana y Cuyana en el borde sur de la Cuenca Neuquina

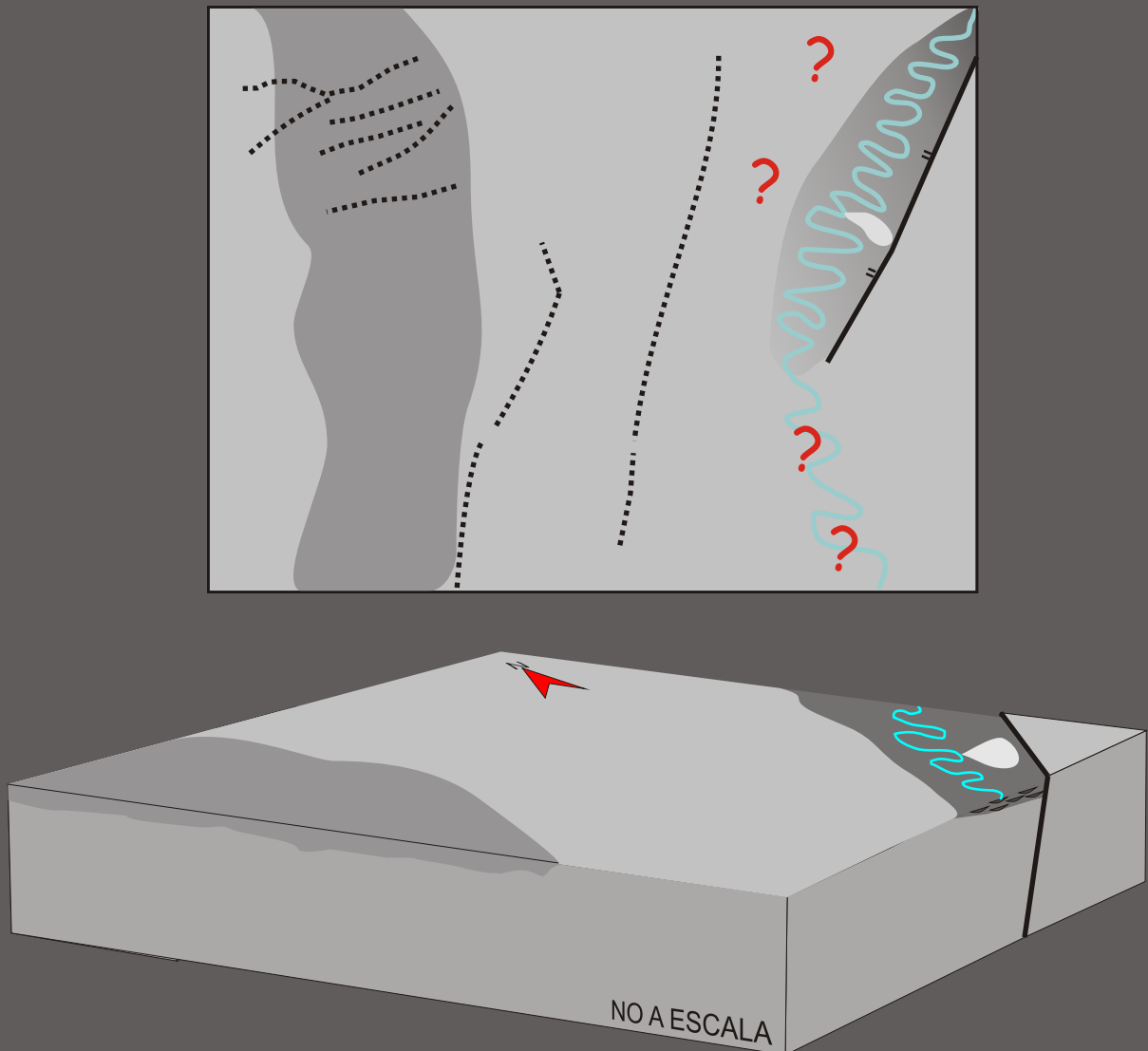
6.2.1) Evolución paleoambiental y paleogeográfica del Precuyano y Cuyano basal en el área de Sañicó y Piedra del Águila

Los depocentros extensionales localizados en el borde sur de la cuenca, se formaron durante el estadio de rifting Triásico Superior-Jurásico Inferior. El primer episodio dio lugar a los depocentros que albergaron a los depósitos de la Formación Paso Flores (UTS I), desarrollados principalmente fuera del área de estudio (Spalletti, 1999). El segundo episodio de sinrift dio como resultado la generación de los depocentros de Piedra del Águila y Sañicó (fig. 5.2), los cuales fueron rellenados por la unidad tecto-sedimentaria “Precuyana” (UTS II). El registro más antiguo de la UTS II ha sido preservado en el depocentro Piedra del Águila. Allí se depositó la sección inferior de este depocentro (DPDA-1), luego de un hiato depositacional que la separa de la UTS-I. La misma representa un ambiente fluvial de carga mixta (fig. 4.33), donde los canales estrechos, la ausencia de formas de migración lateral y la presencia sustancial de depósitos de planicie de inundación, indicarían condiciones de alta acomodación (fig. 4.33) (Orton, 2002; Miall, 2006) asociada al bloque colgante (fig. 6.8) (Gawthorpe y Leeder, 2000). Para esos tiempos, el inicio de la actividad magmática que caracteriza a esta UTS todavía no había comenzado, manifestándose sólo como escasos depósitos de caída piroclástica en el subambiente de planicie de inundación. La naturaleza silicoclástica del material de acarreo revela que el aporte al sistema sedimentario todavía estaba controlado por la relación entre la tasa de acomodación y la tasa de aporte, gobernada por la naturaleza del basamento (*bedrock*) y las características atmosféricas (Leeder, 1999; Reading y Levell, 2002).

La evolución de la UTS-II continuó con el desarrollo de la sección inicial del depocentro de Sañicó (fig. 6.9). Esta sección de gran distribución areal, inclusive aflorando por fuera de los límites del depocentro, se halla integrada por coladas y coladas dómicas con dominación de lavas en bloques, de domos y diques de composición andesítica y conductos alimentadores de composición dacítica (Fig. 6.5). Conjuntamente se desarrollan depósitos de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones y sistemas aluviales dominados por flujos gravitacionales de sedimento (depósitos de avalanchas, de flujos de detritos y de flujos hiperconcentrados). Por su relación espacio-temporal y genética, estas unidades representan un volcanismo predominantemente andesítico con sistemas aluviales volcaniclásticos asociados (fig.

Modelo Paleoambiental y Paleogeográfico

- Unidad tecto-sedimentaria Precuyana (UTS II)
Sistemas fluviales de carga mixta



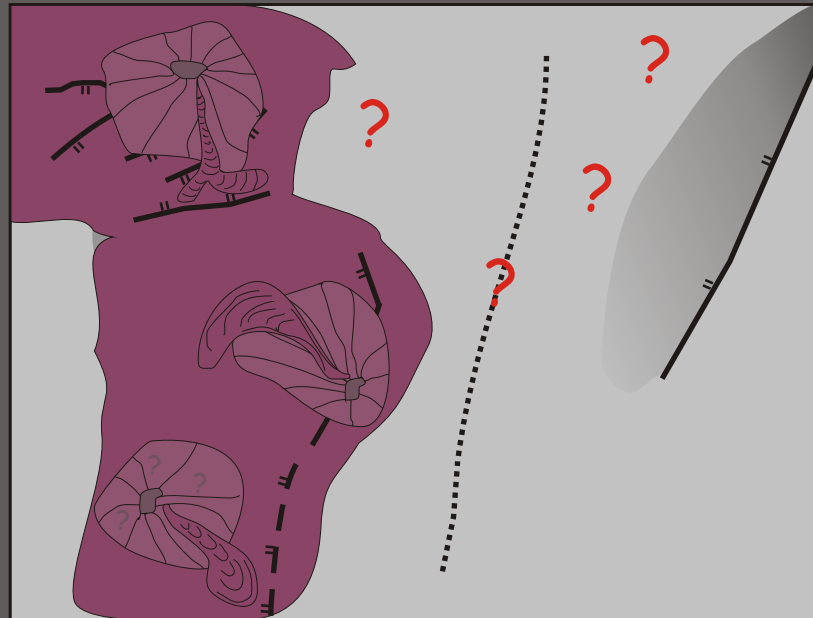
- Ambiente fluvial desarrollado en condiciones de alta acomodación.
- Aporte silicoclástico controlado por la relación entre la tasa de acomodación y la tasa de aporte, gobernada por la naturaleza del basamento (bedrock) y las características atmosféricas.
- La relación con las estructuras interpretadas para el depocentro indica depositación en el bloque bajo.

- Unidad tecto-sedimentaria II: Sistemas fluviales de carga mixta
- Unidad tecto-sedimentaria I (Formación Paso Flores)
- Basamento

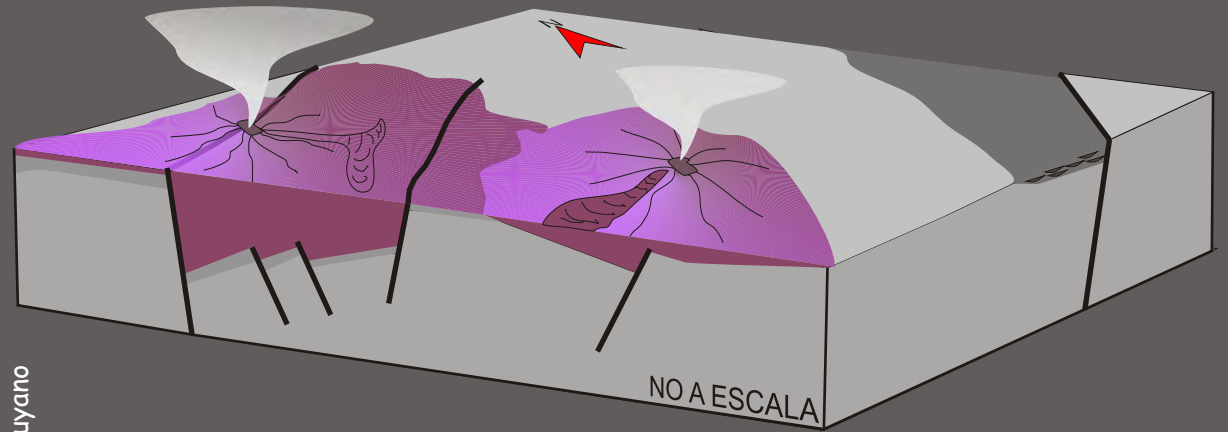
Figura 6.8. Modelo paleoambiental y paleogeográfico del inicio de la UTS II.

6.5). El análisis petrográfico y litogeoquímico indica un rango de composiciones desde andesitas basálticas hasta dacitas, con una relación claramente comagmática (fig. 6.9). La relación agradante que esta sección guarda respecto a los elementos estructurales presentes, conjuntamente con el rango composicional, sugiere la existencia de aparatos volcánicos agradacionales-poligenéticos de tipo estratovolcanes (Davidson y De Silva, 2000). Para la caracterización paleoambiental en detalle de esta sección, se puede tomar como ejemplo el sector sureste del depocentro de Sañicó en el área del Cerro Corona (fig. 6.5). En esta zona se puede apreciar cómo las fallas controlaron el espacio de acomodación, tanto longitudinalmente como transversalmente (fig. 6.5). En un panel transversal a las fallas, se observa cómo al sureste del Cerro Corona dominan los diques alimentadores y coladas y coladas cóncavas. Contrariamente, hacia el noroeste, predominan las coladas y coladas cóncavas y domos pequeños en la base de la sucesión y hacia arriba los ambientes aluviales (sistema aluvial dominado por avalanchas de detritos y flujos de detritos y sistemas aluviales denominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones) (fig. 6.5). Asimismo, en un panel longitudinal a las fallas principales, se puede observar como en la zona oeste y noroeste del Cerro Corona, la base se encuentra dominada por elementos lávicos y hacia arriba se desarrollan los sistemas aluviales anteriormente mencionados en conjunto con depósitos de corrientes piroclásticas alojados en depresiones (fig. 6.5). El aumento en el registro de facies primarias hacia el sector sureste, indica que la parte proximal del aparato volcánico se habría desarrollado en el área del Cerro Corona. La escasa preservación de las zonas proximales en el registro se adjudica a dos fenómenos. Por un lado, estos aparatos se habrían ubicado en un alto del depocentro, no habiéndose desarrollado espacio de acomodación; por el otro, las zonas proximales habrían agradado por arriba del umbral geomorfológico, sujetas a intensos fenómenos de erosión (Cas y Wright, 1987). Hacia la parte interna del depocentro, la posición de la zona de *vent* y el espacio de acomodación habrían controlado la polaridad de la facies hacia condiciones más distales. La abundancia de avalanchas de detritos volcánicos descrita para muchos estratovolcanes del mundo (p.e. volcán Cantal -Francia- (Schneider y Fisher, 1998); Reubi y Hernandez, 2000; volcán Mombacho -Nicaragua- (Shea *et al.*, 2008); Paranicota -Chile- (Clavero *et al.*, 2002); Volcán Shiveluch -Rusia- (Belousov *et al.*, 1999), entre otros), sumado a la aparición de depósitos de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones y sistemas aluviales atrincherados - sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones- (p.e. Volcán Ruapehu -Nueva Zelanda- (Palmer *et al.*, 1993); volcanes de sur de Campania -Italia- (Zanchetta *et al.*, 2004)), sugieren una posición proximal de la bajada volcánicla (*ring plain*) (Davidson y De Silva, 2000). Tomando a este sector del depocentro como representante de la sección inferior, el ciclo magmático que caracteriza a la UTS II (Ciclo Precuyano) habría comenzado con el desarrollo de estratovolcanes predominantemente andesíticos, junto con el

Modelo Paleoambiental y Paleogeográfico

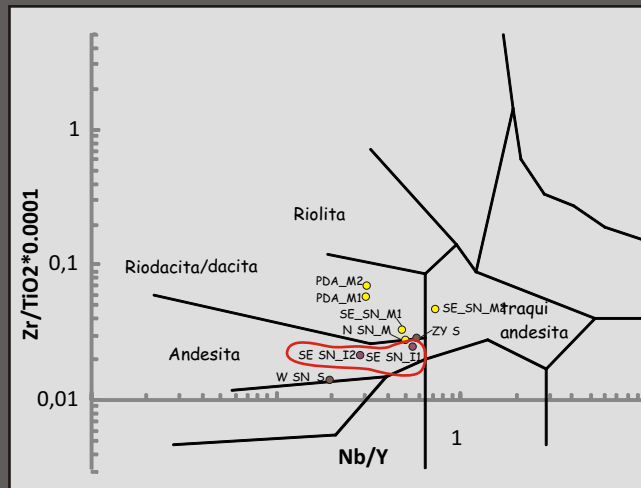
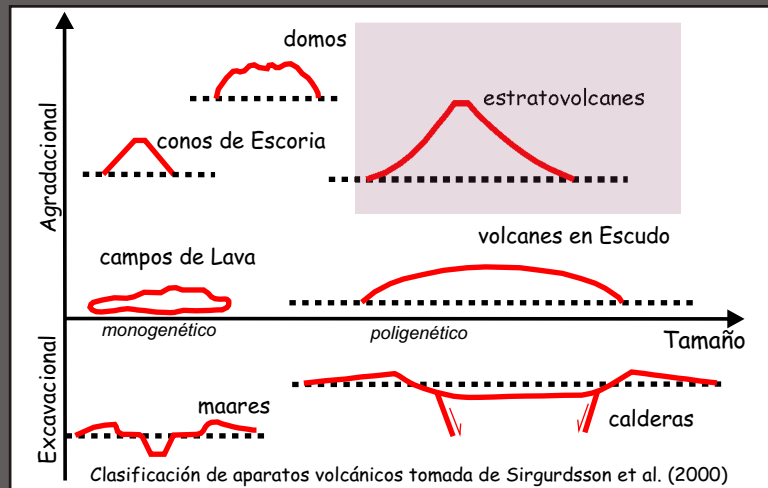


► Unidad tecto-sedimentaria Precuyana (UTS II)
Estratovolcanes en posición de borde de depocentro



UTS II
Ciclo Precuyano

- Estratovolcanes en posición de borde
- Unidad tecto-sedimentaria I (Fm Paso Flores)
- Sistemas fluviales de carga mixta
- Basamento



- Aparatos volcánicos agradacionales poligenéticos.
- Rango de composicional desde andesitas basálticas a dacitas.
- Períodos constructivos dominados por materiales primarios y períodos degradacionales de corta y larga vida dominado por materiales secundarios.
- Condición de sobrerrelleno del depocentro, sobrepasando los límites estructurales.

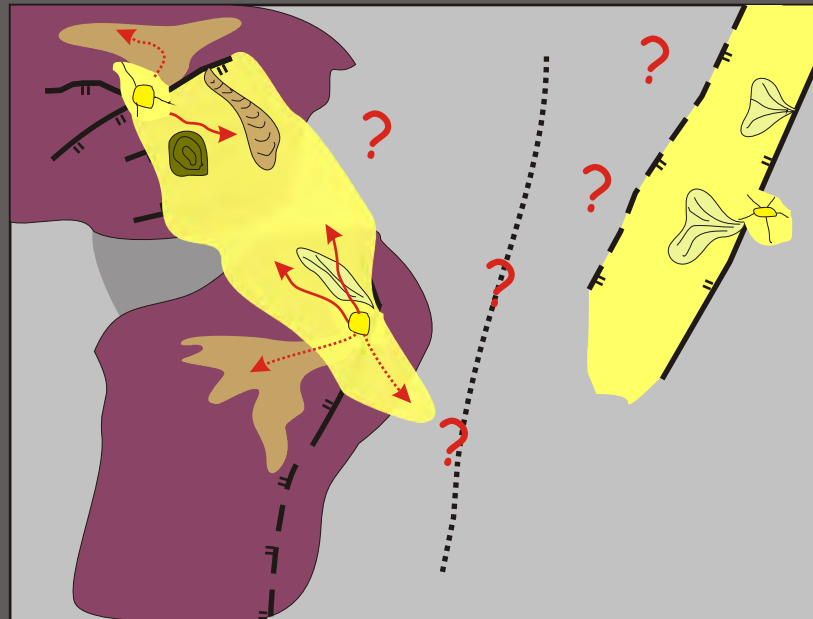
fig 6.9

Figura 6.9. Modelo paleoambiental y paleogeográfico del inicio de la actividad volcánica que representó a la UTS II.

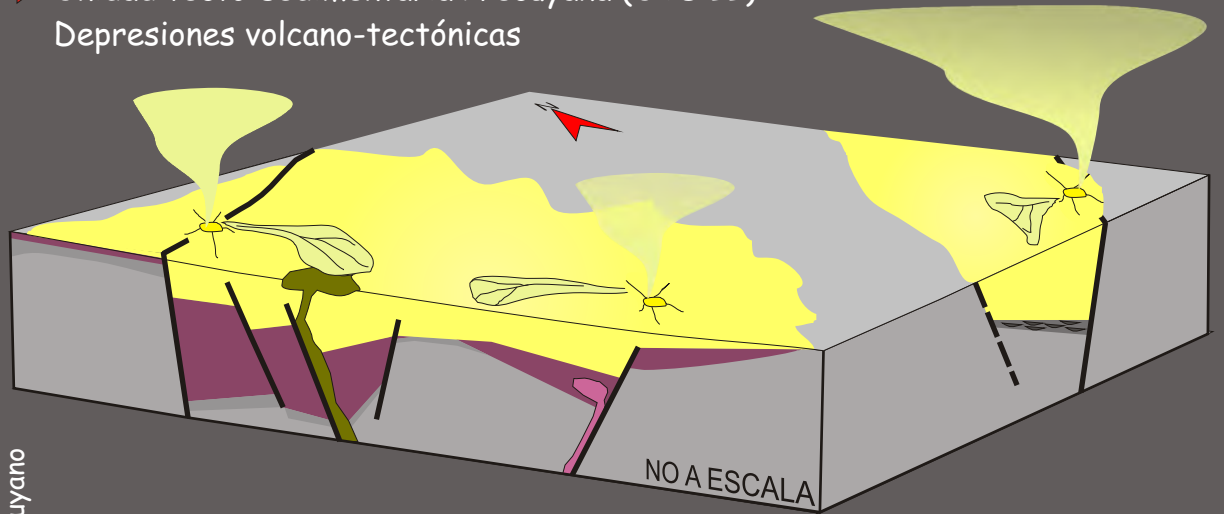
desarrollo del hemigraben de Sañicó de rumbo NE-SW, el cual acomodó hasta 1100 m de esta sección en su borde de mayor actividad (fig. 6.9). La posición de los conductos y diques alimentadores identificados, simultáneamente con la polaridad de las facies, sugiere que los aparatos volcánicos se habrían ubicado con preferencia hacia las posiciones de borde del depocentro (fig. 6.9), probablemente controlados por los elementos estructurales de primer orden que intervinieron en la generación del hemigraben. Estos aparatos generaron condiciones de sobrerrelleno para el espacio de acomodación disponible.

La evolución de la unidad tectosedimentaria Precuyana (UTS II) continúa con el desarrollo de un periodo dominado por volcanismo explosivo desarrollado tanto en el depocentro de Sañicó (sección DS-2) (fig. 6.5) como en el de Piedra del Águila (sección DPDA-2) (fig. 6.6). Estas secciones se hallan integradas mayoritariamente por depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal y minoritariamente por unidades lávicas y aluviales asociadas (fig. 6.5 y 6.6). La geometría planar de la sección media en el depocentro de Sañicó, indica que la superficie de 6° orden que la separa de la sección anterior representaría un periodo degradacional importante de los estratovolcanes (fig. 6.4). En el área de Piedra del Águila, la sección media inauguró la instauración en este depocentro del abundante volcanismo que representa UTS II. Se deposita encima de una superficie de 6° orden sobre la sección inferior interpretada como un ambiente fluvial de carga mixta. Al no haberse registrado el volcanismo andesítico previo, descrito para el depocentro de Sañicó, esta superficie representaría un hiato depositacional (fig. 6.4). La generación de espacio de acomodación de manera sincrónica con el desarrollo de las unidades piroclásticas fue constatado en el depocentro de Sañicó (fig. 4.21, 4.23). A su vez, en ambos depocentros, la sección media conforma sucesiones de hasta 1100 m, con más del 90 % de depósitos de corrientes piroclásticas (fig. 6.5 y 6.6). Estas características permiten sugerir que durante este periodo los depocentros conformaron un tipo de calderas denominadas depresiones vocano-tectónicas (Moore y Kokelaar, 1997; Moore y Kokelaar, 1998; Lipman, 2000). La sección inferior del depocentro de Sañicó, caracterizada por un volcanismo andesítico, habría constituido parte del volcanismo precaldérico (fig. 6.10). Algunos autores señalaron que el volcanismo previo a la actividad caldérica puede estar ausente (Cole *et al.*, 2005), lo cual permitiría explicar la carencia de éste en el depocentro de Piedra del Águila. El análisis realizado sobre las unidades de acumulación piroclásticas de gran distribución areal muestra que éstas se habrían generado a partir del colapso de erupciones plinianas que desarrollaron corrientes piroclásticas sostenidas desde el borde de los depocentros (*multivents*) (Branney y Kokelaar, 2002) (fig. 4.21, 4.23, 4.25 y 6.10). Respecto al colapso de la caldera, las variaciones en los espesores registrados en el depocentro de Sañicó, sumados al reconocimiento de diferentes unidades de acumulación, en ocasiones separadas por sistemas aluviales (fig. 4.31), indicarían una subsidencia volcanotectónica asimétrica, diferencial e incremental (Cole *et*

Modelo Paleoambiental y Paleogeográfico

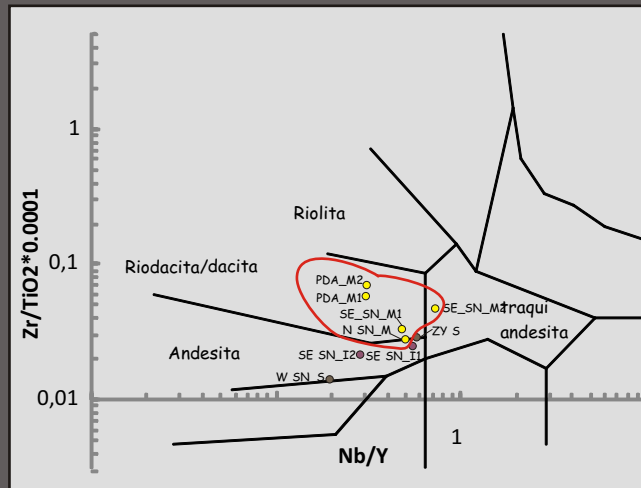
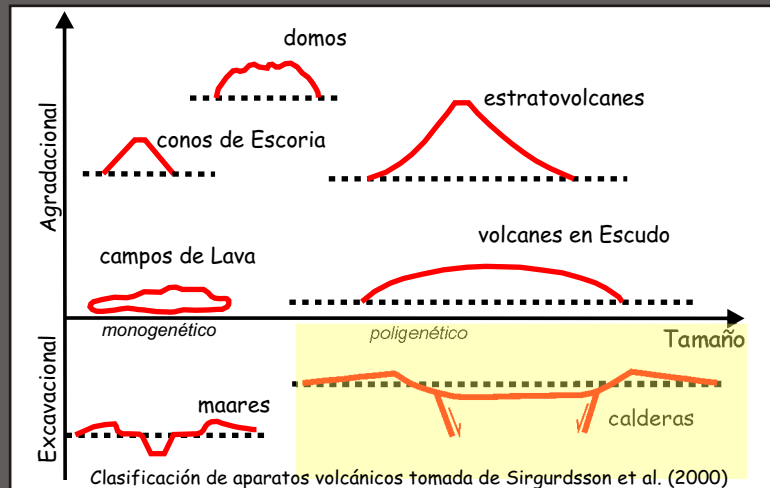


► Unidad tecto-sedimentaria Precuycana (UTS II)
Depresiones volcano-tectónicas



UTS II
Ciclo Precuycano

- Depresiones volcano-tectónicas
- Estratovolcánes en posición de borde
- Sistemas fluviales de carga mixta
- Unidad tecto-sedimentaria I (Fm Paso Flores)
- Basamento



- Aparatos volcánicos excavacionales poligénicos.
- Rango de composicional de andesitas a riodacitas.
- Períodos depositacionales puntuados constituidos depósitos de corrientes piroclásticas sostenidas, originada desde los bordes de los depocentros.
- Períodos intereruptivos dominados por sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados y unidades volcánicas asociadas a fracturas.
- Subsistencia volcano-tectónica incremental y asimétrica.

Fig 6.10

Figura 6.10. Modelo paleoambiental y paleogeográfico de las depresiones volcáno-tectónicas desarrolladas en los depocentros de Sañicó y Piedra del Águila para la parte media de la UTS II.

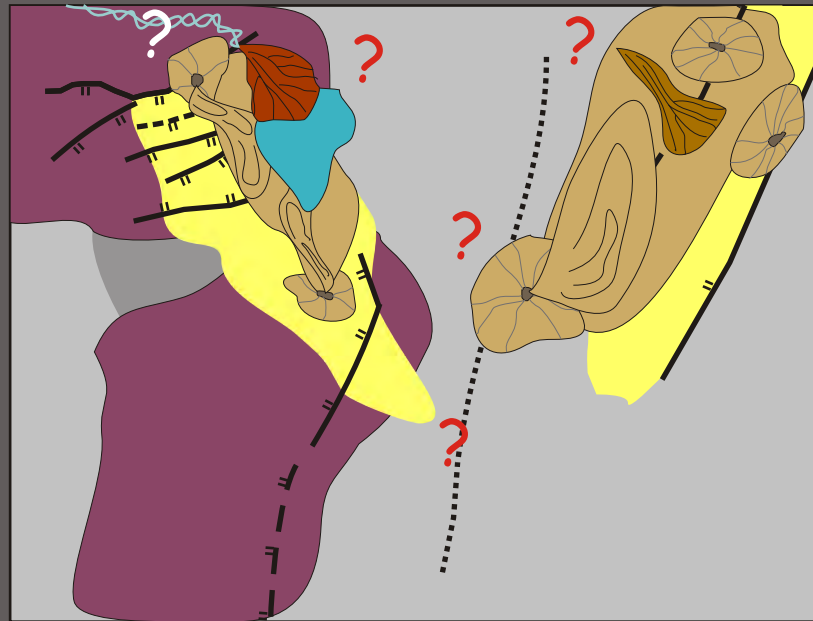
al., 2005). La extensión reducida e incompleta del depocentro Piedra del Águila hace imposible determinar la simetría/asimetría del colapso, aunque se puede mencionar que al igual que en el depocentro de Sañicó, fue incremental. Las mesobrechas y megabrechas son un elemento común sugerido para el colapso de calderas (Lipman, 2000; Cole *et al.*, 2005). La ausencia de estas facies se puede explicar por la participación en el colapso de elementos estructurales previos y debido a que las escarpas de fallas se habrían mantenido coherente durante el colapso (Moore y Kokelaar, 1998). Es importante destacar, que siendo el relleno netamente volcánico, la presencia de facies de brechas líticas (mlBr) (fig. 3.10, 4.21 y 4.23) con abundantes clastos del basamento tanto en los sectores basales como medios de las unidades piroclásticas, estarían probablemente relacionadas a la producción de fragmentos durante el colapso. Asimismo, la presencia de sistemas aluviales reducidos y la ausencia de superficies de erosión mayores, permiten suponer que los eventos de colapso no estuvieron muy distanciados en el tiempo. Es importante destacar que los periodos de inactividad volcánica de tipo explosiva también estuvieron acompañados por actividad magmática intrusiva/efusiva de escaso volumen, donde se desarrollaron domos y lavas andesíticas y riodacíticas asociados a las principales estructuras.

Depresiones volcano-tectónicas fueron descritas en muchos ambientes extensionales (p.e. Long Valey, Cuenca de Basin and Range -EEUU- (Cole *et al.*, 2005); Graben de Glencoe -Escocia- (Moore y kokelaar, 1997; Moore y kokelaar, 1998); Caldera de Sierra Madre Occidental, sur de la Cuenca de Basin and Range -Méjico- (Aguirre-Díaz *et al.*, 2008); Caldera de Scafell -Inglaterra- (Branney y Kokelaar, 1994); Caldera de Taupo y Caldera de Okataina, Zona Volcánica del Taupo -Nueva Zelanda- (Spinks *et al.*, 2005)). El reconocimiento de este tipo de aparato volcánico en el registro geológico no es una tarea sencilla, ya que la mayoría de las descripciones de calderas son de edades actuales o neógenas y muchos de los elementos que definen este tipo de aparato volcánico - volcanismo precaldérico, actividad hidrotermal, colapso, volcanismo postcaldera (Lipman, 2000) - pueden ser difíciles de identificar en el análisis de sucesiones antiguas. El rasgo anular, históricamente pensado como uno de los elementos más diagnósticos de calderas, no es tan común en ambientes tectónicamente activos, donde las estructuras controlan el desarrollo de calderas con formas poligonales (Moore y kokelaar, 1997; Moore y kokelaar, 1998; Cole *et al.*, 2005; Spinks *et al.*, 2005). La tipificación y descripción de un aparato volcánico de esta índole no tiene precedentes dentro del relleno Precuyano y su identificación pone de manifiesto el control probablemente más repentino que puede ejercer el volcanismo sobre los ambientes sedimentarios y paisajes geomorfológicos.

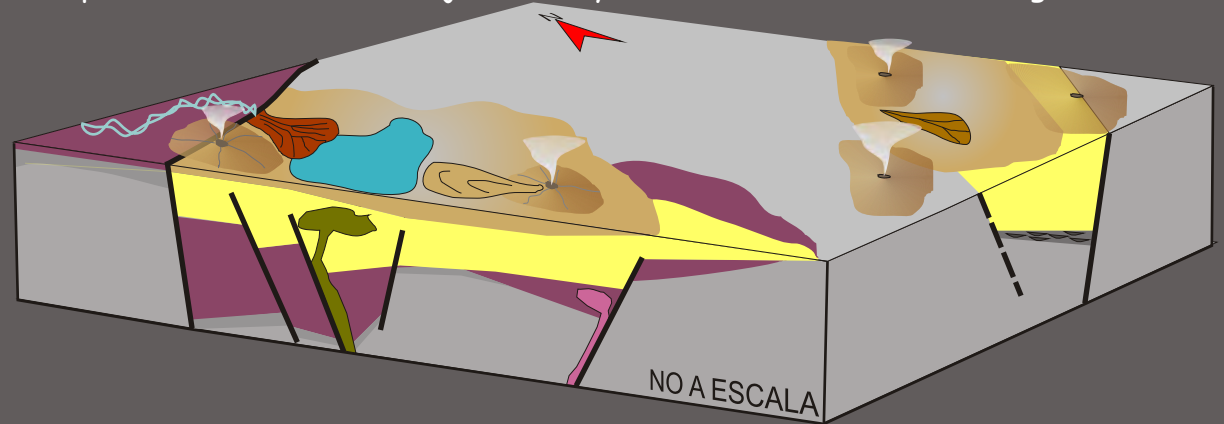
Por último, la unidad tecto-sedimentaria Precuyo (UTS II) finaliza con las sección superior de ambos depocentros (DS-3 y DPDA-3) (fig. 6.5 y 6.6). Estas secciones marcan el retorno de un volcanismo de composición andesítica, asociado con el desarrollo de ambientes

sedimentarios aluviales, deltaicos y lacustres (fig. 6.11). El retorno de la actividad volcánica a *posteriori* de los aparatos caldéricos, podría ser interpretado como un volcanismo postcaldera (Lipman, 2000). Las características del pasaje de la sección superior en los depocentros de Sañicó y Piedra del Águila muestran diferentes tipos de relación con los eventos volcano-tectónico anteriores (fig. 6.11). En el depocentro de Sañicó, una vez finalizado el último periodo de colapso, la instauración de la sección superior habría sido inmediata. La superficie de 6° orden que limita la sección media de la inferior marcaría sólo un cambio abrupto en las condiciones del volcanismo, sin registrarse un hiato depositacional marcado. El escaso hiato depositacional puede ser inferido por la abundancia de lavas postcaldéricas con fracturación hidráulica relacionadas a la circulación de fluidos calientes a altas presiones (Gifkin *et al.*, 2005) y por el desarrollo sistemas lacustres con estructuras de silicificación probablemente relacionadas a la acción de soluciones volcánicas (Kralner y Spöl, 1998). Estos procesos podrían ser sincrónicos con los procesos deutéricos postdepositacionales registrados en las unidades de corrientes piroclásticas con gran distribución areal. En el depocentro de Piedra del Águila, en cambio, una vez finalizado el último proceso de colapso, la sección media desarrolla una potente sucesión de sistemas aluviales terminales, los cuales desarrollan secuencias progradacionales internas que marcan un mayor control autocíclico (fig. 6.6) (Miall, 2006). Estas características indican, por un lado, la creación de espacio de acomodación tectónico posteriormente al último evento de colapso (Moore y Kokelaar, 1998) y, por otro lado, un periodo de degradación, donde la presencia de controles autocíclicos evidencian mayor tiempo de evolución de los ambientes sedimentarios y menor influencia de controles extrínsecos (Orton, 2002; Reading y Level, 2002). La superficie de 6° orden que separa la sección media de la superior en el depocentro de Piedra del Águila, denotaría un tiempo mayor al observado en el depocentro de Sañicó entre el final del evento caldérico y la instauración del volcanismo postcaldera. En ambos depocentros la sección superior se ha depositado en un área más restringida del depocentro. No obstante, la evolución ambiental de las secciones es diferente. En el depocentro de Sañicó, hacia el borde activo se desarrollan unidades de acumulaciones lávicas, sistemas aluviales dominados por flujos de detritos y, hacia el tope, sistemas deltaicos de grano grueso con disposición transversal (fig. 6.11), los cuales confluyeron en lagos. La naturaleza volcanigénica de variada procedencia y la participación de rocas del basamento en la composición, sugieren una red de drenaje más integrada y menor control por parte del volcanismo dentro del relleno. En cambio, hacia el margen sureste del depocentro, se desarrolla una sucesión compuesta por unidades lávicas dominadas por lavas coherentes (fig. 6.6 y 6.11). En el depocentro de Piedra del Águila esta sección corresponde al tope del registro mesozoico. Se integra de unidades lávicas y minoritariamente de unidades aluviales y corrientes piroclásticas. A pesar de presentar mayor distribución que en el depocentro de Sañicó, hacia el

Modelo Paleoambiental y Paleogeográfico



► Unidad tecto-sedimentaria Precuyana (UTS II)
Aparatos volcánicos de bajo relieve y ambientes sedimentarios organizados

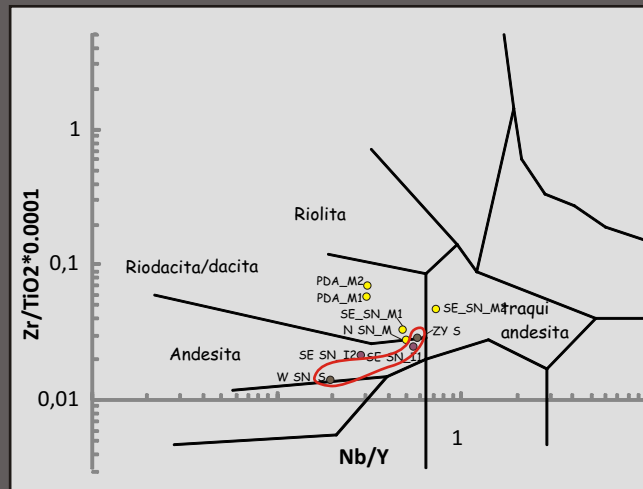
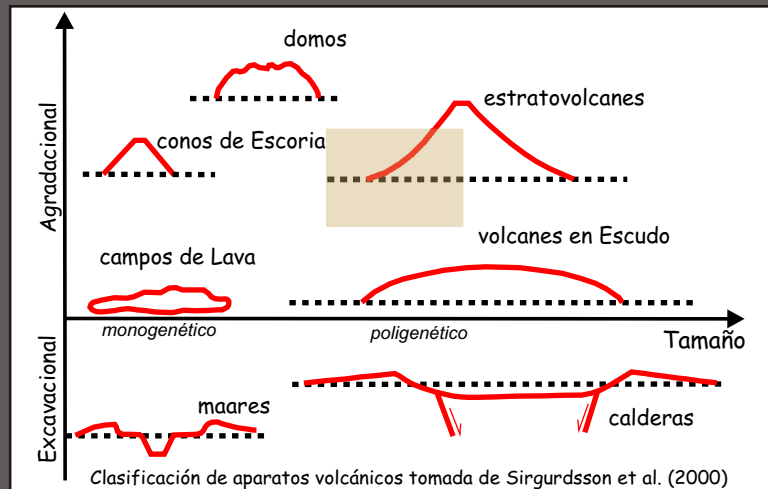


■ Aparatos volcánicos andesíticos de bajo relieve ■ Ambientes aluviales ■ Delta de grano grueso

■ Unidad tecto-sedimentaria I (Fm Paso Flores)
■ Basamento

UTS II
Ciclo Precuyano

- Aparatos volcánicos de bajorelieve y ambientes sedimentarios organizados
- Depresiones volcano-tectónicas
- Estratovolcanes en posición de borde
- Sistemas fluviales de carga mixta



- Aparatos volcánicos efusivos de bajo relieve de composición andesítica.
- Sistemas sedimentarios organizados y de menor gradiente
- Disminución de la tasa de aporte volcánica y aumento de los controles autocíclicos de los sistemas sedimentarios.
- Disminución del espacio de acomodación.

fig 6.11

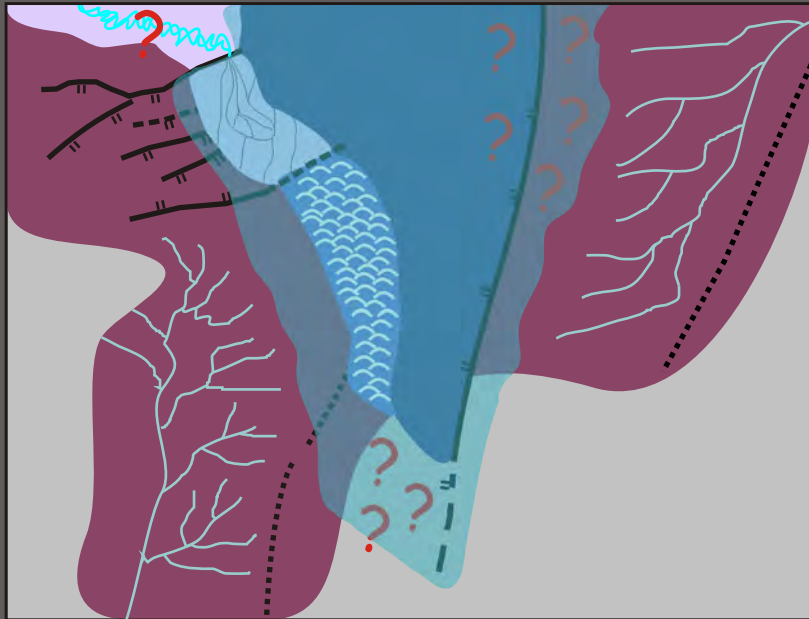
Figura 6.11. Modelo paleoambiental y paleogeográfico para los estadios finales de la UTS II.

oeste se desarrolla con poca preservación por sobre el basamento, sugiriéndose que al igual que en el depocentro de Sañicó hay un déficit de acomodación. Es importante destacar que la sección superior de ambos depocentros presenta atributos comunes, como la presencia de sistemas aluviales sin facies de avalanchas de detritos y mayor abundancia de unidades lávicas donde dominan las lavas coherentes. Estas características sugieren que el volcanismo no desarrolló aparatos volcánicos de alturas considerables (Brown y Bell, 2007). Con todo, este periodo involucró el fin del evento volcánico que representa la unidad tecto-sedimentaria II, caracterizándose por la reducción de las áreas de acomodación, aparatos volcánicos agradantes andesíticos de bajo relieve y sistemas sedimentarios más organizados.

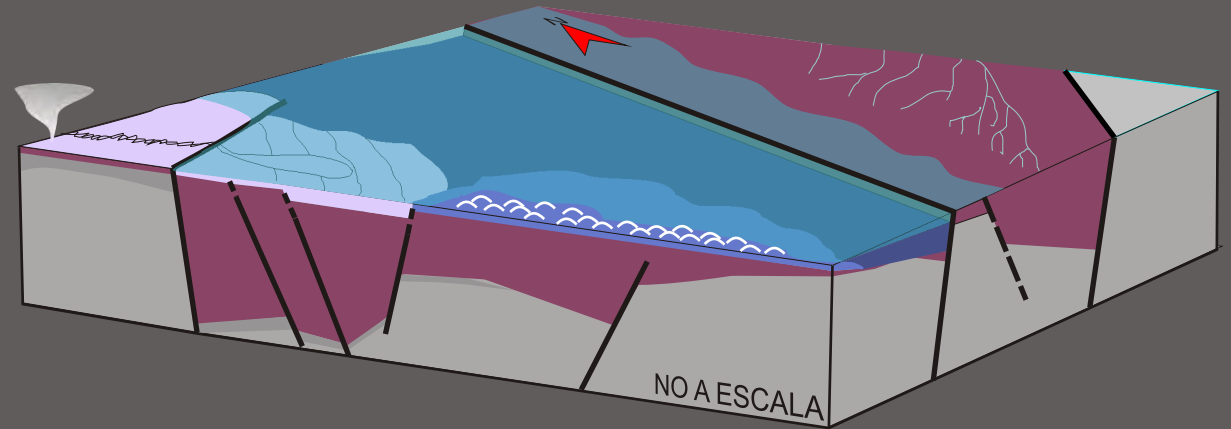
Los periodos evolutivos para la UTS II, caracterizados principalmente por un relleno asociado a la evolución de diferentes ambientes volcánicos (construccionales y excavacionales), permiten sugerir que los depocentros de Piedra del Águila y Sañicó constituyeron hemigrábenes volcánicos (Aguirre-Díaz *et al.*, 2008). Es significativo destacar que diferentes autores han establecido subdivisiones dentro del Ciclo Precuyano, las cuales se efectuaron en función de unidades formales (p.e. Leanza, 1990; Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2007), unidades tecto-sedimentarias (p.e. Lanés *et al.*, 2008) o secciones definidas por los procesos depositacionales (p.e. Franzese *et al.*, 2006; Franzese *et al.*, 2007). Estas subdivisiones del relleno precuyano también constituyen o podrían constituir diferentes tramos evolutivos dentro del Ciclo al igual que lo observado en el área de Sañicó y Piedra del Águila en este trabajo.

La UTS III “Cuyana” corresponde al último periodo de sinrift del rifting inicial de la cuenca en el área austral de la misma. Este último evento se caracteriza por una reorganización total de las áreas de acomodación y una merma abrupta del volcanismo. Se desarrolla principalmente en el depocentro de la Pintada, el cual por su orientación debe haber cortado, a las estructuras que controlaron la UTS II (fig. 5.2 y 6.12). En esta etapa cesa la depositación en el depocentro de Piedra del Águila, mientras que el depocentro de Sañicó es inundado, desarrollándose por encima una superficie de discontinuidad de 7° orden (una superficie transgresiva) el comienzo de la sedimentación marina que caracteriza a esta UTS (fig. 6.4). El arreglo y tipo de unidades de acumulación en los depocentros de Sañicó y de la Pintada es muy diferente. En sentido transversal en el depocentro de Sañicó, en las proximidades de la falla de borde, se desarrolla un ambiente marino somero carbonático, seguido de una secuencia deltaica de grano fino, con características agradantes (fig. 5.4). Hacia el tope de la secuencia, depósitos de corrientes piroclásticas de escaso volumen hacen notar la aparición eventual del volcanismo. Las paleocorrientes medidas para este ambiente son escasas y deben ser consideradas con cautela. Las mismas arrojan direcciones de transporte hacia el sur y hacia el oeste (fig. 4.35). Por arriba de esta sucesión deltaica se desarrolla nuevamente un ambiente marino carbonático y,

Modelo Paleoambiental y Paleogeográfico



► Unidad tecto-sedimentaria Cuyana basal (UTS III)
Ambiente marino en condiciones desde someras a profundas



- Ambiente marino de costa afuera
 - Ambiente deltaico de grano fino
 - Ambiente marino somero carbonático
- Unidad tecto-sedimentaria III (Ciclo Cuyano)**
- Unidad tecto-sedimentaria II (Ciclo Precuyano)
 - Unidad tecto-sedimentaria I (Fm Paso Flores)
 - Basamento

- El comienzo de la UTS III se caracteriza por una reorganización total de las áreas de acomodación y una merma abrupta del volcanismo.
- Los tipos de unidades de acumulación en el depocentro de Sañicó y de la Pintada indican arreglos de alta frecuencia que estarían relacionados a cambios relativos del nivel del mar asociados principalmente a la creación de espacio de acomodación por tectónica.
- Las unidades de acumulación muestran un arreglo transgresivo en todos los sitios evaluados, sugiriendo, para un orden de baja frecuencia, que el aumento relativo del nivel del mar podría estar relacionado a procesos eustáticos o a un descenso del datum a escala regional.

fig 6.12

Figura 6.12. Modelo paleoambiental y paleogeográfico para el inicio de la UTS III.

finalmente, se pasa a un ambiente marino profundo (fig. 6.7 y 6.12). Hacia el borde sureste del depocentro de Sañicó, de menor acomodación, la UTS III comienza con un ambiente marino carbonático, desarrollándose sobre ésta una potente sucesión de ambiente marino profundo (fig. 6.7 y 6.12). Respecto al depocentro de la Pintada, el borde de menor acomodación se desarrolla hacia el oeste, sobre el depocentro de Sañicó (fig. 6.7 y 6.12). Transversalmente al depocentro (fig. 6.7 y 6.12), hacia la falla de borde del hemigraben, no se desarrollan ambientes marinos someros, generándose rápidamente condiciones por debajo del tren de olas en un ambiente de bajada submarina (fig. 6.12). Las direcciones de paleocorrientes indican transporte de materiales en sentido NE-SW, reflejando aporte casi transversal al depocentro desde el bloque colgante (fig. 4.36). A grandes rasgos, considerando el arreglo vertical del inicio de la UTS III, se puede notar que en todos los sectores siempre hay una evolución desde ambientes marinos someros hacia ambientes marinos más profundos (fig. 6.7). Algunos autores han propuesto que la inundación de la cuenca estuvo relacionada a causas tectónicas, superpuestas con un ascenso del nivel del mar a escala global (Legarreta y Uliana, 1996). El arreglo transgresivo, que denota un aumento del espacio de acomodación para toda la zona, sería por lo tanto independiente de los elementos estructurales, sugiriéndose para un orden de baja frecuencia un aumento relativo del nivel del mar relacionado a procesos eustáticos o a un descenso del *datum* regional. Si tenemos en cuenta el arreglo litofacial y los diferentes tipos de unidades de acumulación dentro del depocentro de Sañicó y de la Pintada, se pueden identificar ciclos de alta frecuencia que estarían relacionados a cambios relativos del nivel del mar asociados principalmente a la creación de espacio de acomodación por tectónica (Jackson *et al.*, 2005). Algunos autores señalaron que durante la ingresión marina del Ciclo Cuyano los depocentros iniciales fueron integrados dentro de una gran área depocentral, donde el relleno estuvo controlado por cambios eustáticos, subsidencia termal y por la topografía heredada de los hemigrábenes iniciales (Legarreta y Uliana, 1996, Burgues, 2000). El control tectónico sobre los depósitos cuyanos fue mencionado recientemente en diferentes áreas de la cuenca (Vergani *et al.*, 1995, Franzese *et al.*, 2006, Muravchik, 2008a; Muravchik, 2008b). Los resultados obtenidos sugieren que los cambios de baja frecuencia podrían estar relacionados a variaciones eustáticas o de subsidencia regional (comienzo de la subsidencia termal ?), mientras que los cambios de alta frecuencia estuvieron relacionados a subsidencia local por el accionar de fallas.

6.2.2) Los controles sobre las unidades tecto-sedimentarias Precuyana y Cuyana

6.2.2.1) Los controles tectónicos

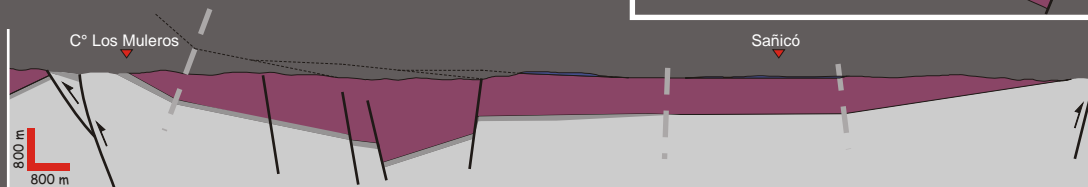
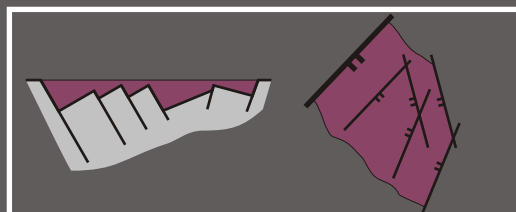
El estudio del estilo estructural de los depocentros de rift es esencial para entender el delicado balance que existe entre las estructuras, el espacio de acomodación, el emplazamiento

del volcanismo y el tipo, variabilidad y polaridad de los ambientes sedimentarios desarrollados en estos escenarios. En función del control estratigráfico y estructural se han definido tres áreas depocentrales que albergaron las unidades tecto-sedimentarias identificadas en el presente estudio. En sentido amplio, los tres depocentros fueron definidos como hemigrábenes en función de las características asimétricas de su relleno. El depocentro de Sañicó corresponde a un hemigraben volcánico que registra hasta 1850 m de relleno. Posee una orientación NE-SW, polaridad hacia el sureste, limitado por fallas NE-SW y ENE y presenta 27 km de ancho y 9 km de largo aflorantes (fig. 6.13). Internamente se desarrollan estructuras oblicuas sintéticas y antitéticas y desarrollo de altos internos. El hemigraben de la Pintada presenta una orientación N-S y polaridad hacia el oeste y acomoda principalmente los depósitos del Ciclo Cuyano (UTS III) con espesores mayores a los 220 m. Muestra un ancho máximo de 20 km y el largo aflorante en el área de estudio es de unos 30 km (fig. 6.13). El depocentro de Piedra del Águila que muestra características poco diagnósticas, fue definido como un hemigraben volcánico que albergó hasta 1500 m de relleno y habría presentado una orientación NE-SW, con polaridad hacia el noroeste, contraria al depocentro de Sañicó. Presenta un largo aflorante de 9 km y un ancho máximo continuo de alrededor de 2,5 km (fig. 6.13).

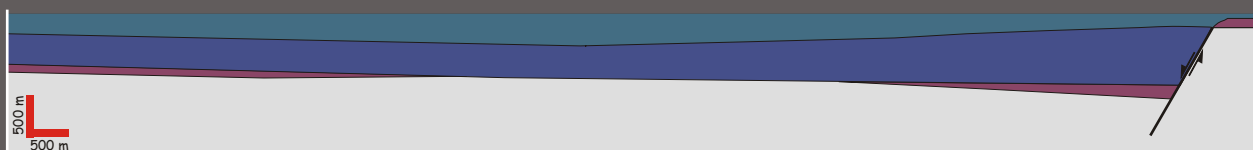
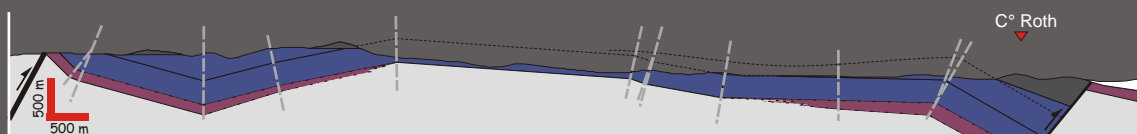
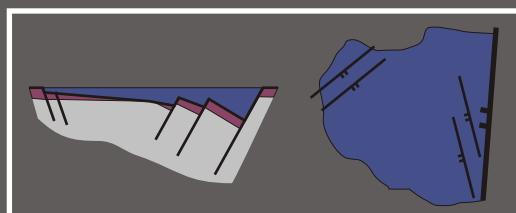
Dadas las características de los depocentros de la Pintada y Piedra del Águila es difícil establecer un estilo estructural y modelo de hemigraben. Para el depocentro de Sañicó, su perfil de relleno asimétrico, con bloques que presentan subsidencia diferencial (fig. 5.3, 6.3 y 6.9) y las fallas sintéticas internas que presentan una distribución variable con rumbos NE-SW, ENE-WSW y NNW-SSE (anexo I y fig. 6.13), indicarían un modelo de tipo dominó (Schlische, 1991). Es importante destacar que hacia el borde de menor acomodación del hemigraben, en el área del Cerro Corona, se identificó una geometría sinforme longitudinal a las fallas presentes (fig. 6.5), la cual podría representar una variación de la acomodación sobre el rumbo (Schlische y Anders, 1996), explicándose más probablemente con un modelo de tipo de falla de crecimiento (Schlische, 1991). La relación geométrica que los diferentes dominios de fallas del depocentro guardan con el relleno, indica que las mismas actuaron al mismo tiempo. La orientación de las fallas es coincidente con las fábricas encontradas por otros autores para el basamento de la región (fig. 6.14), quienes señalaron orientaciones NE-SW, E-W y NW-SW (Varela *et al.*, 1991). Teniendo en cuenta que el depocentro de Piedra del Águila presenta la misma orientación que el de Sañicó, en conjunto ambos definirían un rift oblicuo probablemente controlado por las anisotropías del basamento (Morley, 1999b). Rifts controlados por la fábrica del basamento fueron descritos por otros autores (Morley, 1999a; Morley, 1999b; Morley, 1999c; Moustafa, 2002; Morley, 2004) para diferentes cuencas del mundo (p.e. Rift de Tailandia, Rift de Suez, Rift del Este Africano). La misma mecánica de rifting fue propuesta recientemente por algunos autores para algunos depocentros del norte de la Cuenca Neuquina

Controles estructurales

▶ Depocentro de Sañicó



▶ Depocentro de la Pintada



▶ Depocentro de Piedra del Águila

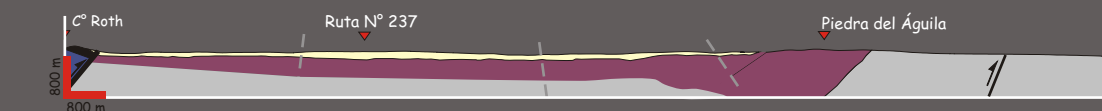
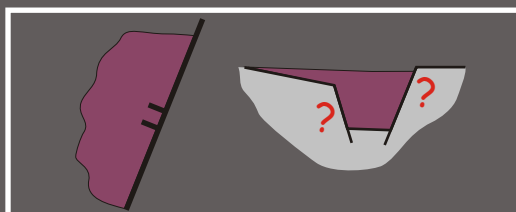
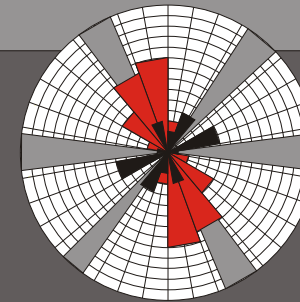
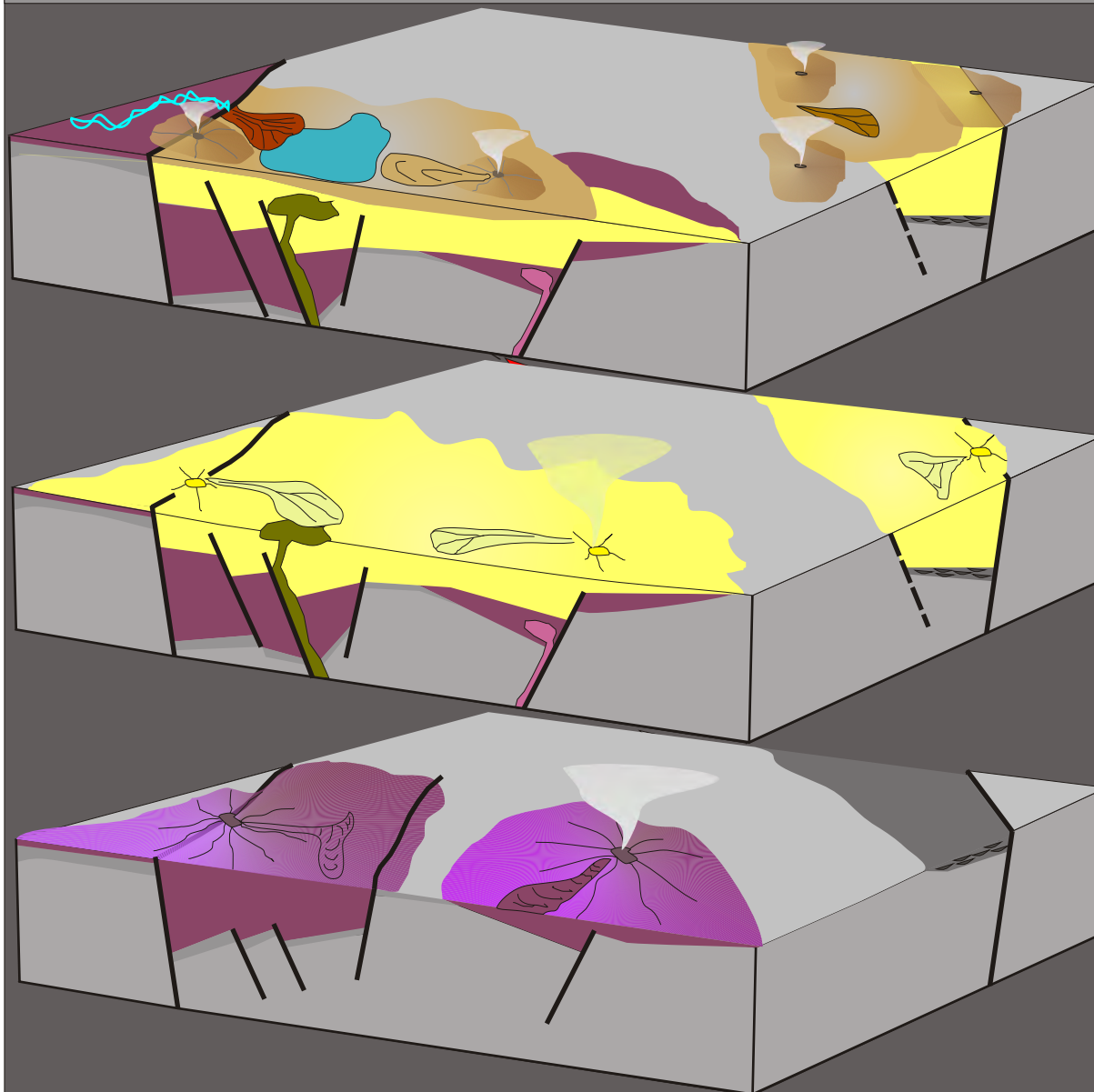


Figura 6.13. Controles estructurales en la generación de espacio de acomodación.

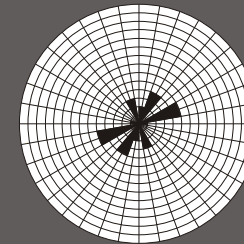
(Giambiagi *et al.*, 2008a; Giambiagi *et al.*, 2008b). Es importante destacar que el modelo estructural presentado en este trabajo no coincide con el propuesto por Gulisano y Pando (1981), quienes sugirieron un solo depocentro para toda la región, con una falla de borde posicionada en las cercanías de la localidad de Piedra del Águila, con rumbo N-S y polaridad hacia el oeste. De acuerdo al análisis realizado en este trabajo no existe ninguna evidencia que soporte la existencia de esa estructura en el sentido que le dan esos autores.

El estilo estructural de las cuencas de rift es controlado por la estructura térmica de la corteza y el manto, por la cantidad de extensión y las variaciones en su dirección, por el modelo de rift y por el tipo de litosfera (Morley, 1999a; Morley, 2004; Ziegler y Cloetingh, 2004). En el presente trabajo no se ha avanzado en los datos necesarios para dilucidar las causas dinámicas y cinemáticas del estilo estructural. Aunque las observaciones con las que se cuenta presentan poco rigor, es interesante destacar que el inicio del ciclo magmático Precuyano (UTS II), podría haber sido una causa fundamental de la reorganización de la cuenca. El impacto del magmatismo en la organización de un rift ha sido considerado como un factor de primer orden por diferentes autores (Ziegler y Cloetingh, 2004; Buck, 2004). Respecto a los indicadores cinemáticos, los mismos deben ser considerados con precaución. En general se cuenta con mediciones de rumbo y minoritariamente de inclinación de fallas, sin conservarse indicadores del sentido de movimiento (fig. 6.14). Algunos autores señalaron que la intrusión de diques en zonas tectónicamente activas, se orienta preferentemente en forma perpendicular a la dirección del esfuerzo principal mínimo σ_3 (Marinoni y Gudmundson, 2000; Anchochea *et al.*, 2008). El sistema de diques observado en el depocentro de Sañicó con una orientación longitudinal NW-SE, que conforma un *set* conjugado sintético-antitético a las fallas del borde sureste del depocentro (fig. 6.14), es el único indicador probable de la dirección de máxima elongación con que se cuenta. La cantidad de datos obtenidos para el depocentro de la Pintada no permite siquiera hacer una estimación local. Es importante destacar que la dirección de máxima elongación NE-SW obtenida a partir del sistema de diques, es similar a la propuesta recientemente para la mayoría de los depocentros del sector norte de la cuenca (Giambiagi *et al.*, 2008a; Giambiagi *et al.*, 2008b; Giambiagi *et al.*, 2008c, Cristalini, 2009). De ser correcta esta dirección para el segundo evento de sinrift, la relación que ésta guarda con los elementos estructurales definidos para los depocentros de Sañicó y Piedra del Águila, de orientación NE-SW, ENE-WSW y NNW-SSE, habría producido un escenario de deformación mixta (extensional-transtensiva). Otra posibilidad, es que, como producto del control que ejercen las estructuras del basamento, la dirección de máxima elongación se haya apartado de la dirección regional y los datos con los que se cuenta podrían estar indicando sólo una dirección de máxima elongación local. Es conveniente destacar que en los últimos años otros depocentros transversales o casi transversales a la dirección NE-SW propuesta, fueron citados para la cuenca

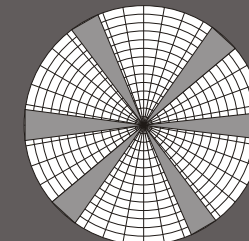
Controles estructurales



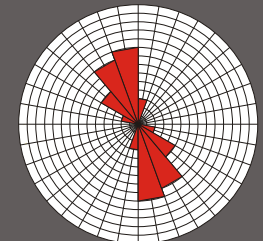
Patrón complejo de estructuras principalmente controladas por las anisotropías del basamento



Rumbo de fallas de media y gran escala (n° = 15)



Fábricas del basamento (Varela et al., 1991)



Rumbo de diques emplazados en el relleno (n° = 28)

- Control por parte de las estructuras heredadas de la litosfera desarrollando rifting oblicuo.
- Control del espacio de acomodación por subsidencia tectónica y volcano-tectónica asimétrica.
- Fallas de diferentes orientaciones que actúan de manera sincrónica.
- Control en la ubicación y desarrollo de los aparatos volcánicos por parte de las estructuras.
- Control en la polaridad de los ambientes sedimentarios.

Fig 6.14

Figura 6.14. Controles estructurales y litosféricos en la orientación de los depocentros identificados para Ciclo Precuyano.

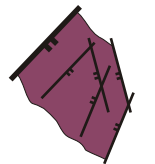
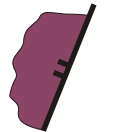
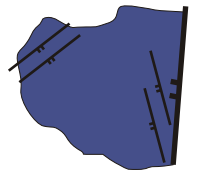
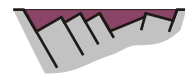
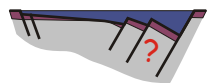
- depocentro de Chacaico (Franzese *et al.*, 2007) y depocentro de Sierra de Reyes y Cara Cura (Giambiagi *et al.*, 2008a; Giambiagi *et al.*, 2008b).

Procesando de manera conjunta la orientación, polaridad y el estilo estructural, simultáneamente con el orden cronológico, los depocentros que acomodan a la UTS II (Sañicó y Piedra del Águila) conformarían hemigrábenes volcánicos de rumbos NE-SW-con polaridades opuestas, desplazados en el rumbo (fig 6.15). El depocentro de la Pintada que acomoda la UTS III, se habría desarrollado como un hemigraben de rumbo N-S, con polaridad hacia el W que cortó en parte a las estructuras anteriores (fig 6.15).

Los controles tectónicos no sólo tienen influencia en el estilo estructural de los depocentros de una cuenca, sino también ejercen un control fundamental sobre los sitios de ascenso magmático y el tipo de volcanismo (Abebe *et al.*, 2007; Spinks *et al.*, 2005; Cassidy *et al.*, 2009), el tipo y polaridad de los ambientes sedimentarios (Schlische, 1991; Morley, 1995; Gawthorpe y Leeder, 2000) y el cambio relativo del nivel mar a escala local dentro de un depocentro (Gawthorpe *et al.*, 2003; Young *et al.*, 2003; Jackson *et al.*, 2005). Todos estos controles se ponen de manifiesto y actuaron durante el desarrollo del Ciclo Precuyano (UTS II) y el inicio del Cuyano (UTS III) del área de estudio. La relación entre las estructuras y el volcanismo queda evidenciada en el sistema de diques longitudinal que se desarrolla como fracturas sintéticas y antitéticas a las fallas ubicadas hacia el borde sureste del depocentro de Sañicó (fig. 4.13 y 6.14). Asimismo, la vinculación entre las fracturas y cuerpos volcánicos satélites también puede ser notada en este depocentro, por el desarrollo de criptodomas riodacíticos y domos andesíticos relacionados a las fallas internas al depocentro (fig. 4.8 y 4.15). El control en el ascenso y tipo de volcanismo también se registra en la sección media de los hemigrábenes volcánicos de Sañicó y Piedra del Águila, donde los elementos estructurales de la extensión controlaron la acomodación durante el desarrollo de depresiones volcano-tectónicas (fig. 4. 21, 4.23, 6.5, 6.6 y 6.4). En este sentido, las zonas de mayor extensión facilitarían el ascenso y la reserva de grandes volúmenes de magmas y la producción de conductos emisores (Spinks *et al.*, 2005).

El control tectónico también se puede apreciar en el desarrollo de los paleoambientes ampliamente relacionados al volcanismo, como en la organización de los ambientes sedimentarios. Para la sección inferior del depocentro de Sañicó la distribución de las facies sedimentarias, volcánicas y los datos de paleocorrientes y ejes de paleodepresiones indican una polaridad proximal-distal de los aparatos volcánicos compuestos hacia adentro del depocentro (fig. 6.5 y 6.9). Las fallas no sólo controlaron el espacio de acomodación y facilitaron el ascenso del magma que habría dado origen a los aparatos, sino también, el colapso de éstos, evidenciado por la distribución de las facies de avalanchas de detritos (fig. 6.5). Modelos análogos de

Controles estructurales

	Depocentro de Sañicó	Depocentro de Piedra del Águila	Depocentro de la Pintada
Estructuras mayores	Orientación NE - SO y NNE - SSO	Aflora NE - SO	N - S
Estructuras menores	Fallas normales oblicuas y paralelas a las estructuras de borde. Bloques internos con geometría romboidal	Sin estructuras visibles	Estructuras internas oblicuas
Largo	9 Km aflorantes	10 Km aflorantes	30 Km aflorantes
Ancho	27 Km	2,5 Km aflorantes	20 Km
Espesor máximo	1850 m	1310 m	< 500 m
Espesor mínimo	0 m	500 m	0 m
Tipo de relleno	Volcánico y piroclástico con sistemas aluviales asociados	Volcánico y unidades piroclásticas de gran espesor con desarrollo de sistemas aluviales hacia el tope de la sucesión	Sedimentario marino somero a profundo, con participación de unidades piroclásticas en el comienzo
Vista en planta			
Sección transversal			

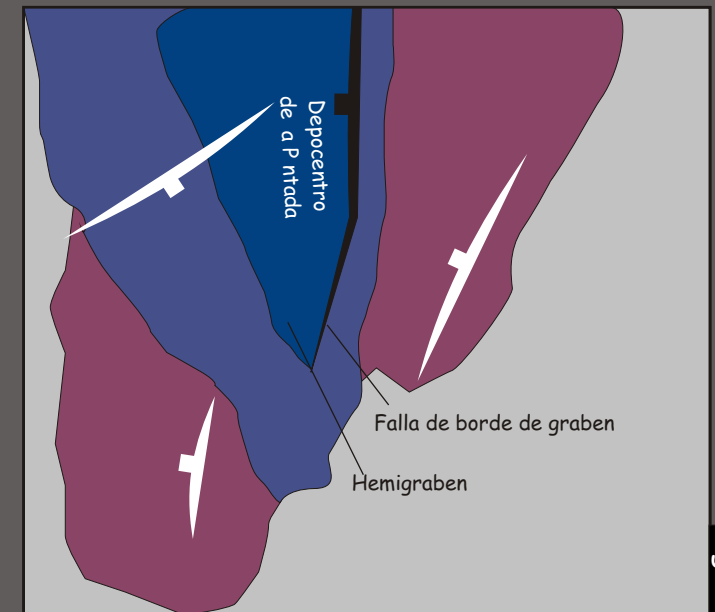
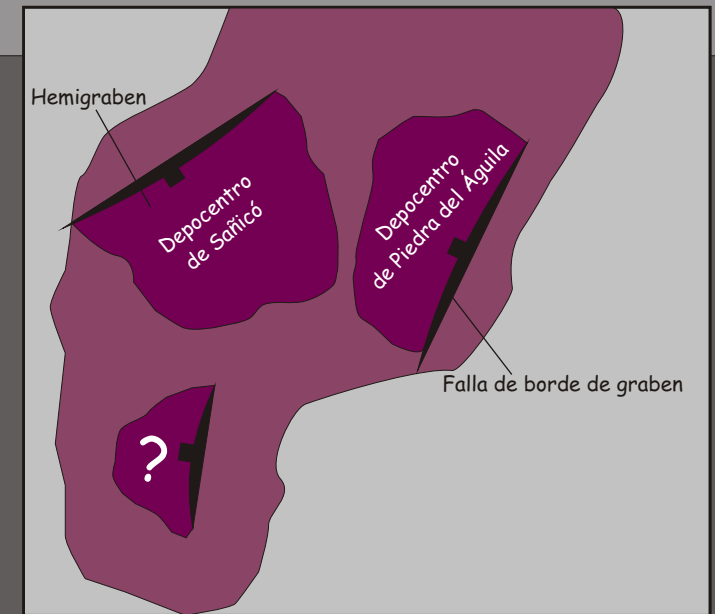


Figura 6.15. Resumen de las características de los depocentros identificados para el área de estudio y su relación espacial.

colapso de construcciones volcánicas relacionadas a estructuras extensionales, recientemente realizados, apoyan esta condición (Wooler *et al.*, 2009). El control tectónico también se pone de manifiesto en la distribución de los ambientes sedimentarios organizados desarrollados hacia el tope de la sección superior de la UTS II y el inicio de la UTS III en el depocentro de Sañicó (fig. 6.5 y 6.11). Asociados a la falla que limita el depocentro se desarrollaron deltas de grano grueso (fig. 4.34 y 6.11) y deltas de grano fino transversales (fig. 4.35 y 6.12), adosados al borde. Para el tope de la UTS II la entrada de los sedimentos transversal al depocentro habría facilitado el posicionamiento de ambientes lacustres hacia áreas centrales (fig. 4.34 y 6.11).

Finalmente, el efecto tectónico del control del nivel relativo del mar, se puede apreciar en un perfil transversal al depocentro de Sañicó para el inicio de la UTS III (Ciclo Cuyano) (fig. 6.7). Hacia la falla de borde, la generación de espacio de acomodación albergó una sucesión deltaica de grano fino, la cual se presenta por encima y por debajo de unidades carbonáticas (fig. 6.7). Hacia el borde opuesto del depocentro se generó una sucesión carbonática de ambiente marino somero que representaría una sucesión condensada (fig. 5.4) análoga a la observada en otras localidades de la Cuenca Neuquina - Fm. Chachil - (Legarreta y Uliana, 1996; Burgues, 2000). Esta situación denotaría que mientras se generaba espacio y aporte en condiciones agradacionales en el borde noreste del depocentro, probablemente con el desarrollo de ciclos de alta frecuencia (relacionados a los tramos carbonáticos), en el borde suroeste se generaron secuencias delgadas carbonáticas, controladas por una ubicación paleogeográfica que restringió considerablemente el aporte de materiales silicoclásticos.

6.2.2.2) Los controles volcánicos

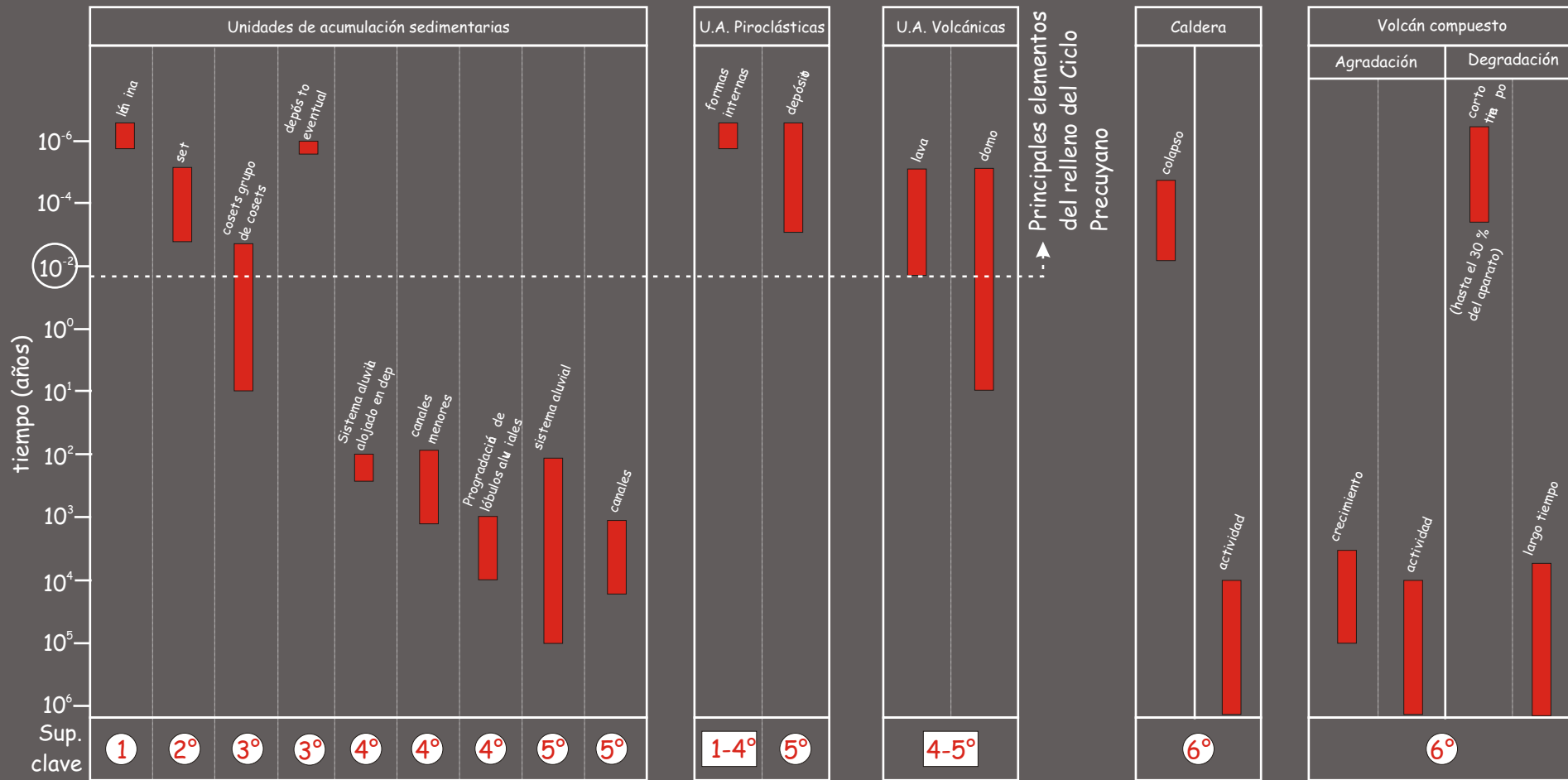
Históricamente el Precuyano fue definido como un ciclo ampliamente dominado por el volcanismo (Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Riccardi y Gulisano, 1990). La actividad volcánica eventual también fue registrada para el inicio del Ciclo Cuyano en otros sitios de la cuenca (Suárez y de la Cruz, 1997; Gómez-Pérez, 2003; Llambías *et al.*, 2007). El volcanismo comprende la expresión superficial de un sistema magmático complejo, el cual generalmente no se presenta de manera aislada (Cas y Wright, 1987). Genera aparatos volcánicos agradacionales o excavacionales (Sigurdsson, 2000); modifica el relieve y los gradientes de una región (Smith, 1991, Thouret, 1999); rompe el equilibrio entre la tectónica, el clima y la naturaleza de las zonas de aporte (*bedrock*) y la tasa de aporte en las cuencas sedimentarias, originando gran suministro de materiales terrígenos intracuencales volcanoclasticos en cortos periodos de tiempo (Reading y Level, 2002); modifica la cobertura vegetal (Smith, 1991; Orton, 2002); provoca sismos y áreas con intensa actividad hidrotermal que pueden disminuir la estabilidad del terreno (Orton, 2002). Dadas las características de los procesos, su duración es difícil de medir, en contraposición con las sucesiones sedimentarias

(Németh y Ulrike, 2007). Además el volcanismo puede modificar los esfuerzos y los patrones de fallas (van Wyk de Vries y Merle, 1996; van Wyk de Vries y Matela, 1998), modificar la estructura térmica de la litosfera, produciendo una relación positiva con los procesos extensionales y aumentar la subsidencia (Buck, 2004). Por último, las características litogeoquímicas del magmatismo pueden representar la impronta de procesos litosféricos particulares acaecidos en un determinado ambiente geodinámico. Los resultados del presente trabajo indican que son numerosos los controles que ejerce el volcanismo dentro del Ciclo Precuyano y la base del Ciclo Cuyano. El control por parte de los tipos de aparatos volcánicos puede ser notado en la diferencia de distribución areal entre la sección inferior del depocentro de Sañicó, asociada al desarrollo de volcanes compuestos andesíticos, y la sección media del depocentro de Sañicó y Piedra del Águila, atribuida a una depresión volcano-tectónica (fig. 6.5 y 6.8). La sección inferior del depocentro de Sañicó, al generar construcciones volcánicas agradacionales, se distribuye ampliamente por fuera de los límites del depocentro (fig. 6.4), mientras que la sección media de ambos depocentros, generada como un aparato excavacional, sólo encuentra preservación en las áreas depocentrales (fig. 6.4). La naturaleza de estos dos tipos contrastantes de aparatos volcánicos poligenéticos, también se expresa en el relieve, gradiente y tipo de ambientes sedimentarios desarrollados. Los volcanes compuestos habrían generado construcciones elevadas, en tanto que la naturaleza primariamente efusiva genera el predominio de materiales gruesos (Németh y Ulrike, 2007). En este marco, los periodos degradacionales de corta vida y larga vida (Thouret, 1999; Davidson y De Silva, 2000) estuvieron controlados por materiales mayoritariamente gruesos, representativos de condiciones de alto gradiente -avalanchas de detritos y flujos detritos- (Blair y Mc Pherson, 1994). Las depresiones volcano-tectónicas se generaron excavacionalmente aprovechando las estructuras previas. El relleno súbito de estos aparatos genera anegamiento del espacio de acomodación y, la naturaleza explosiva, gran cantidad de material volcanoclástico de granulometría psamítica (Németh y Ulrike, 2007). En este escenario los sistemas intereruptivos se generan bajo la dominación de materiales tobáceos, mientras que el tipo de material y el escaso desnivel fomentan sistemas aluviales de bajo gradiente, dominados por flujos hiperconcentrados de sedimentos (Smith, 1986; Smith y Lowe, 1991; Blair y Mc Pherson, 1994). Más allá de las diferencias genéticas entre los dos tipos de aparatos volcánicos, la relación geométrica del relleno primario y secundario, conjuntamente con los tipos de ambientes sedimentarios desarrollados, indicarían condiciones de sobrerrelleno de los depocentros (Schlische, 1991). Una condición diferente se observa en la sección superior de la UTS II (Ciclo Precuyano) del depocentro de Sañicó, donde una disminución del volcanismo habría favorecido una mayor organización de los ambientes sedimentarios, generándose ambientes deltaicos de grano grueso y sistemas lacustres. La influencia del volcanismo, aunque local, eventualmente también puede

ser observada en el inicio del Ciclo Cuyano. El sistema de delta de grano fino presenta depósitos de flujos eventuales dominados por materiales tobáceos y pumíceos (fig. 4.35), los cuales podrían ser coincidentes a los esperados en la redepositación subácua de unidades piroclásticas primarias (Allen y Freundt, 2006). Es importante destacar que por arriba de esta unidad sobreyace una unidad piroclástica primaria, interpretada como subácua (fig. 4.26) en función de su control estratigráfico. Esto indica que la actividad volcánica que caracteriza al ciclo magmático Precuyano, a pesar de mermar abruptamente, como es de esperar, tiene representación en la base del Ciclo Cuyano.

Como fuera oportunamente mencionado, el tiempo es un factor difícil de evaluar en las sucesiones volcánicas antiguas. La naturaleza tan disímil de los procesos volcánicos y piroclásticos y la preponderancia de depósitos eventuales de flujos gravitatorios de sedimentos, hacen que las superficies identificadas en estas secuencias sólo se puedan comparar desde el punto de vista físico - véase apartados anteriores - (Németh y Ulrike, 2007). A diferencia de los ambientes sedimentarios, las superficies identificadas en los principales productos desarrollados en los ambientes volcánicos, generalmente presentan diferentes órdenes temporales de magnitud. La figura 6.16 compara los distintos tiempos que involucran los principales procesos identificados para el Ciclo Precuyano (lávicos, piroclásticos y sedimentarios), los cuales fueron tomados de contribuciones realizadas en ambientes sedimentarios y volcánicos actuales (Palmer, 1993; Thouret, 1999; Kilburn, 2000; Cioni *et al.*, 2000; Lipman, 2000; Davidson y De Silva, 2000; Orton, 2002; Branney y Kokelaar, 2002; Zancheta *et al.*, 2004; Miall, 2006; Németh y Ulrike, 2007). En esta figura se puede apreciar el contraste que hay entre los principales elementos volcánicos y piroclásticos que modelaron el paisaje precuyano y los sedimentarios. Los ambientes volcánicos del Ciclo Precuyano podrían haberse mantenido en actividad por un tiempo de hasta 1 ma (alrededor del 25% de la duración del ciclo), mientras que la depositación eventual de los principales productos se habría desarrollado en un lapso menor a los 10 días. Esta condición se evidencia en la sección DS-1 y DS-2 del depocentro de Sañicó, donde se manifiestan cortos periodos agradacionales dominados por la actividad volcánica, seguidos de etapas de inactividad. La pausa en el volcanismo puede ser interpretada por la geometría planar de la superficie de 6° orden que separa la sección DS-1 de la sección DS-2 (fig. 6.3), indicándose un largo periodo degradacional de los aparatos volcánicos compuestos antes de la instauración de las depresiones volcano-tectónicas. Por el contrario, el lapso que involucra el desarrollo de ambientes sedimentarios organizados (p.e. sistemas de deltas de grano grueso, sistemas aluviales terminales), indica que éstos sólo pudieron haber tenido lugar mediante una merma del control extrínseco del volcanismo de entre 5000 y 50000 años, o superior a esta última, sugiriéndose que en los tramos superiores del ciclo precuyano comenzó a ser evidente la merma del volcanismo.

Controles volcánicos



Flujos eventuales: Avalanchas de detritos, flujo de detritos, flujos hiperconcentrados. Formas internas dentro de las corrientes piroclásticas: láminas, estratificación, estratificación entrecruzada a pequeña y gran escala.

Lapsos de los procesos tomados de: Palmer, 1993; Thouret, 1999; Kilburn, 2000; Cioni et al., 2000; Lipman, 2000; Davidson y De Silva, 2000; Orton, 2002; Branney y Kokelaar, 2002; Zancheta et al., 2004; Miall, 2006; Németh y Ulrike, 2007.

Figura 6.16. Esquema cronológico de las unidades halladas para el Ciclo Precuyano contrastadas con los lapsos depositacionales ocurridos en ambientes volcánicos y sedimentarios actuales.

epiclásticas de procedencia volcánica en estadios de diagénesis temprana. Estas observaciones coinciden con los tipos de fábricas post-depositacionales, donde los empaquetamientos se desarrollan con contactos generalmente tangenciales o rectos y minoritariamente flotantes y cóncavo-convexos, evidenciando poco sepultamiento (Scasso y Limarino, 1997).

El modelo petrogenético para el Ciclo Precuyano puede ser evaluado desde dos puntos de vista diferentes: la relación volcanismo-zona de aporte magmático superficial y la relación magma-fuente de origen. Referente a la relación entre el volcanismo y las zonas de aporte magmático, en muchas cuencas de rift, debido a su naturaleza extensional y al fuerte adelgazamiento cortical, se registran materiales magmáticos de diferentes fuentes, provenientes de las zonas de generación, sin presentar prácticamente residencia en la corteza (Best y Chirstiansen, 2000). En el presente trabajo son muchas las evidencias para sustentar que el magmatismo precuyano estuvo relacionado a cámaras magmáticas superficiales multinyectadas, donde se consolidaron parte de los procesos MASH - *melting asimilation storage and homogenization* - (fig. 6.17) (Best y Chirstiansen, 2000; Marsh, 2000). Entre éstos se destacan:

- La presencia de aparatos volcánicos poligenéticos agradacionales y degradacionales (Sigurdsson, 2000) relacionados a rocas de un rango composicional continuo entre andesitas basálticas a riódacíticas (fig. 6.17), con diagramas de variación y patrones de los elementos mayoritarios y trazas consistentes con rocas comagmáticas (Best y Christiansen, 2000) (fig. 6.17).
- El desarrollo de depresiones volcano-tectónicas, con cámaras magmáticas superficiales, habría involucrado un mecanismo de ascenso de *stopping*, el cual habría ayudado al mayor tiempo de permanencia de los magmas en la corteza, favoreciendo la diferenciación (Best y Christiansen, 2000).
- El desarrollo de texturas desde microporfíricas, porfíricas, hasta seriadas con 45% de abundancia de fenocristales, indican una historia de enfriamiento lenta del líquido magmático, donde los cristales nucleados crecen bajo “dominios de enfriamiento plutónico” en el seno una cámara magmática (Best y Christiansen, 2000). La variación en la cantidad de fenocristales sugiere la extracción de diferentes sitios de una cámara magmática estabilizada (zona de suspensión, zona de captura y zona de *mush*) (fig. 6.17) (Marsh, 2000).
- Las variaciones composicionales recurrentes, hacia rocas volcánicas menos evolucionadas de gran expresión volumétrica dentro del relleno, indicarían reinyección de las cámaras magmáticas o cámaras magmáticas diferentes (Best y Christiansen, 2000).

Tal como se ha manifestado en el capítulo 3, las rocas del Precuyano se hallan parcialmente alteradas. La alteración registrada para los depósitos del Ciclo Precuyano es de diferente naturaleza: a) relacionada a procesos hidrotermales asociados al volcanismo efusivo, b) vinculada a procesos deutéricos acaecidos en los estadios postdepositacionales de las unidades volcánicas ácidas y piroclásticas de gran distribución areal y c) asociada a procesos diagenéticos. La alteración hidrotermal se manifiesta particularmente en la sección inferior del depocentro de Sañicó, en las proximidades de las zonas de fracturas y conductos de emisión del volcanismo efusivo. Se muestra de manera no penetrativa y habría sido generada por soluciones a altas presiones que generaron fracturas hidráulicas y pseudobrechas (fig. 4.10). Exceptuando las zonas de fracturas, donde se pueden presentar de manera avanzada, los grados de alteración van desde débiles a moderados (*sensu Gifkins et al., 2005*), destacándose la alteración clorítica-sericítica y encontrándose de manera eventual alteración potásica, carbonática y silícica. La alteración deutérica está controlada por los procesos postemplazamiento desarrollados a alta temperatura (Best y Chirstiansen, 2000). La alteración silícea penetrativa sólo fue encontrada en los domos riódacíticos, coladas riódacíticas e ignimbritas de gran distribución areal (fig. 4.15, 4.16, 4.20, 4.22 y 4.24). Estas características evidencian que la alteración estuvo controlada primariamente por la composición original de los materiales. Las texturas y distribución hallada en las unidades volcánicas indican que fue de manera penetrativa, relacionada tanto a procesos de desvitrificación, como de alteración de soluciones acuosas (Mc Phie et al., 1993; Gifkins et al., 2005). La alteración deutérica encontrada en las unidades piroclásticas es común en este tipo de depósitos (Streck y Grunder 1995; Mc Arthur et al., 1998; Quane y Russel, 2005), registrándose dos tipos de patrones: a) unidades afectadas en la base por alteración sericítica-clorítica y hacia el tope por alteración en fase vapor (fig. 4.20), en ocasiones desarrollando estructuras de desvitrificación a alta temperatura (fig. 4.24) y b) unidades casi en su totalidad afectadas por alteración en fase vapor (fig. 4.22). No obstante, no se descarta que en este tipo de alteración no hayan participado soluciones acuosas provenientes del sustrato (Cas y Wright, 1987; Wilson, 1993; Mc Phie et al., 1993). La alteración diagenética puede percibirse tanto en las unidades lávicas y piroclásticas como en las sedimentarias. En las unidades lávicas, cuando las asociaciones de minerales de alteración se encuentran en condiciones incipientes, pueden ser características de alteración diagenética (Gifkins et al., 2005). Las unidades de corrientes piroclásticas de escaso volumen muestran una asociación de argilominerales, filosilicatos y óxidos y *fiammes* alineados perpendicularmente a la máxima dirección de deformación por compactación (fig. 4.19), rasgos que según algunos autores (Mc Phie et al., 1993; Gifkins et al., 2004; Gifkins et al., 2005) indicarían este tipo de alteración. En las rocas epiclásticas, los diferentes tipos de cementos (silíceos, clorita-esmectita y ferruginosos) son típicos de rocas

Controles volcánicos

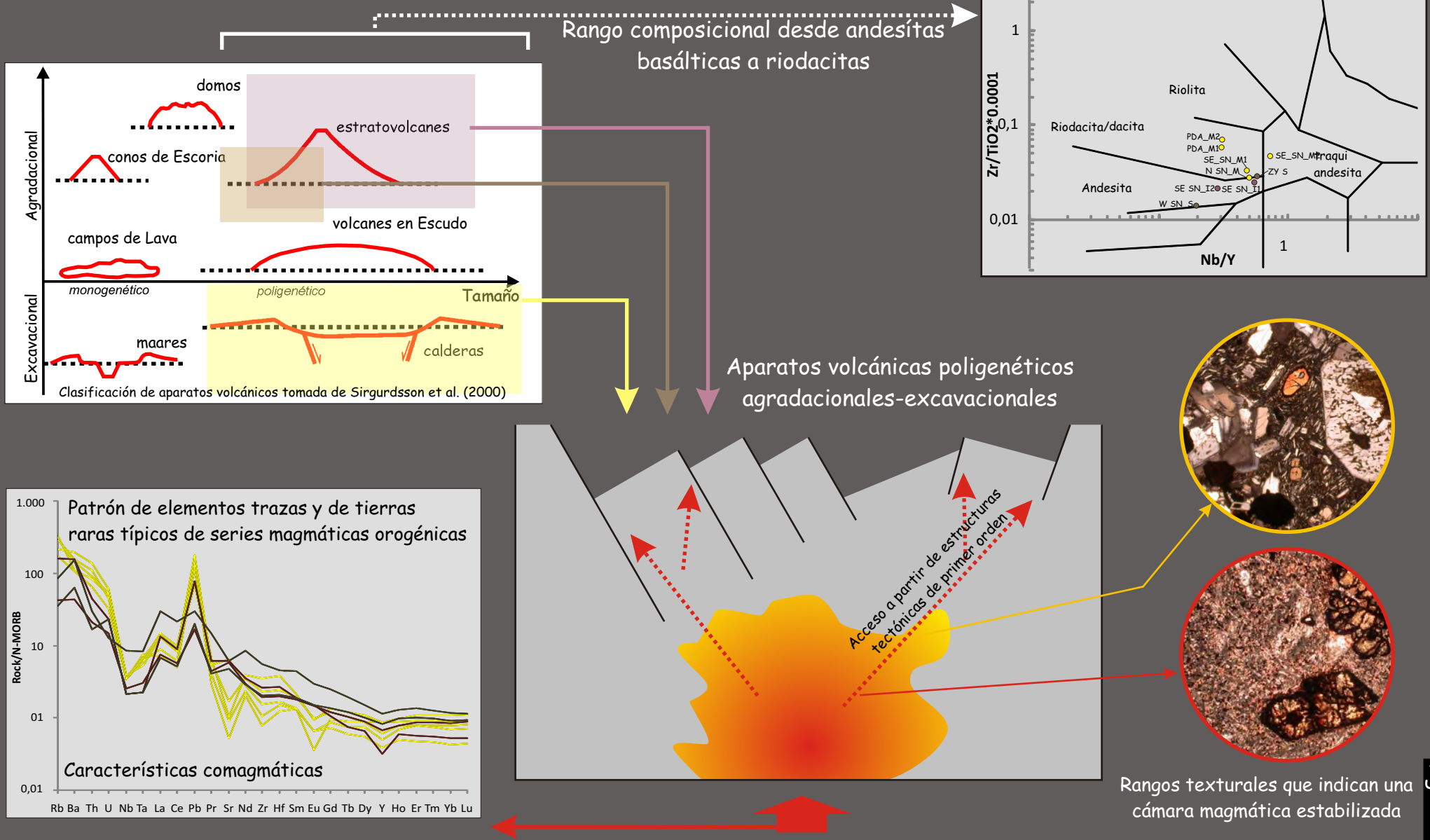


Figura 6.17. Modelo conceptual petrogenético para el Ciclo Precuayano: volcánismo-área de aporte y área de aporte-área fuente.

Los altos valores de elementos no conservativos (LIL y LREE) y bajos valores de elementos conservativos (HFS y HREE) obtenidos en este trabajo (fig. 3.70 y 3.71) permitieron asociar el magmatismo del Ciclo Precuyano a una fuente con participación de fluidos (Pearce y Peate, 1995), ocurridos posiblemente en un ambiente geodinámico orogénico relacionado a procesos de subducción-deshidratación de la placa y metasomatismo (Pearce, 1982; Pearce, 1984; Gorton y Schandl, 2000). Las similitudes de las rocas del Ciclo Precuyano con las series magmáticas orogénicas son numerosas, entre ellas se pueden destacar: la amplia variación de rocas, desde andesitas basálticas a riolacítas, con un abundancia en los exponentes intermedios; la tendencia subalcalina calcoalcalina y el enriquecimiento en elementos litófilos (Best y Christiansen, 2000). La relación promedio de Th/Yb de las rocas del Precuyano otorga valores de 12, típicos de orógenos continentales activos (fig. 3.69) (Gorton y Schandl, 2000), habiéndose encontrado en algunas muestras (ZY-S,W-SN-S y SE-SN-II; véase fig. 3.70 y 3.71) una tendencia hacia ambientes de intraplaca (fig. 3.69). Es importante destacar que recientemente diferentes autores han mencionado el carácter calcoalcalino, con características de series orogénicas para las sucesiones precuyanas en diferentes sectores de la cuenca -depocentro de Cordillera del Viento (Llambías *et al.*, 2007), en el ámbito de la dorsal de Huincul (Bemúdez *et al.*, 2002; Schiuma y Llambías, 2008), depocentro de Chachil (Muravchik, 2009) -.

La vinculación magma-fuente de origen no puede ser evaluada sólo con los datos obtenidos en el área de estudio, sino que también se debe tener en cuenta el contexto geodinámico regional, tanto durante el Triásico Superior - Jurásico Inferior, como de los estadios previos al desarrollo de la cuenca que controlaron la estructura térmica, mecánica y composicional de la litosfera. En este sentido, a partir del Pérmico Superior-Triásico Inferior el colapso del orógeno paleozoico superior o la transición a un segmento de subducción lenta, habrían gobernado el marco geodinámico del margen occidental de Gondwana (Ramos, 2009). Las propuestas sobre los factores que habrían dado origen a las cubetas Triásico-Jurásicas del margen suroccidental de Gondwana son numerosas y todavía distan de conformar un panorama conciso (Legarreta y Uliana, 1996; Spalletti, 1999; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003; Mpodozis y Ramos, 2008; Ramos, 2009). Para evaluar las características litogeoquímicas del Ciclo Precuyano es preciso utilizar un modelo que permita explicar la ausencia de volcanismo y sedimentación durante el Triásico Inferior y el Triásico Superior medio y la repentina aparición de un volcanismo calcoalcalino con características de arco. Algunos autores asocian el hiato depositacional y magmático al tiempo que habría durado la debilitación de la litosfera del orógeno (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003). Posteriormente, el colapso orogénico, desarrollado en el marco de una subducción lenta o no subducción, habría dado origen a un conjunto de depocentros aislados (Sañicó, Piedra del Águila, Chacaico,

Chachil, entre muchos otros) relacionados a un magmatismo con características de arco (Ciclo Precuyano), asociado a una litosfera metasomatizada. Es importante destacar que un caso similar fue registrado en la evolución del margen de baja California, donde la compleja transición de un régimen de tipo subductivo a uno transcurrente, asociado con el desarrollo de cuencas extensionales durante el Neógeno, ha generado como resultado un magmatismo de postsubducción y de sinrift con la impronta de las series orogénicas (Mora-Klepeis y McDowell, 2005; Negrete-Aranda y Cañon-Tapia, 2008). Por último, como fuera oportunamente mencionado, el lineamiento Río Limay ha sido considerado un elemento estructural de segmentación preandina, desarrollándose al sur de éste un segmento con subducción activa durante el Triásico Superior y el Jurásico Inferior (Franzese y Spalletti, 2001). Al sur del Río Limay aflora un conjunto de volcanitas Triásico-Jurásicas - Formación Los Menucos (Tr Sup) y Fm. Garamilla (J Inf) - con conspicuas semejanzas con las rocas del Ciclo Precuyano (Coira, 1979; Cucchi *et al.*, 1998; Franzese *et al.*, 2002; Lema *et al.*, 2008). A su vez, en esta área también se han identificado batolitos con afinidades de arco para el Triásico Superior y Jurásico Inferior (Rapela y Pankhurst, 1992; Rapela *et al.*, 2005). La similitud litológica y composicional de las rocas que componen al Ciclo Precuyano con las desarrolladas en el ámbito del Macizo Norpatagónico es evidente. En el presente trabajo no se han recolectado los datos suficientes para avanzar en un modelo geodinámico que integre a las unidades presentadas en ambas provincias geológicas. De todas maneras, se presume que, con fuertes diacronismos, el marco magmático desarrollado hacia el margen occidental de Gondwana durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior, se podría haber manifestado en diferentes segmentos de margen protoandino, con diferente evolución tecto-estratigráfica.

A modo de corolario, se puede indicar que la evolución tecto-estratigráfica del margen sur de la Cuenca Neuquina resulta de la compleja interacción de fenómenos magmáticos, que inclusive superan los límites de la cuenca, y de fenómenos tectónicos acaecidos en diferentes segmentos del margen occidental de Gondwana. La evolución de las cubetas generadas en este escenario es compleja, con periodos de pasividad-actividad volcánica, reorganización de los depocentros y ambientes de índole continental y marino. Los controles que afectaron estas sucesiones fueron estructurales, volcánicos y eustáticos, y actuaron con diferente intensidad en las distintas etapas del rifting inicial de la cuenca (UTS I, UTS II y UTS III). En la figura 6.18 se presentan los diferentes controles identificados para las UTS II (Ciclo Precuyano) y UTS III (Ciclo Cuyano).

Controles sobre el Ciclo Precuyano y Cuyano en el área de Piedra de Águila y Sañicó

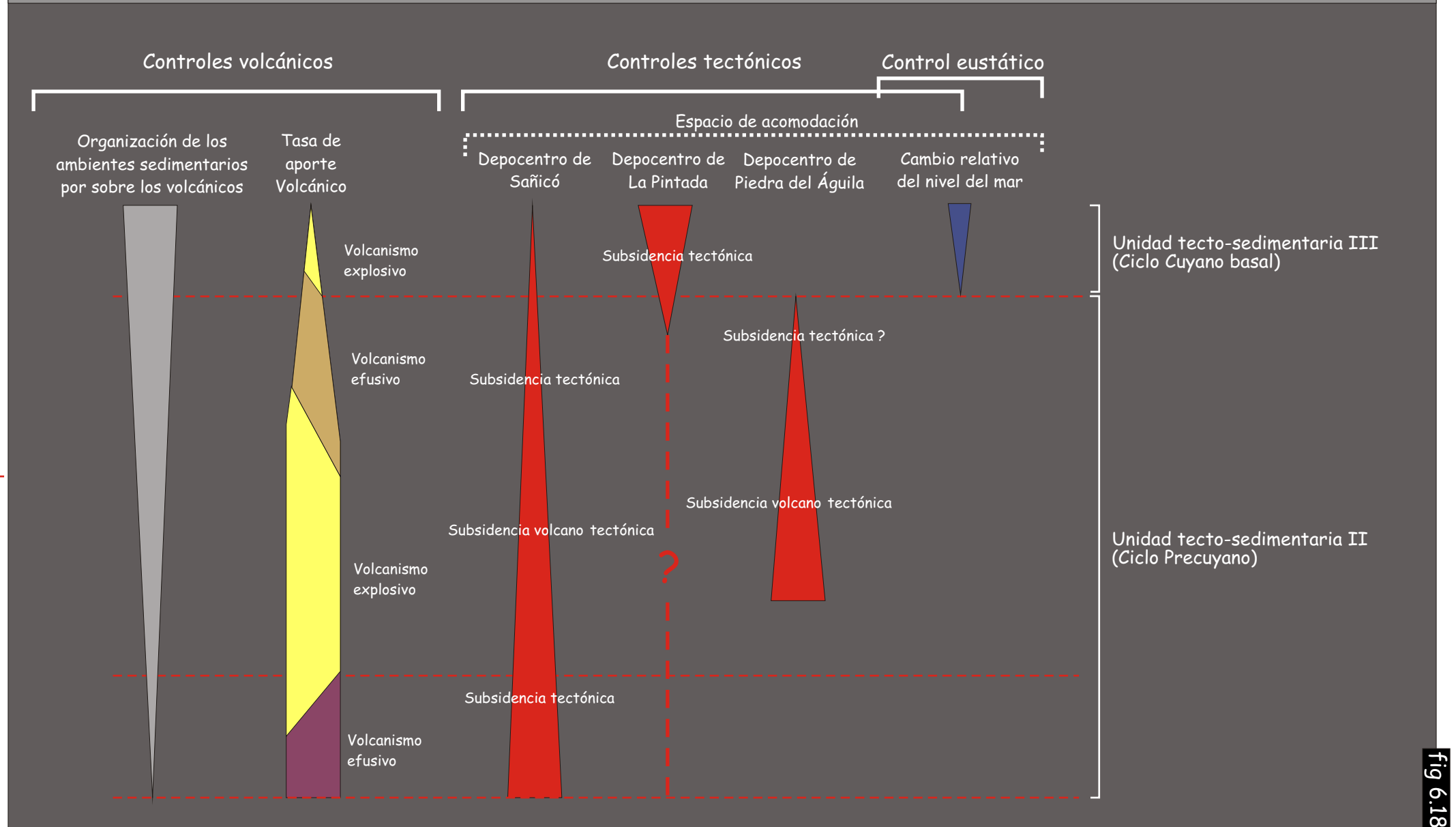


Figura 6.18. Resumen de los controles identificados para el relleno inicial Precuyano y Cuyano basal en el borde austral de la Cuenca Neuquina.

Capítulo 6 - Conclusiones

- En la zona de Sañicó y Piedra del Águila afloran depósitos continentales y marinos correspondientes a la etapa inicial Triásico Superior-Jurásico Inferior de la Cuenca Neuquina. En el presente estudio se constató que este relleno integrado por la Formación Paso Flores, el Ciclo Precuyano y el Cuyano, representa tres etapas claramente diferenciables en función de sus características genéticas y su distribución controlada por elementos estructurales disímiles.

- La evolución tecto-estratigráfica Triásico Superior-Jurásico Inferior del margen sur de la Cuenca Neuquina resulta de la compleja interacción entre fenómenos tectónicos y magmáticos.

- El análisis tecto-estratigráfico permitió identificar tres áreas depocentrales diferentes: 1) depocentro de Sañicó, 2) depocentro de la Pintada y 3) depocentro de Piedra del Águila. El depocentro de Sañicó corresponde a un hemigraben volcánico que posee una orientación NE-SW, polaridad hacia el sureste, limitado por fallas NE-SW y ENE. Está relleno principalmente por depósitos precuyanos y minoritariamente por depósitos del Ciclo Cuyano. El hemigraben de la Pintada presenta una orientación N-S y polaridad hacia el oeste y acomoda principalmente a depósitos del Ciclo Cuyano. El depocentro de Piedra del Águila fue definido como otro hemigraben volcánico de una orientación NE-SW, con polaridad hacia el noroeste y está relleno en su totalidad por depósitos precuyanos.

- La relación entre las diferentes unidades que componen el relleno inicial con los elementos estructurales, sumado a la identificación y jerarquización de superficies clave dentro del mismo, permitieron definir a la Formación Paso Flores y los Ciclos Precuyano y Cuyano como unidades tecto-sedimentarias asociadas a eventos tectónicos extensionales. La unidad tecto-sedimentaria I (UTS I), equivalente a la Formación Paso Flores, corresponde a un periodo rift continental caracterizado por ambientes sedimentarios desde aluviales hasta lacustres. La unidad tecto-sedimentaria II (UTS II), “Precuyana”, corresponde a una etapa de rift con una conspicua actividad magmática. La unidad tecto-sedimentaria III (UTS III), “Cuyana”, pertenece en su parte basal, al último periodo de sinrift del rifting inicial de la cuenca en el área austral de la misma. Este último evento se caracteriza por una reorganización total de las áreas de acomodación y una merma abrupta del volcanismo.

- La observación en detalle del relleno permitió definir un marco cronológico más preciso para las unidades tecto-sedimentarias identificadas. La UTS I corresponde a una secuencia de sinrift continental acotada al Triásico Superior medio a alto. La UTS II comenzó en el Sinemuriano y se habría extendido durante todo este piso. La UTS III representa el inicio

de un nuevo ciclo tectónico asociado a la disminución abrupta del volcanismo. La tectónica extensional se prolongó durante aproximadamente 30 ma, sin interrupciones mayores.

- En el área de estudio, el relleno inicial precuyano-cuyano de la cuenca se compone de rocas volcánicas, piroclásticas y sedimentarias epiclásticas y carbonáticas. La organización e interpretación del gran número de litofacies identificadas, se realizó mediante el modelo de facies. Esta metodología de análisis permitió la interpretación de los procesos depositacionales volcánicos, piroclásticos y sedimentarios. A su vez, se definieron diferentes tipos de alteración para los depósitos del Ciclo Precuyano: a) relacionada a procesos hidrotermales asociados al volcanismo efusivo, b) vinculada a procesos deutéricos acaecidos en los estadios postdepositacionales de las unidades volcánicas ácidas y piroclásticas de gran distribución areal y c) asociada a procesos diagenéticos. La alteración hidrotermal se manifiesta particularmente en la sección inferior del depocentro de Sañicó, en las proximidades de las zonas de fracturas y conductos de emisión del volcanismo efusivo. La alteración deutérica se pone de manifiesto en los estadios postdepositacionales de las unidades piroclásticas de gran volumen. La alteración diagenética puede percibirse tanto en las unidades lávicas y piroclásticas como en las sedimentarias. En las rocas epiclásticas el tipo de empaquetamiento y los diferentes tipos de cementos (silíceos, clorita-esmectita y ferruginosos) son típicos de rocas volcánicas en estadios de diagénesis temprana.

- Se identificaron unidades de acumulación volcánicas de conducto, diques, domos y coladas y coladas dómicas. Las unidades piroclásticas, fueron divididas en función de su depositación subácuea/subaérea y en de su distribución areal. Finalmente, entre las unidades sedimentarias reconocidas, se destacan: unidades epiclásticas volcanoclásticas, silicoclásticas y carbonáticas.

- El arreglo espacio-temporal de las unidades de acumulación, conjuntamente con las características genéticas, permitió la subdivisión del relleno en secciones, que representan estadios evolutivos. La caracterización paleoambiental y paleogeográfica del relleno precuyano-cuyano basal permitió definir diferentes tipos de ambientes sedimentarios o volcanosedimentarios: estratovolcanes en posición de borde del depocentro, depresiones volcanotectónicas, ambiente volcánico de bajo gradiente con sistemas sedimentarios asociados (aluviales, deltaicos de grano grueso/lacustre), fluviales de carga mixta, deltaicos de grano fino, marinos de costa afuera y marinos someros carbonáticos.

- El control tectónico sobre las sucesiones precuyanas y cuyanas fue identificado de diferente manera y escala: a) control en las áreas de acomodación b) control en la orientación de los depocentros por parte de las estructuras heredadas del basamento, c) control en la ubicación y polaridad de los ambientes volcanosedimentarios y sedimentarios y d) control del nivel relativo del mar.

- La expresión del volcanismo fue identificada tanto para el Ciclo Precuyano como para la base del Ciclo Cuyano. Su actividad afectó la naturaleza agradacional o excavacional de los aparatos volcánicos, el tipo y cantidad de materiales volcánicos y sedimentos ingresados a los depocentros. A su vez, durante los periodos intereruptivos, las características de la actividad previa tuvieron una influencia rotunda en el gradiente, tipo de materiales y procesos depositacionales de los periodos intereruptivos. Si se comparan los procesos y ambientes interpretados para el Ciclo Precuyano, con los lapsos establecidos para homólogos en ambientes actuales, se advierte la característica eventual e “instantánea” de los procesos volcánicos-piroclásticos.

- El modelo petrogenético para el Ciclo Precuyano fue evaluado desde dos puntos de vista: la relación volcanismo-zona de aporte magmático superficial y la relación magma-fuente de origen. Las características comagmática de las rocas del Ciclo Precuyano, la presencia de aparatos volcánicos vinculados a cámaras magmáticas superficiales, y los atributos texturales presentes, denotarían un sistema de cámaras magmáticas superficiales multinyectadas, donde se consolidaron parte de los procesos MASH (*melting assimilation storage and homogenization*). Los diagramas multielemento, de tierras raras y de discriminación, indican una fuente con participación de fluidos, relacionados a un ambiente geodinámico orogénico (procesos de subducción-deshidratación de la placa y metasomatismo). Se comprobó una tendencia subalcalina calcoalcalina y un enriquecimiento en elementos litófilos. La relación promedio de Th/Yb de las rocas del precuyano otorga valores típicos de orógenos continentales activos.

Bibliografía

- Abebe, B., Acocella, V., Korme, T y Ayalew, D. 2007. Quaternary faulting and volcanism in the Main Ethiopian Rift. *Journal of African Earth Sciences* 48:115-124.
- Adams, A.E., Mackenzie, W.S. y Guilford., C. 1984. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Logman Scientific & Technical. 104 pp. Essex, England.
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G. Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J. y Guiérrez-Palomares, I. 2008. The ignimbrite flare-up and graben caldera of the Sierra Madre Occidental, México. En: Gottsmann, J. y Martí, J. (eds.). *Caldera Volcanism: analysis, modeling and response*: 143-174. Elsevier. Amsterdam.
- Allen, S.R. y Freundt, A. 2006. Resedimentation of cold pumiceous ignimbrite into water: facies transformations simulated in flume experiments. *Sedimentology* 53: 717-734.
- Allen, S.R. y McPhie, J. 2003. Phenocryst fragments in rhyolitic lavas and lava domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126: 263-283.
- Anchochea, E., Brändle, J.L., Huertas, M.J., Hernán y Herrera, R. 2008. Dike-swarms, key to the reconstruction of major volcanic edifices: The basic dikes of La Gomera (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 173: 207-216.
- 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.
- Askren, D.R., Roden, M.F. y Whitney J.A. 1997. Petrogenesis of tertiary andesite lava flows interlayered with large-volume felsic ash-flow tuff of the western USA. *Journal of Petrology* 38 (8): 1021-1046.
- 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.
- Belusov, A. Belousova, M y Voight, B. 1999. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Rusia. *Bull Volcanol* 61: 324-342.
- 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 Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo en Hidrocarburos, Actas en CD. Mar del Plata.
- Bernard, B., van Wyck de Vries, B. y Leyrit, H. 2009. Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central). *Bull Volcanol*: on line.
- 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.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84: 237-292.
- 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.
- 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. 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. & Kokelaar, B. P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society London. Memoir* 27. 144pp.
- Bret, L., Fevre, Y., Join, J., Robineau, B. y Bachelery, P. 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123:25-41.
- Bridge, J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84: 85-170.
- Brown, D.J. y Bell, B.R. 2007. Debris flow deposits within the Palaeogene lava fields of NW Scotland: evidence for mass wasting of the volcanic landscape during emplacement of the Ardnamurchan Central Complex. *Bull Volcanol* 69:847-868.
- 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.
- 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.
- Busby, C.J. y Bassett K.N. 2007. Volcanic facies architecture of an intra-arc strike-slip basin, Santa Rita Mountains, Southern Arizona. *Bull Volcanol* 70:85-103.
- Cas, R. A. F. & Wright, J. W. 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*. Unwin Hyamen, London, 528pp.
- Cassidy, J., Ingham, M., Locke, C.A. y Bibby, H. 2009. Subsurface structure across the axis of the Tongariro Volcanic Centre, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179: 233-240.
- Cingolani, C., Dala Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F. Pankhurst, R.J., Parada, M.A. & Rapela, C.W. 1991. The magmatic evolution of northern of Patagonia; New impressions of pre-Andean and Andean tectonics. *Geological Society of America, Special Paper* 265: 29-44.
- Cioni, R., Marianelli, P., Santacroce, R. y Sbrana, A. 2000. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*: 477-494. Academic press.
- Clavero, J.E., Sparks, R.S.J. Y Huppert, H.E. y Dade, W.B. 2002. Geological constraints on the emplacement mechanism of the Parinacota debris avalanche, northern Chile, *Bull Volcanol* 64:40-54.
- 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. 2002. Phases of Andean deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. 5th. *International symposium on Andean geodynamics*: 153-156.
- Coira, B., 1979. Descripción geológica de la Hoja 40d Ingeniero Jacobacci. Provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 168: 1-104.
- Cole, R. B.; Milner, D. M. y Spinks, K. D. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Science Reviews* 69: 1-26.
- Collinson, J.D. 2002. Alluvial sediments. En Reading H. G. (Ed) *Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy*: 37-82. Blackwell Science, Oxford.
- Condie, K. C. 1997. *Plate Tectonics and Crustal Evolution*. 4ta edición. Butterworth-Heinemann. Oxford. 288 pp.
- Coussot, P. y Meunier, M. 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews* 40:209-227.

- Coward, M.P. 1994. Inversion Tectonics. In: Hancock, P.L. (ed.), Continental Deformation. Pergamon Press, 280-304.
- 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.
- Cucci, R. Espejo, P. & González, R. 1998. Hoja Geológica 4169 I. Piedra del Águila. Subsecretaría de Minería de la Nación - Servicio Geológico Minero Argentino - Instituto de Geología y Recursos Naturales. Boletín 242. 74pp.
- 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.
- Dirasion, M., Cobbold, P.R., Rosello, E.A. & Amos, A.J. 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia, Argentina. Journal of South American Earth Sciences. 11 (6): 519-532.
- Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Riccardi, A.C. 1975. Biofacies y estratigrafía del Liásico de Piedra Pintada, Neuquén, R. Argentina. I Congreso Argentino de Paleontología y Estratigrafía. San Miguel de Tucumán. Actas II: 173-228.
- Damborenea, S. E. y Manceñido, M. O. 1993. Piedra Pintada. En: Riccardi, A. C. y Damborenea, S. E. (eds.). Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen IX, Jurásico: 313. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" (Didáctica y Complementaria) N° 21. Buenos Aires.
- D'Elía, L. y Franzese, J.R. 2005. Caracterización litológica y estructural de ignimbritas precuyanas en la sierra de Chacaico, Neuquén, con énfasis en su potencial petrolero. VI Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Trabajos técnicos, Reservorios y desarrollo.
- D'Elia, L. y Cambon, I. 2006. Caracterización de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Formación Sañicó en el sector sur de la Cuenca Neuquina (provincia del Neuquén), Argentina. IV Congreso Latinoamericano de Sedimentología y XI Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 83.
- D'Elia, L. 2008. Estratovolcanes en el Precuyano del sur de la Cuenca Neuquina: asociaciones de facies y unidades de acumulación en la Formación Sañicó. XII Reunión Argentina de Sedimentología. Actas: 65.

- D'Elia, L., Muravchik, M., Bilmes, A. Franzese, J.R. y Hernández M. 2008. Análisis estratigráfico y sedimentológico de las unidades de acumulación Mio-Pliocenas del suroeste de la provincia de Neuquén. XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, del 7 al 10 de octubre de 2008. Actas III: 1003-1004.
- Digregorio, R. E., Gulisano, C. A., Gutiérrez Pleimling y Minniti, S. A. 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la Cuenca Neuquina y sus implicancias paleogeográficas. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II: 147-162. San Carlos de Bariloche.
- 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.
- Dumas, S. y Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*. v34, n12 ,p 1073-1076.
- Ferello, R. 1947. Los depósitos plantíferos de Piedra del Águila (Neuquén) y sus relaciones. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 8: 1-16. Buenos Aires.
- Fink, J.H. y Anderson, W.A. 2000. Lava domes and coulees. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*: 291-306. Academic press.
- Fisher, R. V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin* 72: 1409-1414.
- Fisher, R. V., 1966. Mechanism of deposition of pyroclastic flow. *American Journal Science*, 264, 350-363.
- Fisher, R. V. y Schminke, H.-U. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag. 472 pp
- 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., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W, Spalletti, L.A., Fanning, M. y Muravchik, M. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo Gondwanico en el noroeste del Macizo Norpatagonico. Actas del XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, 2002.
- Franzese, J. R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Science*, 16:81-90.
- 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, D. 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): 49-62.278.
- Frenguelli, J. 1948. Estratigrafía y Ead del llamado “Retico” en la Argentina. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA*, 8:159-309.
- Fritz, W., Howells, M.F., Reedman, A.J. y Campbell. 1990. Volcaniclastic sedimentation in an Ordovician subaqueous caldera, Lower Rhyolitic Tuff Formation, North Wales. *Geological Society of American Bulletin* 102: 1246-1256.
- Galli, C. A. 1953. Acerca de una nueva interpretación de las formaciones rético-lia´sica de la Patagonia septentrional. *Rev. Asoc. Geol. Arg.* VIII, 4.
- 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.
- García-García, F., Fernández, J., Viseras, C. y Soria, J.M. 2006. High frequency cyclicity in a vertical alternation of Gilbert-type deltas and carbonate bioconstructions in the late Tortonian, Tabernas Basin, Southern Spain. *Sedimentary Geology* 192:123-139.
- García Morabito, E. y Ramos, V.A. 2008. Evolución tardío cenozoica del retroarco interno andino entre los 38° y los 40°S. XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, del 7 al 10 de octubre de 2008. Actas I: 109-110.
- 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.
- Gawthorpe, R. L. y Leeder, M. R. 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12: 195-218.
- Giacosa, R. E. y Heredia C., N. 2004. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, southern central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18: 61-72.
- 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.
- 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.
- Gorton, M.P. y Schandal, E.S. 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- 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. 1947. Observaciones Geológicas a lo largo del Meridiano 70. 2, Hojas Sosneado y Maipo. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2 (4):499-233.
- Groeber, P.; Stipanovic, P. N. y Mingramm, A. 1953. Jurásico. *Geografía de la República Argentina*, 11: 143-347. Buenos Aires.
- Groeber, P. 1956. Acerca de la edad del Sañicolitense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 11 (4): 67-98.
- Gulisano, C. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 579-592. San Luis.
- Gulisano, C. y Pando, G. A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sanico, Departamento Collon Cura, Provincia del Neuquén. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III: 553-577. San Luis.

- 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.
- 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) N° 21. Buenos Aires.
- 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.
- Hagel, E. 1979. *Microscopia de menas*. Instituto de Geología y Economía Aplicada. Serie monográfica y textos. 205pp. Universidad de Concepción. Chile.
- Herbst, R. 1966. Revisión de la flora liásica de Piedra Pintada, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (n.s.) Paleontología*, 5 (30):27-53.
- 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.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8:523-548.
- 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.
- 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.
- Kearey, P. y Vine, F.J. 1992. *Global Tectonic*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 302pp.
- Kilburn, C.R.F. 2000. Lava flows and flow fields. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*: 307-320. Academic press.
- Kokelaar, P., Raine, P. y Branney, M.J. 2007. Incursion of a large-volume, spatter-bearing pyroclastic density current into a caldera lake: Pavey Ark ignimbrite, Scafell caldera, England. *Bull Volcanol* 70:23-54.
- 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.

- Kraglievich, L. 1930. La Formación Friaseana del río Frias, río Fenix, Laguna Blanca, etc. (Patagónia) y su fauna de mamíferos. *Physic, Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales*, 10 (35): 127-161.
- Lambert, L.R. y Galli, C.A. 1950-51. Observaciones geológicas en la región situada entre Piedra del Águila y Paso Flores (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5 (4).
- 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. y 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, A.F. 1942. Los Pelicípodos del Lias de Piedra Pintada, en el Neuquén. *Revis del Museo de La Plata (n.s) Paleotología*, 2 (10): 143-206.
- Leanza, H.A., Marchese, H. G. y Riggi, J. C. 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40 ° LS. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3): 190-208.
- Leanza, A.F. y Leanza, H.A. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 37c, Catán Lil, provincia del Neuquén. *Bol. Serv. Geol. Nac. (Argent.)*, 4 (4): 255-262.
- 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.; 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. 282
- Le Bas, M.J. y Streckeisen, A.L. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society* 148: 825-833.
- Leeder, M. 1999. *Sedimentology and Sedimentary Basins, From turbulence to tectonic*. Blackwell Science, Oxford, 592pp.
- 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. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal pattern, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology* 120: 303-330.
- Legarreta, L.; Villar, H.J.; Cruz, C.E.; Laffitte G.A. y Varadé, R. 2008. Revisión integrada de los sistemas generadores, estilos de migración-entrapamiento y volumetría de hidrocarburos en los distritos productivos de la Cuenca Neuquina. En: Cruz, C.E.; Rodríguez, J.F.; Hechem, J.J. y Villar, H.J.(eds). 2008. *Sistemas Petroleros de las Cuencas Andinas*. IAPG, Buenos Aires.
- Lema, H., Busteros, A., Giacosa R. y Cucchi, R. 2008. Geología del complejo volcánico Los Menucos en el área tipo - Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 3-13.
- Linares, E., Cagnoni, M.C., Do Campo, M. y Ostega, H.A. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentina Republic. *Journal of South American Earth Sciences*. 1 (1), 53-61.
- 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., 2001. Geología de los cuerpos ígneos. Instituto Superior de Correlación Geológica INSUGEO. Serie de Correlación Geológica, 15. CONICET y Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo (Universidad Nacional de Tucumán). San Miguel de Tucumán 232 pp.
- Llambias, E.J. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria N° 29, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica 15: 222 pp. Buenos Aires.
- Llambías, E. J. y Stipanovic, P. N. 2002. Grupo Choiyoi. En: Stipanovic, P. N. y Marsicano, A. C. (eds.). *Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen VIII, Triásico*. Asociación.
- 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 rhyolite glass. *Geol Soc Am Bull* 82 :553–560.
- López, J.P. y Bellos, L.I. 2007. Texturas y estructuras de las rocas ígneas: significado petrológico e implicancias en las condiciones deformación de las rocas. Instituto Superior de Correlación Geológica (INSUGEO) 15: 58pp. San Miguel de Tucumán.
- MacLean, W.H. y Barrett, T.J. 1993. Lithochemical techniques using immobile elements: *Journal of Geochemical Exploration* 48:33-109.

- Maceda, 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.
- Marioni L.B. y Gudmundson, A. 2000. Dykes, fault and paleostresses in the Teno and Anaga massifs of Tenerife (Canary Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103: 83-103.
- Marshall, L., Pascual R., Curtis, C.H. y Drake R.E. 1977. South America geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia, *Science* 195, 1325-1328.
- Mash, B.D. 2000. Magma chambers. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*: 191-206. Academic press.
- Mazzoni, M. M. y Benvenuto, A. 1990. Radiometric ages of tertiary ignimbrites and the Collon Cura Formation, northwestern Patagonia. XI Congreso Geológico Argentino, Actas I: 87-90.
- Mc Arthur, A.M., Cas, R.A.F. y Orton G.J. 1998, Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bull Volcanol* 60: 260-285.
- Mc Phie, J., Doyle, M., y Allen, R. 1993. *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies, University of Tasmania, 198pp.
- Miall, A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer. 582 pp. Berlín.
- Miall, A.D. 1997. *The geology of stratigraphic sequences*. Springer. 433 pp. Berlín.
- Miall, A. D. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer, 4ta impresión. 582 pp.
- Miller, T.P., Chertkoff, D.G., Eichelberger, J.C. y Coombs, M.L.. Mount Dutton volcano, Alaska: Aleutian arc analog to Unzen volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 89:275-301.
- 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.
- Mora-Klepeis, G. y Mc Dowell, F.W. 2004. Late Miocene calc-alkalic volcanism in the northwestern Mexico: an expression of rift or subduction-related magmatism ?. *Journal of South American Earth Sciences* 17: 297-310.

- Morel, E. M. y Ganuza, D.G. 2002. Paso Flores. En: Stipanovic, P. N. y Marsiscano, C. A. (eds). *Léxico Estratigráfico de la Argentina, Volumen VIII, Triásico*: 208. Asociación geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) N° 26. Buenos Aires.
- Morley, C.K. 1995. Developments in the structural geology of rifts over the last decade and their impact on hydrocarbon exploration. En: Lambiase, J.J. (ed.). *Hydrocarbon Habitat in rift basins. Geological Society Special Publication 80*:1-32.
- Morley, C.K. 1999a. Basin Evolution Trends in East Africa. En: Morley, C.K. (ed.). *Geoscience of rift systems – Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology 4*: 131-150.
- 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. 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. 2002, Evolution of large normal fault: Evidence from seismic reflection data. *AAPG Bulletin 86*:661-978.
- Morley, C.K.; Haranya, C.; Phoosongsee, W.; Pongwapee, S.; Kornawan, 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.
- Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2005. Intraplate foreland deformation in the Neuquén Embayment. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina. (actas en CD).
- 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.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica Jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones ?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, 63 (4)*: 481-497.
- Muravchik, M. y Franzese, J. R. 2005. Carbonatos lacustres someros en las facies volcanoclásticas del Precuyano de la Sierra de Chacaico, Neuquén. XVI Congreso Geológico Argentino, Actas III: 111-116. La Plata, 2005.
- Muravchik, M. 2008a. Sistemas sedimentarios axiales y transversales a un depocentro de rift (Ciclo Precuyano) del suroeste de la Cuenca Neuquina. XVII Congreso Geológico Argentino. Actas II: 783-784.

- Muravchik, M. 2008b. Controles estructurales sobre la depositación de la base del Ciclo Cuyano en depocentros del suroeste de la Cuenca Neuquina. XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, del 7 al 10 de octubre de 2008. Actas II: 781-781.
- Muravchik, M.; D'Elia, L.; Bilmes, A. y Franzese, J. R. 2008. Caracterización de los depocentros de rift (Ciclo Precuyano) aflorantes en el sector sudoccidental de la Cuenca Neuquina, Argentina. VII Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos. Trabajos Técnicos: 457-470.
- Muravchik, M. 2009. Tesis doctoral inédita. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de la Plata.
- Negrete-Aranda, R. y Cañon-Tapia, E. 2008. Post subduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: The effects of tectonic reconfiguration in volcanic systems. *Lithos* 102: 392-414.
- 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.
- Nullo, F. 1979. Descripción geológica de la hoja 39 c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 158.
- 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.). 3rd ed. *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 485-567. Blackwell Science. Oxford, 2002.
- Palmer, B. A. y Walton, A. W. 1990. Accumulation of volcanoclastic aprons in the Mount Dutton Formation (Oligocene-Miocene), Mrysvale Volcanic Field, Utah. *Geological Society of America Bulletin* 102: 734-748.
- Palmer, B.A., Alloway, B.V. y Neal, V.E. 1991. Volcani-debris-avalanche deposits in New Zealand – Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. (ed. By R. V, Fisher & G. A. Smith), 45, 89-98. SEPM special publication, Tulsa.
- Palmer, B. A.; Purves, A. M. y Donoghue, S. L. 1993. Controls on accumulation of a volcanoclastic fan, Ruapehu composite volcano, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 55: 176-189.
- Pángar, F., Corbera, R., Carbone, O. y Hinterwimmer, G. 2002a. Los reservorios del Precuyano. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani G.D. (eds) 2002. *Rocas Reservorio de las Cuencas Productivas Argentinas*. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas, Buenos Aires, 229-254.

- Pángaro, F., Veiga, R. y Vergani, G.D. 2002b. Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar del Plata. Argentina. (actas en CD).
- Pankhurst, R. J., Rapela, C.W., Caminos, R. Llambias, E. y Párica, C. 1992. A revised age for the granites of the central Samuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Science*, 5: 321-326.
- Pearce, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S (ed.). *Orogenic Andesities and Related Rocks*. Wiley, J. & Sons, Chichester (UK): 230-249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W, Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of the granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Pearce, J.A. y Peate, D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu Rev Earth Planet Sci* 23: 251-285.
- Ploszkiewicz, J. V., Orchuela, L. A., Vaillard, J. C. y Viñes, R.F. 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul, estructuras asociadas, provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Actas II:163-169. San Carlos de Bariloche.
- 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.
- Quane, S.L. y Russell, J.K. 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bull Volcanol* (2005) 67:129-143.
- Ramdohr, P. 1980. *The ore minerals and their intergrowths*. 2nd. Edition (International Series in Earth Sciences). Pergamon Press. Oxford.
- Ramos, V. A. 1978. Estructura. VII Congreso Geológico Argentino. Relatorio, Geología y Recursos Naturales del Neuquén: 99-118.
- Ramos, V. A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22 (3): 183-190.
- 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.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S.M., Ramos, V.A., and Dickinson, W.R. (eds.). *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America Memoir 204:31-65.

- Rapela, C. W. y Pankhurst, R. J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre fault systems in the relation to the break-up of Gondwana. Magmatism and the causes of continental break-up. En: Alaster, B. y Pankhurst, R. (eds.). Geological Society of London, Special Publication, 68: 209-200.
- Reading, H.G. y Levell, B.K. 2002. Controls on the sedimentary rock record. En: Reading H.G. (ed.). 3rd ed. Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy: 5-35. Blackwell Science. Oxford, 2002.
- 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.
- Reubi, O. y Hernandez, J. 2000. Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102:271-286.
- 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. e Iglesia Llanos, M. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 228-234.
- 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.
- Riva, O. 1989. Unidades tectosedimentarias y secuencias depositacionales. *Rev. Soc. Geol. España* 2: 189-198.
- Rohais, S., Eschard, R. y Guillocheau, F. 2008. Depositional model and stratigraphic architecture of rift climax Gilbert-type fan deltas (Gulf of Corinth, Greece). *Sedimentary Geology* 210:132-145.
- Rolleri, E. O. y Criado Roqué, P. 1970. Geología de la Provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza 1969. Actas II: 1-60.
- Rolleri, E. O., Guichon, M.E., Rabasa, J y Scanavino, 1976. Estudio geológico del valle del río Limay entre Piedra del Águila y el Paso Limay (provincias del Neuquén y del Río Negro) VI Congreso Geológico Argentino. Actas I, 498-523.
- Roth, S. 1899. Apuntes sobre la geología y la paleontología de los Territorios del Río Negro y Neuquén. *Revista del Museo de La Plata*, 9: 219.
- Roth, S. 1902. La Lias de la Piedra Pintada. I, La découverte du gisement de la Piedra Pintada. *Revista del Museo de La Plata*, 10:225.

- Rutherford, M.J. y Gardner, J.E. 2000. Rates of magma ascent. En: Sigurdsson, H.; Houghton, B.; McNutt, S. R.; Rymer, H. y Stix, J. (eds.). *Encyclopedia of Volcanoes*: 207-218. Academic press.
- Scasso, R.A. y Limarino, C.O. 1997. *Petrología y diagénesis de rocas clásticas*. Asociación Argentina de Sedimentología. Publicación especial N°1. 258pp.
- Schiuma, M. y Llambías, E. J. 2007. New ages on Lower Jurassic volcanism in the Dorsal de Huincul, Neuquén. III Simposio Argentino del Jurásico. Resúmenes: 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. y Anders, M.H. 1996. Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Geological Society of America Special paper* 303: 183-203.
- Schneider, J. y Fisher, R.V. 1998. Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 83:141-165
- Schwarzkopf, L. M., Schmincke, H-U. & Cronin, S.J. (2005). A conceptual model for block and ash flow basal avalanche transport and deposition, based on deposit architecture of 1998 and 1994 Merapi flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129:117-134.
- Sesana, F. 1969. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Rio Negro. III Jornadas Geológicas Argentinas 3: 99-107.
- Shanmugam, G. 2002. Ten turbidite myths. *Earth-Science Reviews* 58: 311-341.
- Shea, T., van Wyk de Vries, B, y Pilato, M. 2008. Emplacement mechanisms of contrasting debris avalanches at Volcán Mombacho (Nicaragua), provided by structural and facies analysis. *Bull Volcanol* 70:899-921.
- Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, s.r., Rymer, H. y Stix, J. (eds). 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.
- Smith RL (1960) Ash flows. *Geol Soc Am Bull* 71:795-842
- Smith, G. A. 1986. Coarse grained nonmarine volcanoclastic sediment: Terminology and depositional process. *Geological Society of American Bulletin* 97:1-10.

- Smith, G. A. 1987. The influence of explosive volcanism on fluvial sedimentation: The Dischutes Formation (Neogene) in Central Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology* 57: 613-629.
- Smith, G. A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sequences. In: *Sedimentation in volcanic settings*. (ed. By R. V. Fisher & G. A. Smith) 45: 109-122. SEPM special publication, Tulsa.
- Smith, G. A. y Lowe D.R. 1991. Lahars: Volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. *Sedimentation in Volcanic Setting* (ed. R. V. Fisher & G. A. Smith) 45: 59-70. SEPM special publication, Tulsa.
- 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 Chihuío (Triásico), sur de Mendoza, Argentina. *IV Reunión Argentina de Sedimentología, Actas I*: 159-166. La Plata.
- 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.; 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.
- Spalletti, L. A. 1999. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica* 32 (1-2): 29-50. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Morel, E., D'Elia, L., Zúñiga, A. y Fanning C.M. En prensa. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén, República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*.
- Spinks, K.D, Acocella, V., Cole, J.W. y Bassett, K.N. 2005. Structural control of volcanism and caldera development in the transtensional Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144: 7-22.
- Stephen, T. Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- 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.
- Stewart, A. L. y McPhie, J. 2006. Facies architecture and Late Pliocene-Pleistocene evolution of felsic volcanic island, Milos, Greece. *Bull Volcanol* 68: 703-726.

- Stipanivic, 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.
- Stipanivic, 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.
- Stipanivic, P.N. 1969. El avance de los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24 (4): 367-388.
- 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.
- Streck, M.J. y Grunder, A.L. 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet; the Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bull Volcanol* 57: 151–169.
- Suárez, M. y de la Cruz, R. 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.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basin*. Geol. Soc. London Spec. Publ., vol. 42, pp. 313–345.
- Talbot, M.R. y Allen, P.A. 2002. Lakes. En: Reading H.G. (ed.). 3rd ed. *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: 83-124. Blackwell Science. Oxford, 2002.
- 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.
- Thouret, J.C. 1999. Volcanic geomorphology – an overview. *Earth-Science Reviews* 47: 95-131.
- Tucker, M. E. 2001. *Sedimentary petrology, an introduction to the origin of sedimentary rocks*. 3ra ed. Blackwell Scientific Publications. 262 pp.

- 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. 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.
- Uliana, M.A., Arteaga, M.E., Legarreta L., Cerdan, J.J. y Peroni, G.O. 1995. Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. in: Buchanan, J.G. y Buchanan, P.G. (eds), 1995, *Basin Inversion*, Geological Society Special Publication. No 88: 211-233.
- 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., Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Gómez, V. 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Río Limay del Río Negro y Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 18 (2): 147-163.
- 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.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr, O. y Passarelli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32 (2): 167-187.
- 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.
- Vessell, R.K. y Davis, D.K. (1981). Non marine sedimentation in an active fore arc basin. En: Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (eds). *Recent and ancient nonmarine depositional environments: Model for explorations*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Special publication 31, 31-45.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del departamento de Cushmanen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30` y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 19 (2), 85-107.

- Volkheimer, V. y Quattrocchio, M. 1975. Palinología estratigráfica del Titoniano (Formación Vaca Muerta) en el área de Caichigüe (Cuenca Neuquina), Paret A: Especies Terrestres. *Ameghiniana*, 12 (3): 193-241.
- 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. 2006. Facies models revisited. En: Posamentier, H. W. y Walker, R. G. (eds.) *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication 84: 1-17.
- 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.
- White, J. D. L. y Houghton, B. F. 2006. Primary volcanistic rocks: *Geology* 34: 677-680.
- Wilson, C. J. N., 1993. Ignimbritas y calderas: perspectivas históricas, ideas actuales y desarrollos futuros. En: Marti J. y Araña V. (eds). *La volcanología actual*. Consejo de investigaciones científicas. Madrid, 1993. 578 pp. 197-275.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- 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.
- Wooller, L., van Wyck de Vries, B., Cecchi, E. y Rymer, H. 2009. Analogue models of the effect of long-term basement fault movement on volcanic edifices. *Bull Volcanol*: on line.
- 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.
- Yrigoyen, M. R. 1991. Hydrocarbon resources from Argentina. In: *World Petroleum Congress*, Buenos Aires, *Petrotecnica*, 13, Special Issue, 38 - 54.
- 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.

- Zancheta, G., Sulpicio, R. y Di Vito, M.A. 2004. The role of volcanic activity and climate in alluvial fan growth at volcanic areas: an example from southern Campania (Italy). *Sedimentary Geology* 168: 249-280.
- Ziegler, P. A. y Cloething, S. 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews* 64: 1-50.
- Zumel, J; Garcia, R y Pando, G. 2002. Los reservorios del Grupo Cuyo Inferior. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds). *Rocas Reservorios. V Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos. Actas: 255-276.*

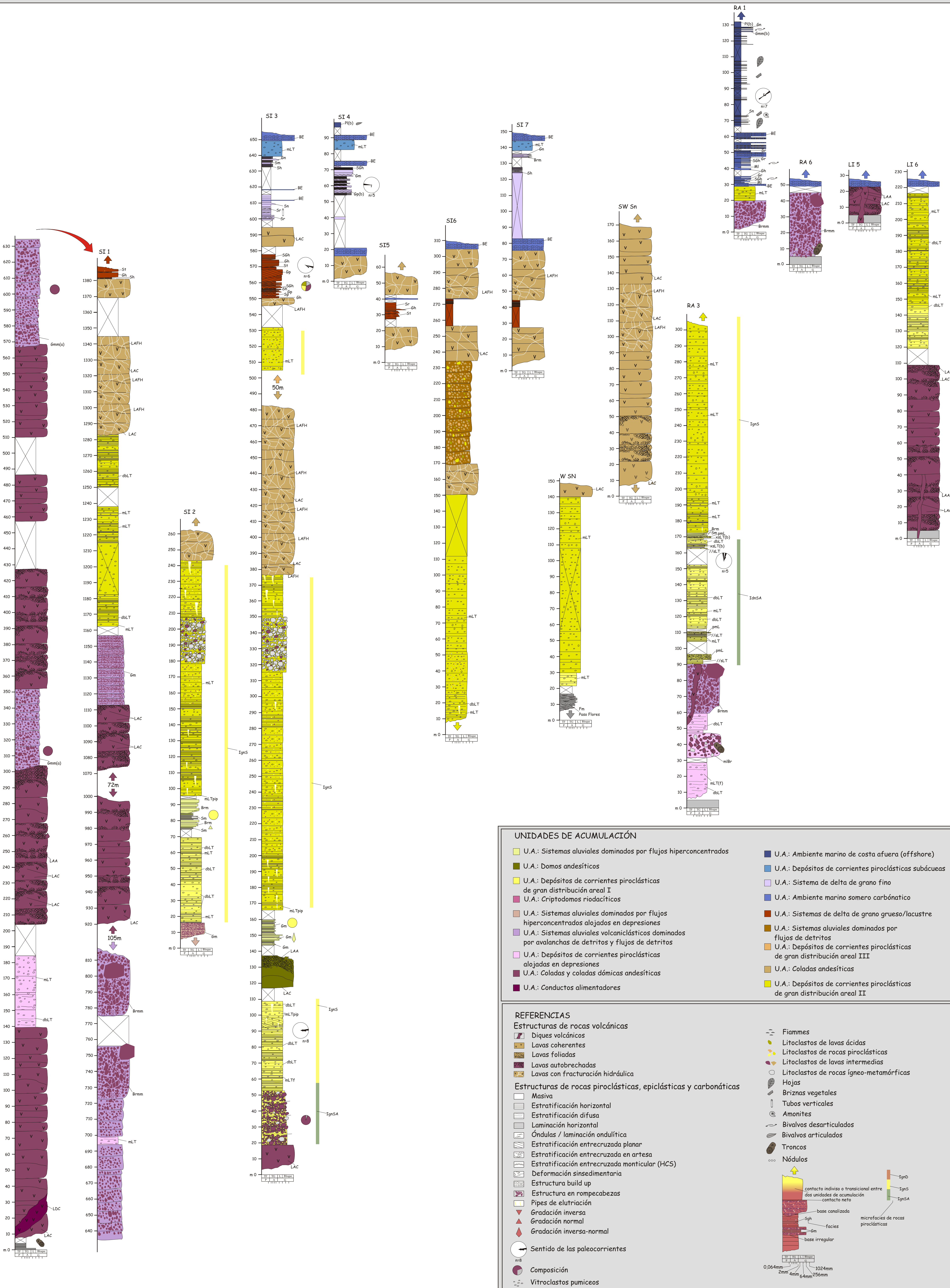
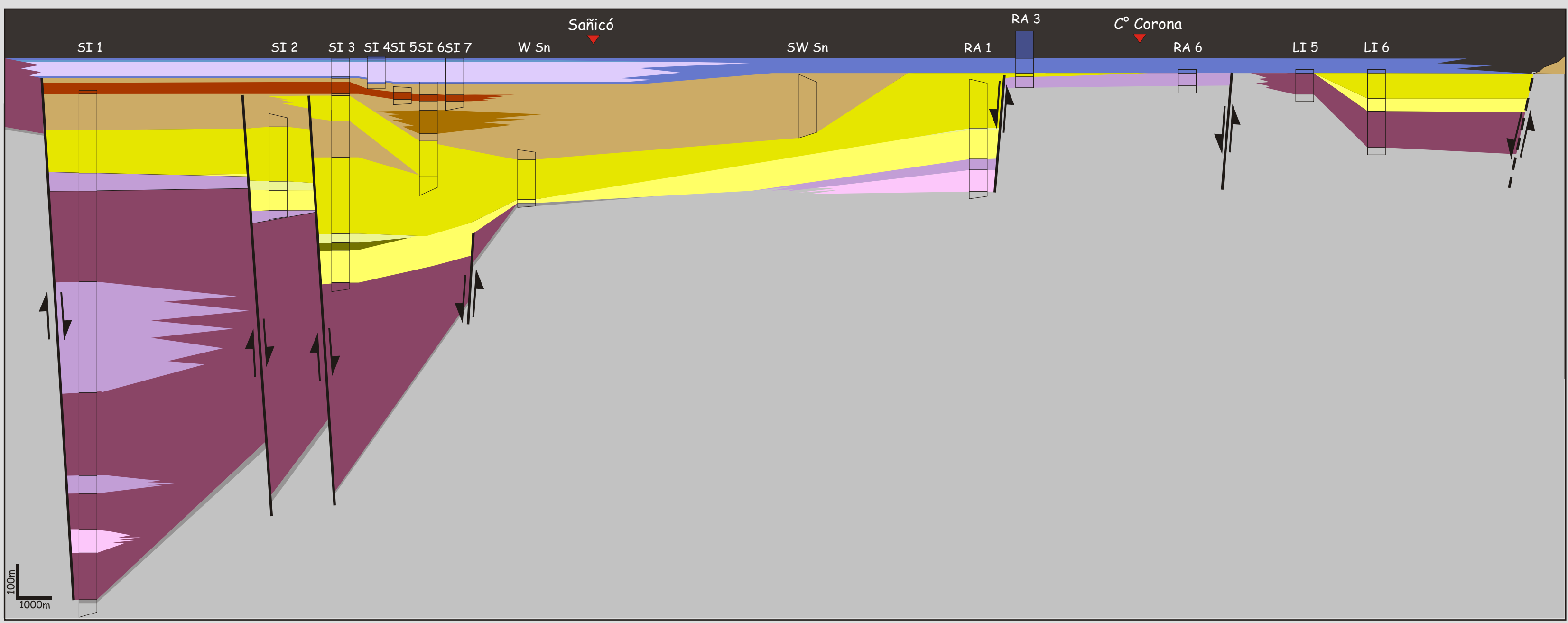
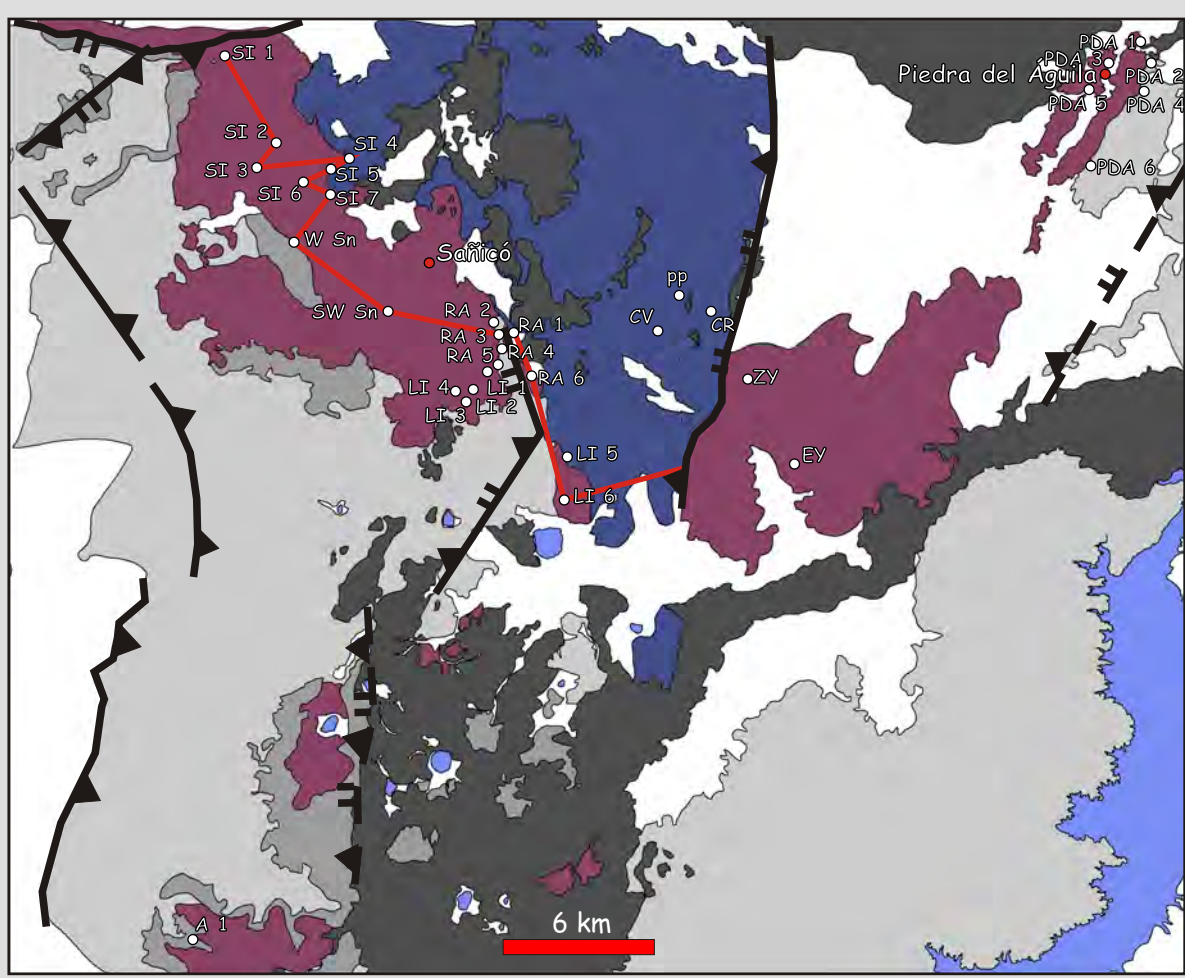
Anexo I

Mapa geológico

Anexo II

Perfiles litológicos de detalle

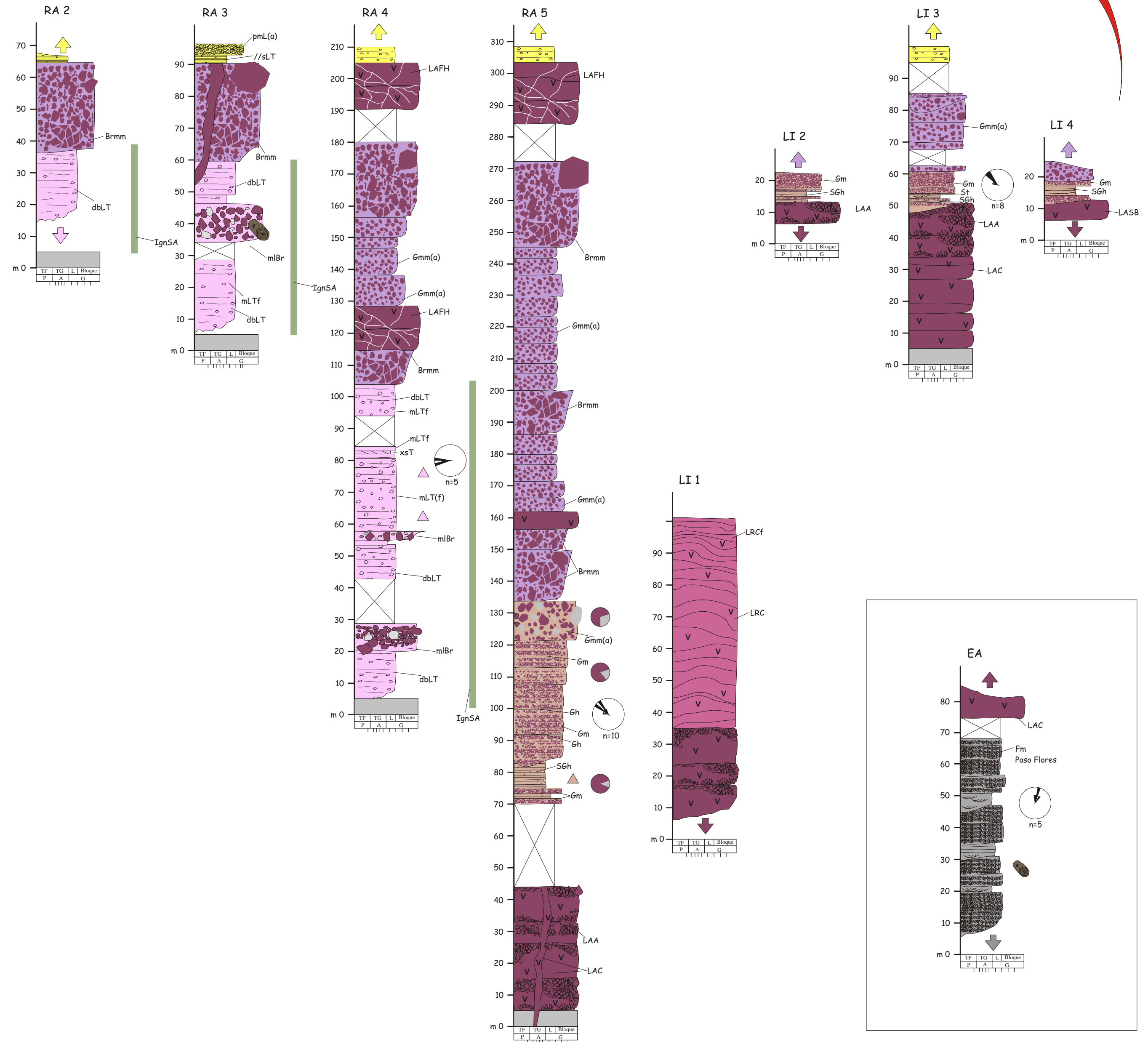
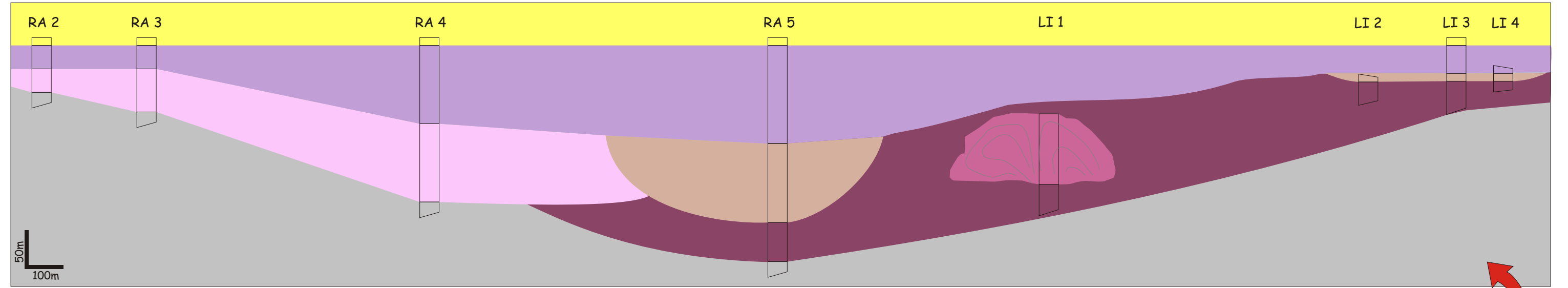
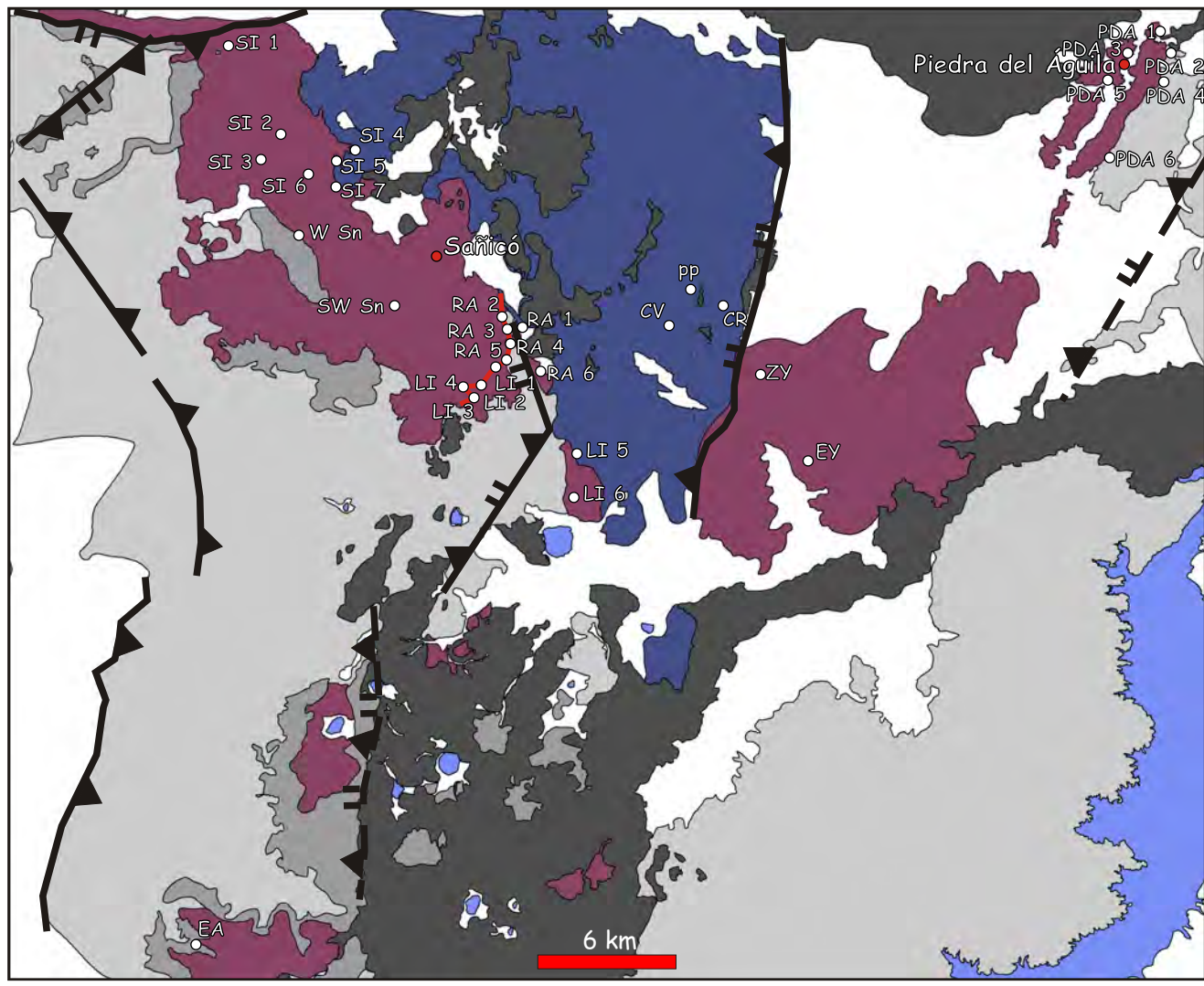
Anexo II-1: DEPOCENTRO DE SAÑICÓ



- ### UNIDADES DE ACUMULACIÓN
- U.A.: Sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados
 - U.A.: Domos andesíticos
 - U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal I
 - U.A.: Criptodomas riolácíficos
 - U.A.: Sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones
 - U.A.: Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
 - U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones
 - U.A.: Coladas y coladas dómicas andesíticas
 - U.A.: Conductos alimentadores
 - U.A.: Ambiente marino de costa afuera (offshore)
 - U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas subcúeas
 - U.A.: Sistema de delta de grano fino
 - U.A.: Ambiente marino somero carbonático
 - U.A.: Sistemas de delta de grano grueso/lacustre
 - U.A.: Sistemas aluviales dominados por flujos de detritos
 - U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal III
 - U.A.: Coladas andesíticas
 - U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal II

- ### REFERENCIAS
- #### Estructuras de rocas volcánicas
- Diques volcánicos
 - Lavas coherentes
 - Lavas foliadas
 - Lavas autobrechadas
 - Lavas con fracturación hidráulica
- #### Estructuras de rocas piroclásticas, epiclásticas y carbonáticas
- Masiva
 - Estratificación horizontal
 - Estratificación difusa
 - Laminación horizontal
 - Óndulas / laminación ondulítica
 - Estratificación entrecruzada planar
 - Estratificación entrecruzada en artesa
 - Estratificación entrecruzada monticular (HCS)
 - Deformación sinsedimentaria
 - Estructura build up
 - Estructura en rompecabezas
 - Pipes de elutriación
 - Gradación inversa
 - Gradación normal
 - Gradación inversa-normal
- #### Sentido de las paleocorrientes
- Sentido de las paleocorrientes
- #### Composición
- Vitroclastos pumiceos
- #### Other symbols
- Fiammes
 - Litoclastos de lavas ácidas
 - Litoclastos de rocas piroclásticas
 - Litoclastos de lavas intermedias
 - Litoclastos de rocas igneo-metamórficas
 - Hojas
 - Briznas vegetales
 - Tubos verticales
 - Amonites
 - Bivalvos desarticulados
 - Bivalvos articulados
 - Troncos
 - Nódulos

Anexo II-2: DEPOCENTRO DE SAÑICÓ



UNIDADES DE ACUMULACIÓN

- U.A.: Sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados
- U.A.: Domos andesíticos
- U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal I
- U.A.: Criptodomas riolácicos
- U.A.: Sistemas aluviales dominados por flujos hiperconcentrados alojados en depresiones
- U.A.: Sistemas aluviales volcanoclásticos dominados por avalanchas de detritos y flujos de detritos
- U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas alojadas en depresiones
- U.A.: Coladas y coladas dómicas andesíticas
- U.A.: Conductos alimentadores
- U.A.: Ambiente marino de costa afuera
- U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas subcúneas
- U.A.: Sistema de delta de grano fino
- U.A.: Ambiente marino somero carbonático
- U.A.: Sistemas de delta de grano grueso/lacustre
- U.A.: Sistemas aluviales dominados por flujos de detritos
- U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal III
- U.A.: Coladas andesíticas
- U.A.: Depósitos de corrientes piroclásticas de gran distribución areal II

REFERENCIAS

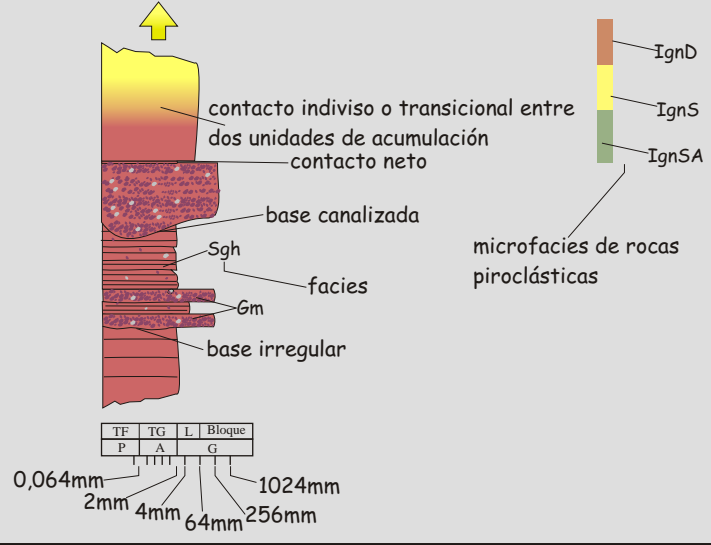
Estructuras de rocas volcánicas

- Diques volcánicos
- Lavas coherentes
- Lavas foliadas
- Lavas autobrechadas
- Lavas con fracturación hidráulica

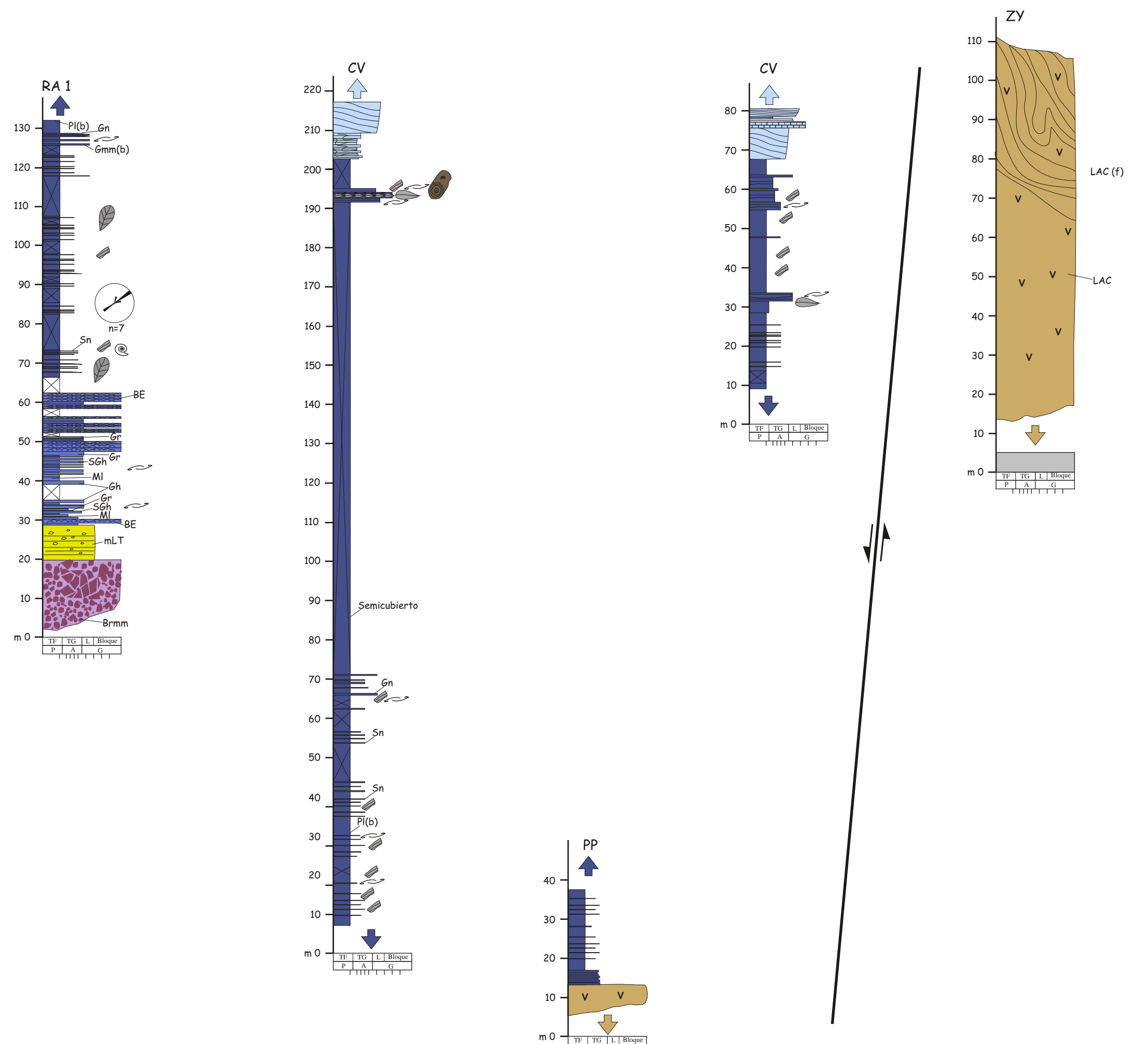
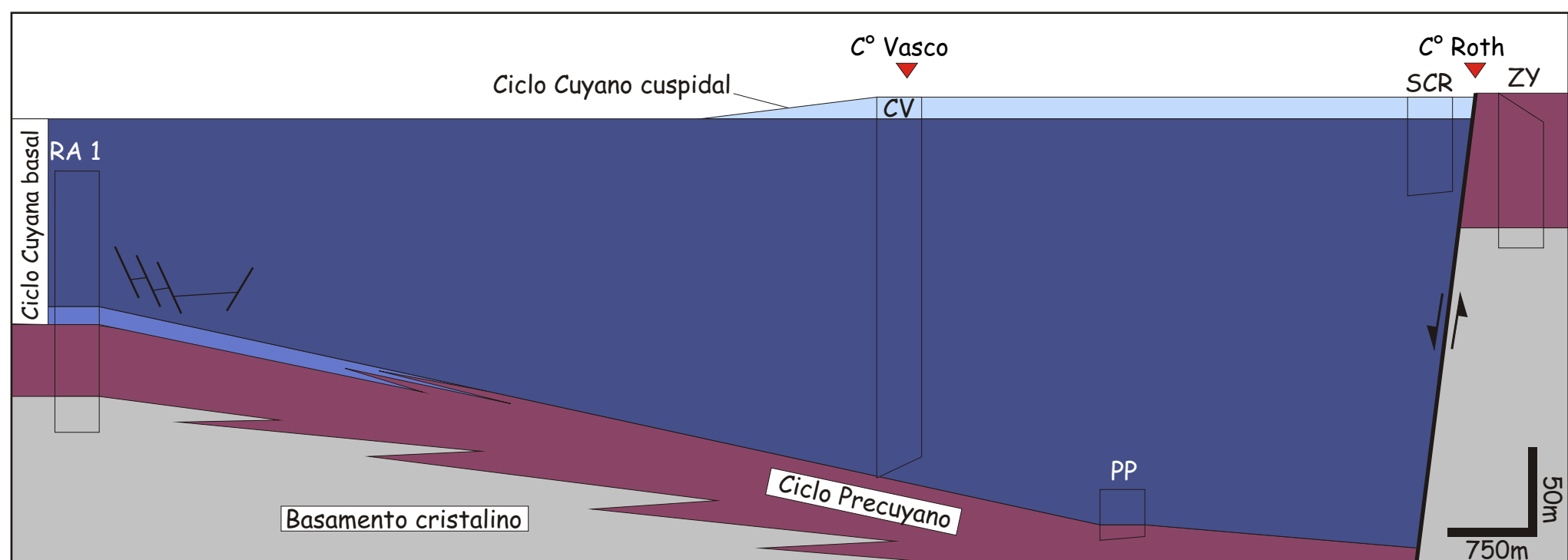
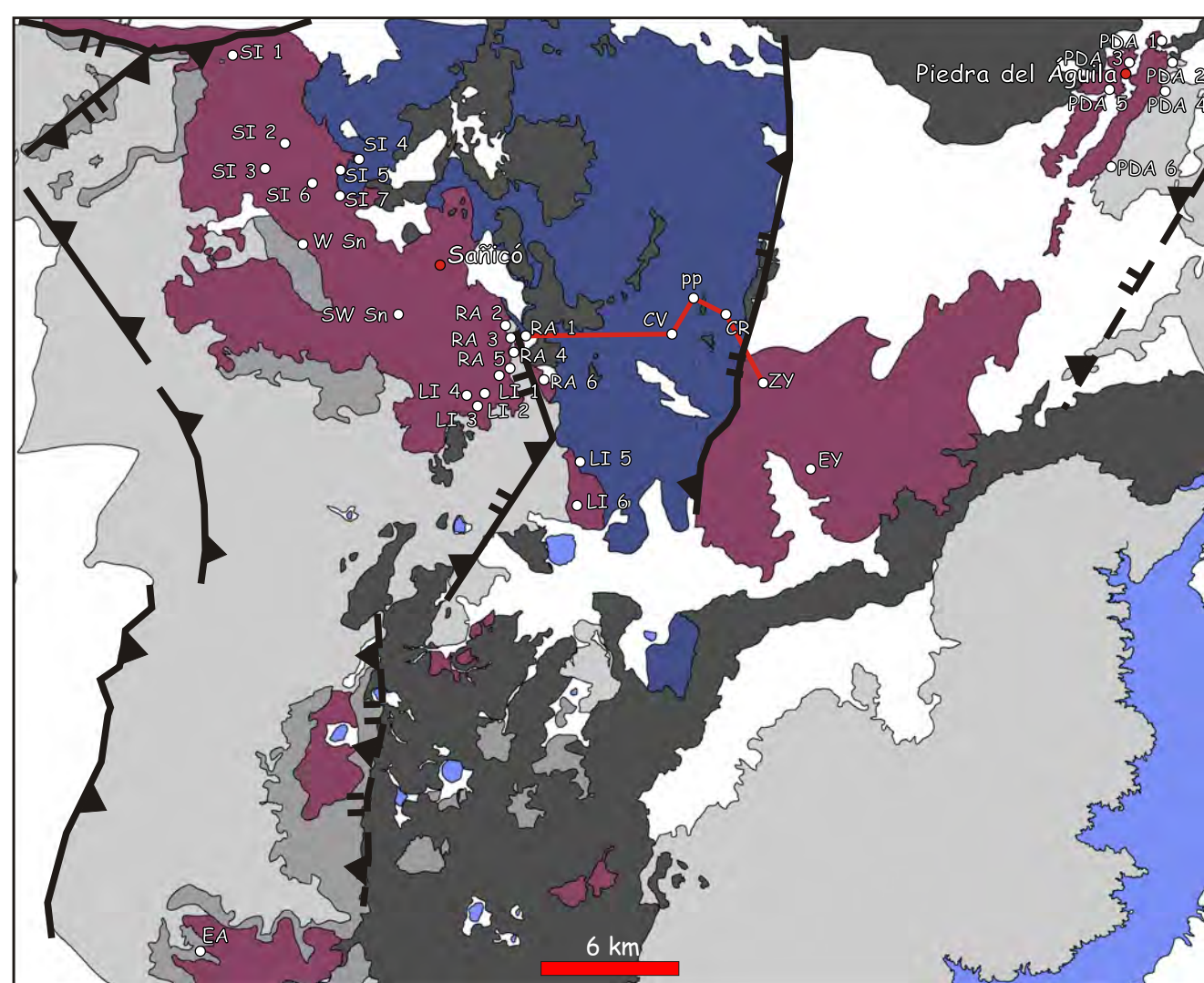
Estructuras de rocas piroclásticas, epiclásticas y carbonáticas

- Masiva
- Estratificación horizontal
- Estratificación difusa
- Laminación horizontal
- Óndulas / laminación ondulítica
- Estratificación entrecruzada planar
- Estratificación entrecruzada en artesas
- Estratificación entrecruzada monticular (HCS)
- Deformación sinsedimentaria
- Estructura build up
- Estructura en rompecabezas
- Pipes de elutriación
- Gradación inversa
- Gradación normal
- Gradación inversa-normal

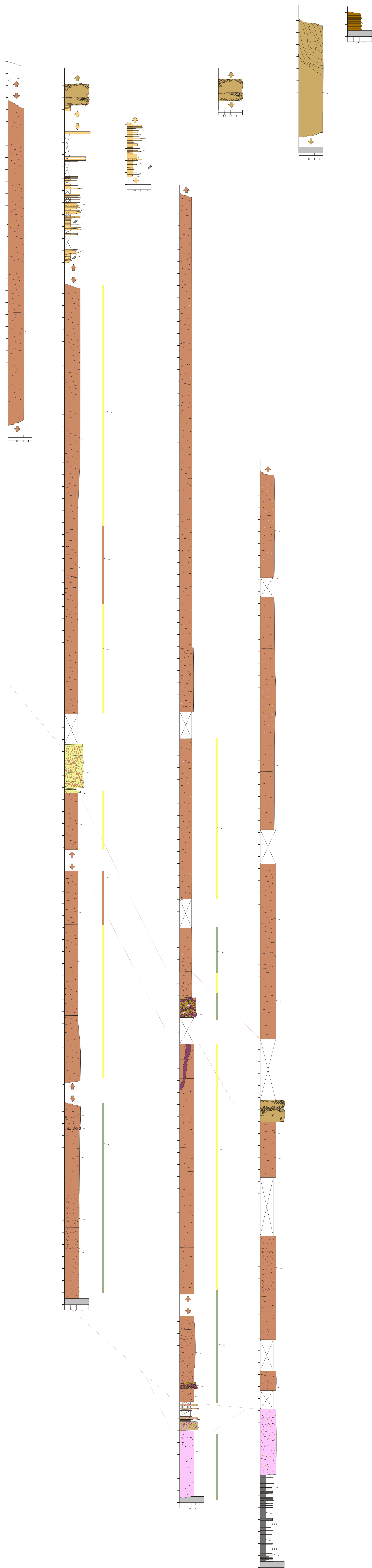
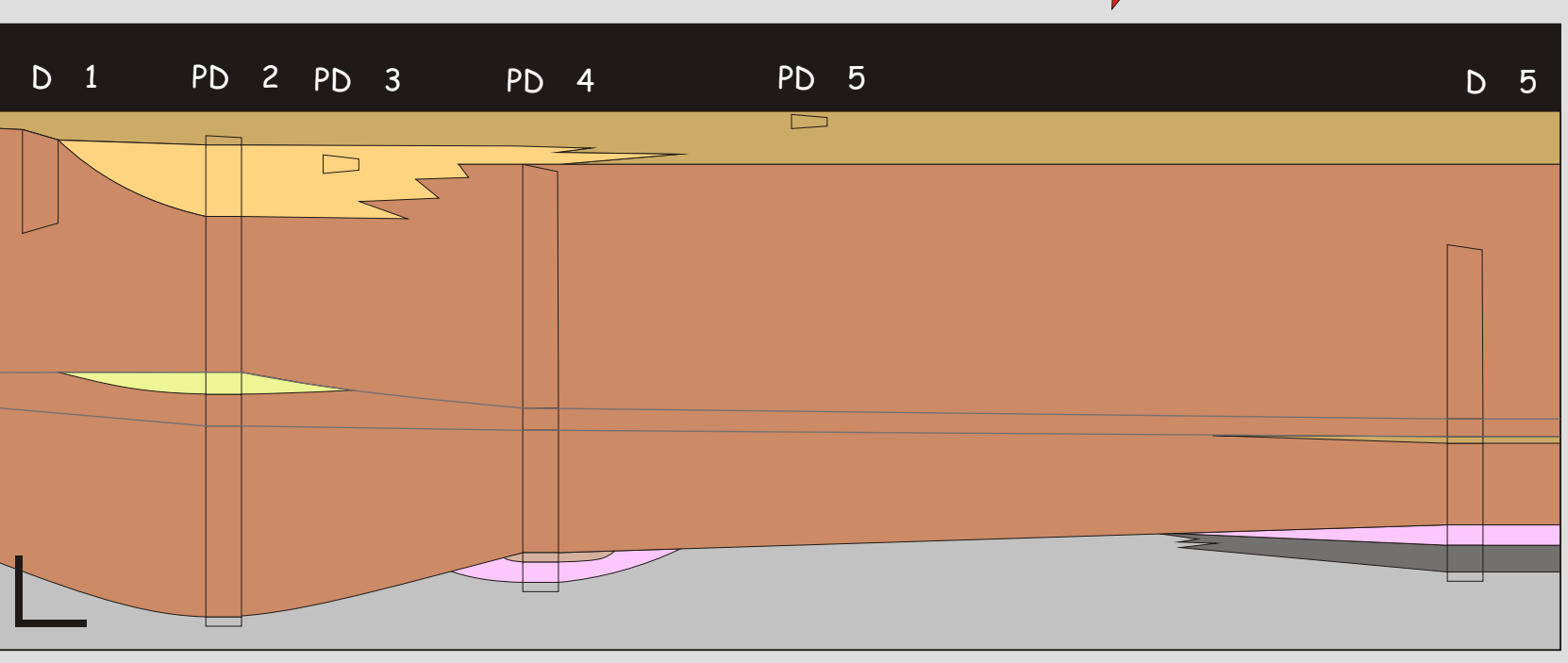
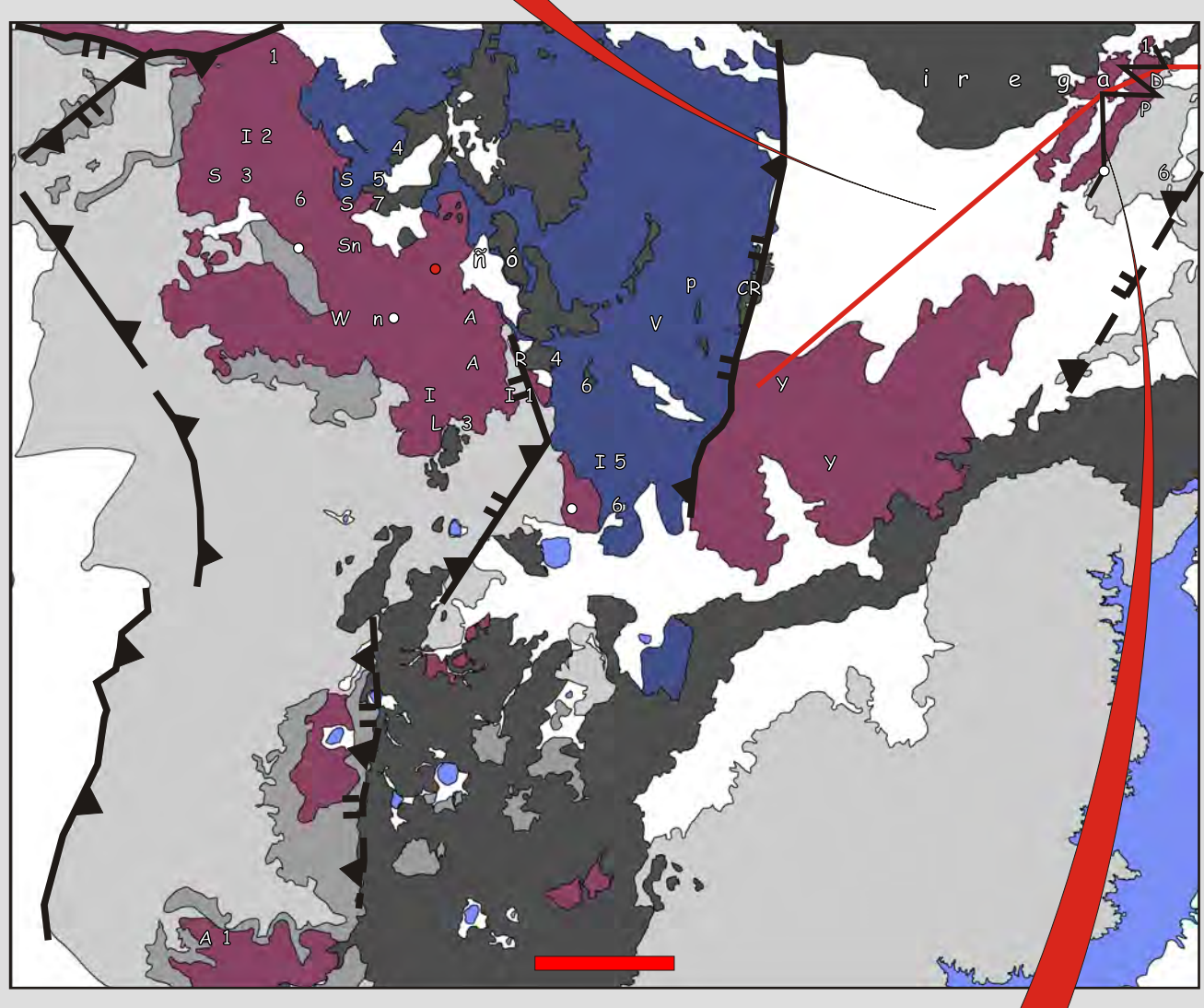
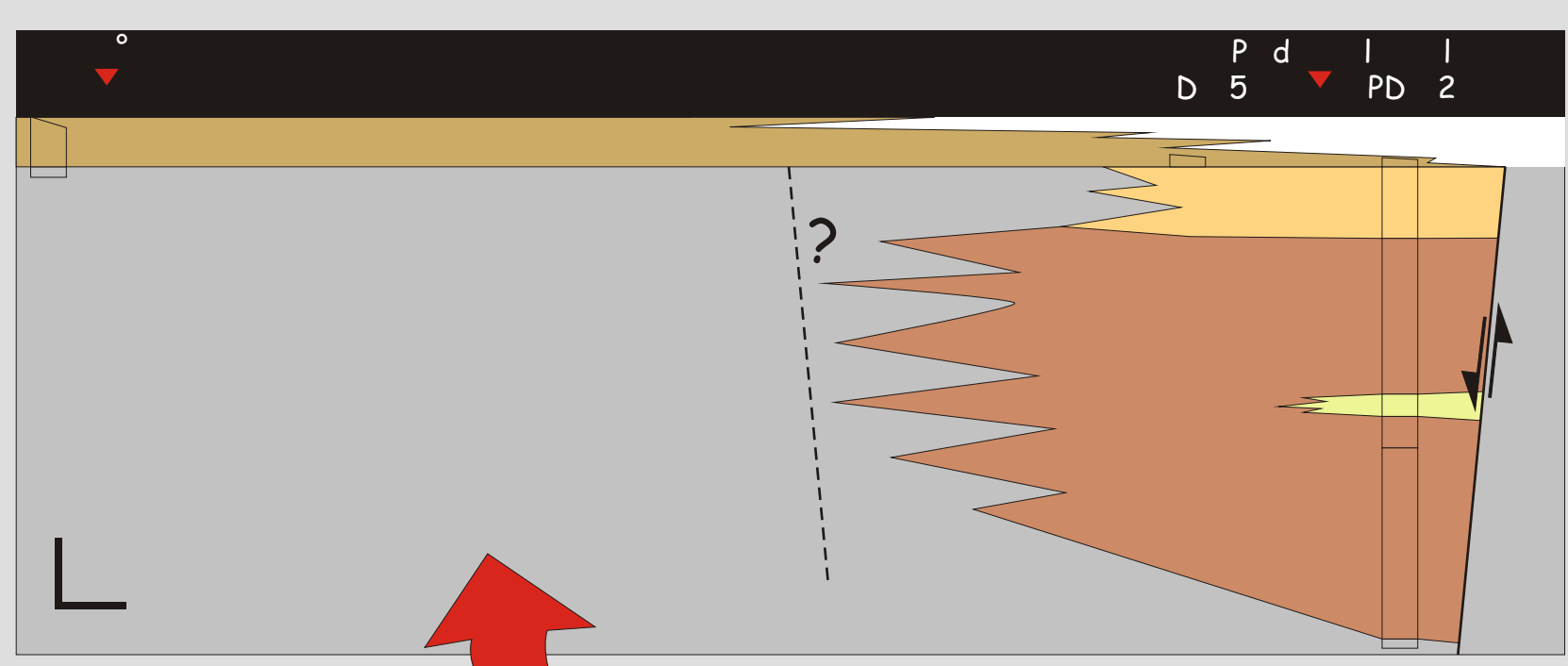
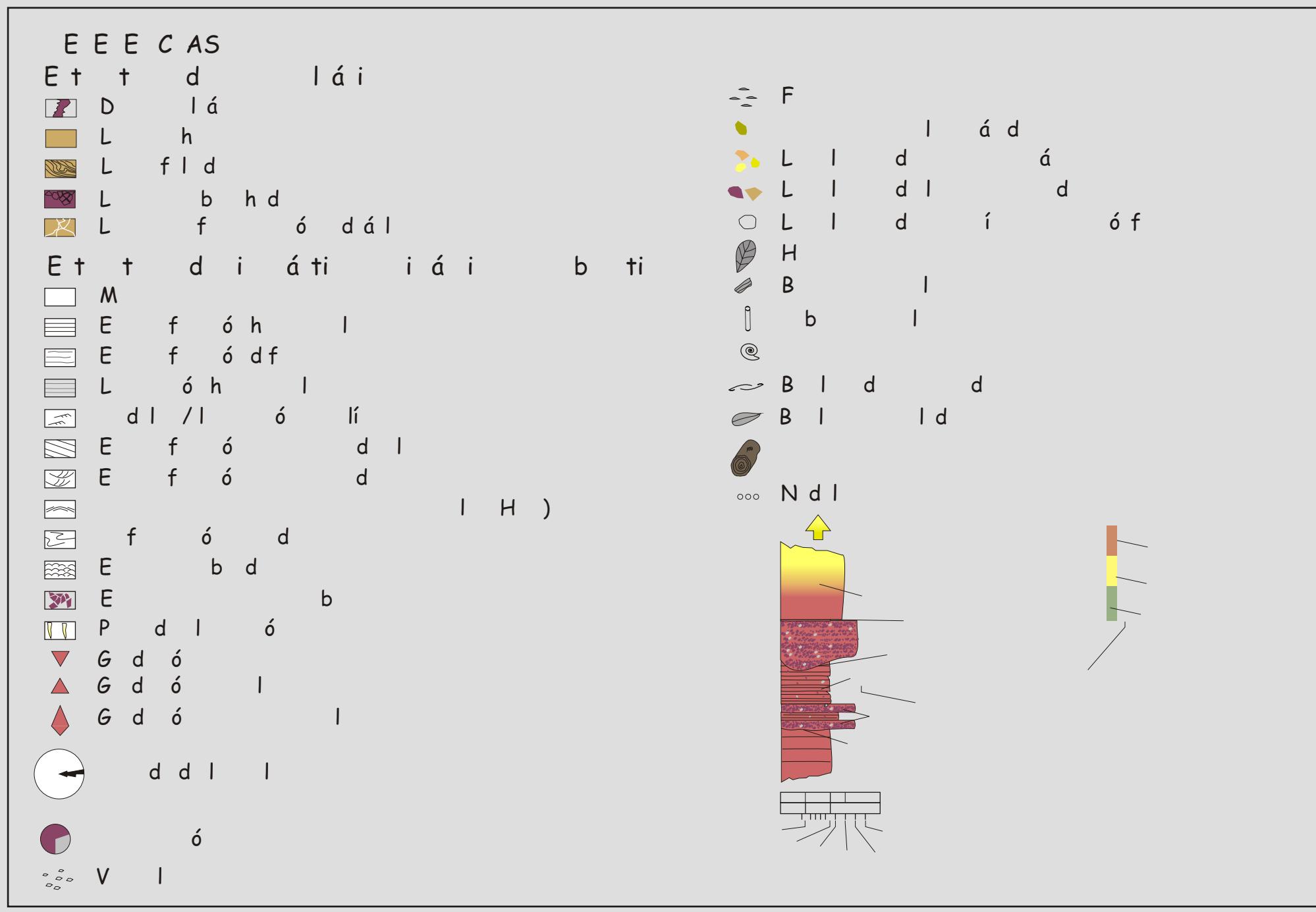
- Vitroclastos pumiceos
- Fiammes
- Litoclastos de lavas ácidas
- Litoclastos de rocas piroclásticas
- Litoclastos de lavas intermedias
- Litoclastos de rocas ígneo-metamórficas
- Hojas
- Briznas vegetales
- Tubos verticales
- Amonites
- Bivalvos desarticulados
- Bivalvos articulados
- Troncos
- Nódulos



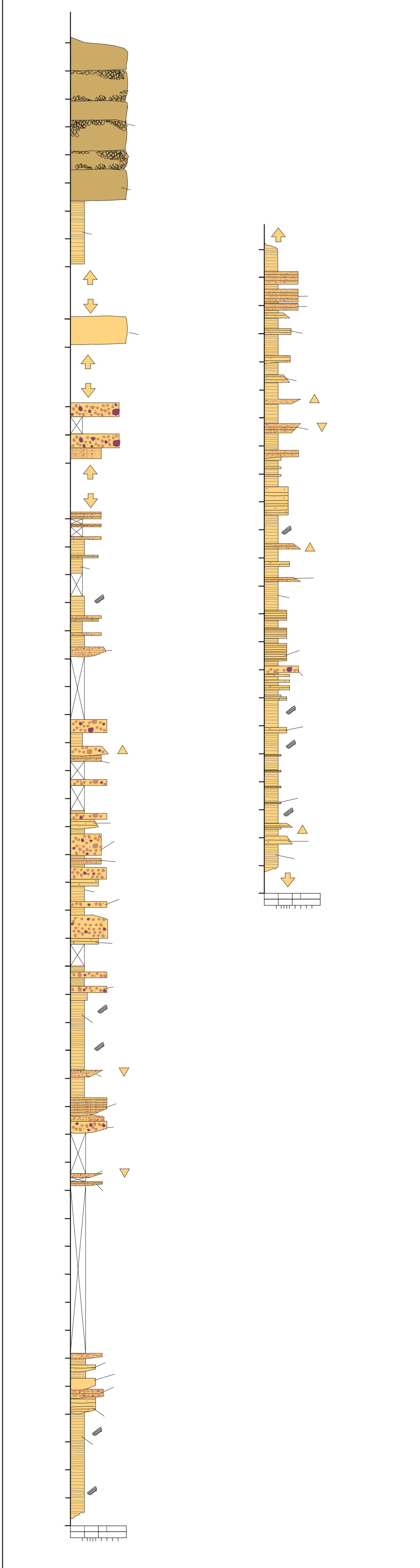
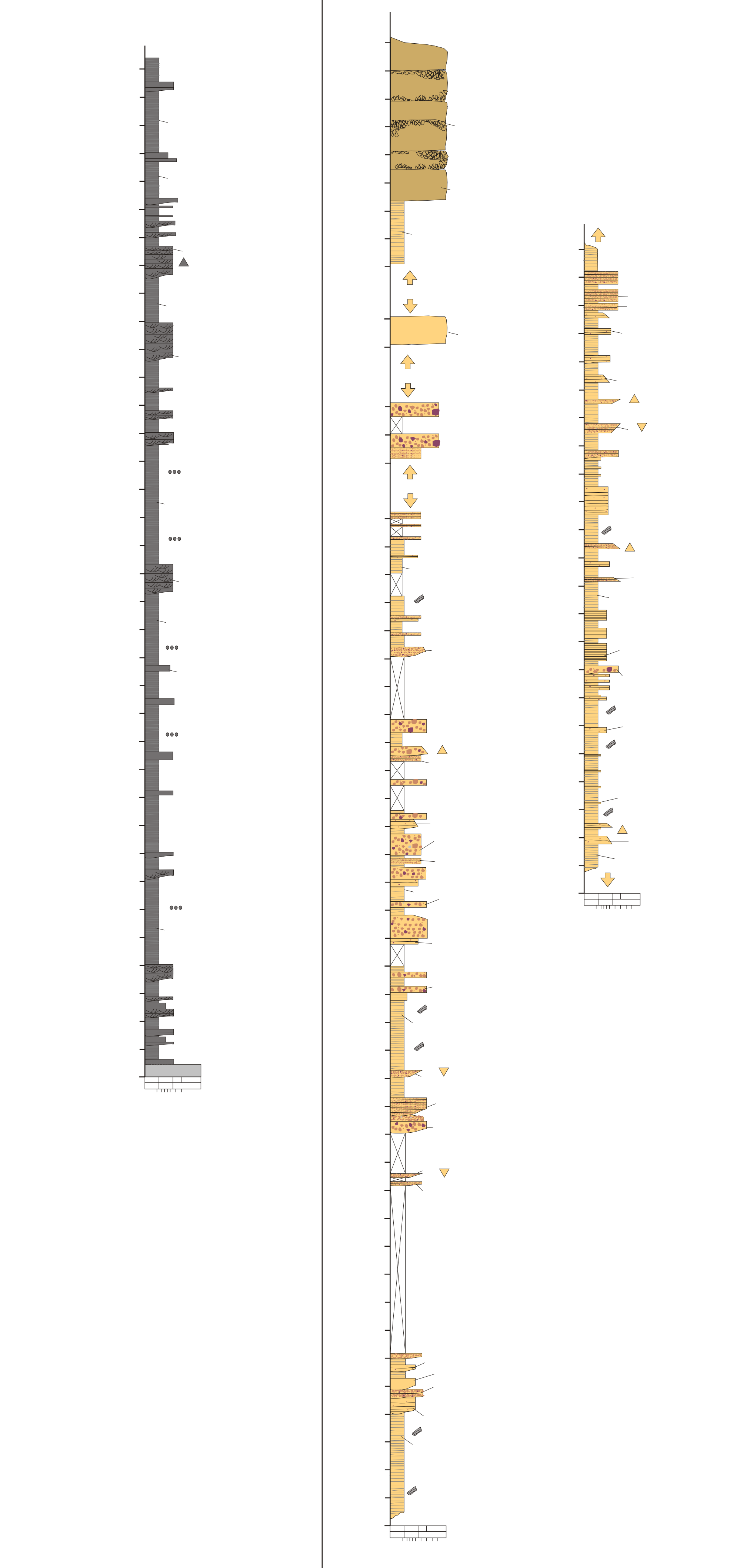
Anexo II-3: DEPOCENTRO DE LA PINTADA



Anexo II-5 DEPOCENTRO DE PEDRA DEL ÁGUILA



A i t f l l d i t U A s t l i l t i l



Anexo III

Análisis geoquímico

**Final Report
Activation Laboratories**

Report Date: 10/22/2008

Analyte Symbol	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	Sc	Ba	V	Ba	Sr	Y
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	1	1	5	3	2	2
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP
PDA_M	79.44	10.49	1.19	0.021	0.21	0.48	1.34	5.3	0.078	0.03	2.39	101	3	2	13	686	47	24
PDA_I	70.33	13.86	3.03	0.016	0.36	0.62	3.13	3.91	0.406	0.12	2.97	98.77	6	1	43	979	92	24
ZY_S	52.78	16.81	9.17	0.154	2.59	4.82	4.08	2.27	1.182	1.01	4.4	99.25	15	3	90	955	553	32
SE-SN_I2	54.29	17.47	4.92	0.118	0.37	8.3	4.02	3.46	0.649	0.27	5.65	99.51	11	2	106	979	553	9
N-SN_M	73.24	12.61	2.64	0.029	0.17	0.54	2.58	4.71	0.298	0.08	1.4	98.3	7	1	36	683	83	14
SE-SN_I2	59.1	17.43	5.87	0.177	2.68	5.12	3.86	1.06	0.617	0.25	3.04	99.19	7	1	70	277	530	19
SE-SN_M1	69.35	14.2	1.95	0.036	0.33	2.56	2.73	3.39	0.436	0.11	3.76	98.84	8	2	59	908	154	17
W-SN_S	61.94	15.56	7.31	0.081	1.08	5.46	3.29	0.93	0.938	0.26	2.49	99.35	17	1	97	400	427	23
SE-SN_M2	67.75	14.12	1.7	0.048	0.58	1.43	1.14	4.46	0.212	0.04	7.07	98.55	3	2	31	1242	583	11

Analyte Symbol	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	n	Sn	Sb	Cs	La	Ce
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	4	20	1	20	10	30	1	1	5	2	1	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	0.1	0.1
Analysis Method	FUS-ICP	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	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
PDA_M	58	30	1	< 20	< 10	< 30	13	2	19	186	8	9	1	< 0.2	2	5.3	2.7	17.7	37.3
PDA_I	263	< 20	6	< 10	< 10	60	17	2	6	165	8	< 2	< 0.5	< 0.2	2	9.3	2	36.7	73.9
ZY_S	408	40	28	< 20	60	150	24	2	< 5	48	20	< 2	< 0.5	< 0.2	2	2.4	0.9	73.9	163
SE-SN_I2	192	30	10	< 20	30	110	22	3	6	90	5	2	< 0.5	< 0.2	2	5.3	1.8	33.3	66.4
N-SN_M	79	< 20	4	< 20	10	40	14	3	9	97	8	< 2	< 0.5	< 0.2	2	7.6	0.8	22.2	46.3
SE-SN_I2	142	< 20	9	< 20	< 10	70	19	2	< 5	24	6	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	4	< 0.5	18.6	42.6
SE-SN_M1	169	< 20	4	< 20	< 10	80	19	3	10	164	8	< 2	< 0.5	< 0.2	3	9.1	4.7	33.9	67.5
W-SN_S	152	30	15	< 20	20	70	18	2	9	20	5	2	< 0.5	< 0.2	1	4	0.6	16.8	38.2
SE-SN_M2	113	< 20	213	300	20	50	15	2	11	122	9	16	< 0.5	< 0.2	1	5.3	1.9	32.9	62.8

Analyte Symbol	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.05	0.1	0.1	0.05	0.1	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
Analysis Method	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	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
PDA_M	3.91	14.9	3.5	0.37	3.5	0.6	4	0.9	2.7	0.42	2.7	0.39	2.5	1	3	1	37	4.5	10	2.4
PDA_I	8.87	28.8	5.6	0.95	5	0.8	4.9	1	3.2	0.5	3.3	0.51	7.9	0.8	< 1	0.9	34	< 0.4	13.2	2.1
ZY_S	19.6	62.8	11.7	3.01	9.2	1.3	6.9	1.3	4	0.58	3.6	0.52	9.4	1.1	< 1	< 0.1	9	< 0.4	3.6	0.6
SE-SN_I2	8.19	25.9	4.9	1.54	3.9	0.5	3	0.6	1.7	0.25	1.6	0.24	5.5	0.3	2	0.3	23	< 0.4	5.3	1.1
N-SN_M	5.43	17.1	3.5	0.67	3.2	0.5	3.4	0.7	2.3	0.36	2.4	0.37	3.1	0.8	1	0.8	40	0.4	7.7	1.5
SE-SN_I2	5.82	21.5	4.7	1.51	4.4	0.7	4	0.8	2.6	0.4	2.6	0.4	4.1	0.4	< 1	< 0.1	< 5	< 0.4	2.5	0.7
SE-SN_M1	7.94	25.6	5.1	1.01	4.4	0.7	3.9	0.8	2.3	0.34	2.1	0.32	5	0.9	< 1	1.2	53	0.4	10.9	2.5
W-SN_S	5.42	20.9	4.9	1.52	5	0.8	4.6	1	3	0.45	2.8	0.42	4.3	0.3	< 1	< 0.1	6	< 0.4	2	1.1
SE-SN_M2	7.17	20.6	3.6	0.67	2.7	0.4	2.5	0.5	1.4	0.21	1.3	0.2	3.4	0.7	2	1.3	21	1.8	16.4	2.8

**Final Report
Activation Laboratories**

Analyte Symbol	SiO2	Al2O3	Fe2O3(T)	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	Total	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr
Unit Symbol	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01		0.01	1	1	5	3	2	2	4	20
Analysis Method	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS
GXR-1 Meas																				< 20
GXR-1 Cert																				12
WMG-1 Meas																				800
WMG-1 Cert																				770
NIST 694 Meas	11,65	1,91	0,76	0,012	0,33	43,31	0,88	0,51	0,113	30,2				1670						
NIST 694 Cert	11,2	1,8	0,79	0,0116	0,33	43,6	0,86	0,51	0,11	30,2				1740						
DNC-1 Meas	47,44	18,58	9,92	0,152	10,3	11,41	1,91	0,24	0,489	0,07			31	< 1	153	103	144	14	32	250
DNC-1 Cert	47	18,3	9,93	0,149	10,1	11,3	1,87	0,234	0,48	0,09			31	1	148	114	145	18	41	285
GBW 07113 Meas	72,32	12,93	3,18	0,142	0,15	0,58	2,46	5,48	0,286	0,06			5	4	< 5	490	41	46	428	
GBW 07113 Cert	72,8	13	3,21	0,14	0,16	0,59	2,57	5,43	0,3	0,05			5	4	5	506	43	43	403	
GXR-2 Meas																				40
GXR-2 Cert																				36
LKSD-3 Meas																				80
LKSD-3 Cert																				87
MAG-1 (Depleted) Meas																				90
MAG-1 (Depleted) Cert																				97
NIST 1633b Meas	47,94	27,91	10,88	0,016	0,74	2,06	0,26	2,27	1,276	0,51			39		297	691	1033			
NIST 1633b Cert	49,2	28,4	11,1	0,02	0,8	2,11	0,27	2,35	1,32	0,53			41		296	709	1040			
SY-2 Meas	60,04	12,06	6,25	0,322	2,61	8	4,2	4,57	0,142	0,46			7	22	72	455	278	128	293	
SY-2 Cert	60,1	12,12	6,27	0,32	2,7	7,98	4,34	4,48	0,14	0,43			7	23	52	460	275	130	280	
W-2a Meas	52,86	15,42	10,87	0,173	6,43	11,04	2,2	0,58	1,104	0,15			35	1	279	170	196	18	90	100
W-2a Cert	52,4	15,4	10,7	0,163	6,37	10,9	2,14	0,626	1,06	0,13			36	1,3	262	182	190	24	94	92
NIST 696 Meas	3,76	52,26	8,18	0,004	0,01	< 0,01		< 0,01	2,536	0,05					384				1020	
NIST 696 Cert	3,79	54,5	8,7	0,004	0,012	0,018		0,009	2,64	0,05					403				1040	
CTA-AC-1 Meas																				
CTA-AC-1 Cert																				
BIR-1a Meas	48,44	15,87	11,42	0,176	9,68	13,33	1,82	< 0,01	0,985	0,03			44	< 1	336	7	111	13	14	410
BIR-1a Cert	47,8	15,4	11,3	0,171	9,68	13,2	1,75	0,03	0,96	0,05			44	0,58	313	7	108	16	16	382
LAC 2 Orig	49,99	15,27	8,83	0,157	8,24	9,68	2,65	0,65	0,965	0,22	2,47	99,13	29	1	224	160	718	15	87	420
LAC 2 Dup	49,7	15,19	9,06	0,157	8,23	9,7	2,62	0,61	0,957	0,23	2,47	98,93	29	1	220	159	713	14	86	400
T_IGN_MED Orig	67,75	14,12	1,7	0,048	0,58	1,43	1,14	4,46	0,212	0,04	7,07	98,55	3	2	31	1242	583	11	113	< 20
T_IGN_MED Split	67,69	14,11	1,7	0,048	0,59	1,44	1,14	4,39	0,211	0,04	7,12	98,48	4	2	33	1238	581	12	113	< 20
T_IGN_MED Orig																				< 20
T_IGN_MED Split																				< 20
Method Blank Method Blank																				< 20
Method Blank Method Blank																				< 20

**Final Report
Activation Laboratories**

Analyte Symbol	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	1	20	10	30	1	1	5	2	1	2	0.5	0.2	1	0.5	0.5	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1
Analysis Method	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	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS	FUS-MS
GXR-1 Meas	9	50	1110	760	17		424	3	3	18	29.8	0.8	54	121	2.9	7.7	15		8.3	2.9
GXR-1 Cert	8.2	41	1110	760	13.8		427	14	0.8	18	31	0.77	54	122	3	7.5	17		18	2.7
WMG-1 Meas	248	4320	6340	170	11		18		4	< 2	2.8		2	12.4	< 0.5	7.9	16.7		8.9	2.4
WMG-1 Cert	200	2700	5900	110	10.3		7		6	1.4	2.7		2.2	1.8	0.48	8.2	16		9	2.3
NIST 694 Meas																				
NIST 694 Cert																				
DNC-1 Meas	36	170	50	< 30	10	< 1	< 5	5	< 1	< 2	< 0.5			1	< 0.5	3.5	7.8	1.1	4.5	1.3
DNC-1 Cert	54.7	247	96	66	15	1.3	0.2	4.5	3	0.7	0.027			0.96	0.34	3.8	10.6	1.3	4.9	1.38
GBW 07113 Meas																				
GBW 07113 Cert																				
GXR-2 Meas	10	< 20	90	620	38		29	85	10	< 2	19.3	< 0.2	2	60.2	5.9	25.9	52.7		19.7	3.8
GXR-2 Cert	8.6	21	76	530	37		25	78	11	2.1	17	0.252	1.7	49	5.2	25.6	51.4		19	3.5
LKSD-3 Meas	36	50	30	120			47	78	8	< 2	1.6		2	7.1	2.5	47	88.8		41.3	7.8
LKSD-3 Cert	30	47	35	152			27	78	8	2	2.7		3	1.3	2.3	52	90		44	8
MAG-1 (Depleted) Meas	24	20	20	70	20		20	147	13	< 2	< 0.5	< 0.2	3	6.6	8.1	41.3	85.2	10.5	35.6	7.1
MAG-1 (Depleted) Cert	20.4	53	30	130	20.4		9.2	149	12	1.6	0.08	0.18	3.6	0.96	8.6	43	88	9.3	38	7.5
NIST 1633b Meas																				
NIST 1633b Cert																				
SY-2 Meas																				
SY-2 Cert																				
W-2a Meas	53	50	110	80	18	2	13	21	6	< 2	< 0.5			7.7	0.9	10.7	23.4		12.5	3.3
W-2a Cert	43	70	110	80	17	1	1.2	21	7.9	0.6	0.046			0.79	0.99	10	23		13	3.3
NIST 696 Meas																				
NIST 696 Cert																				
CTA-AC-1 Meas	2		60	60												> 2000	> 3000		1130	170
CTA-AC-1 Cert	2.72		54	38												2176	3326		1087	162
BIR-1a Meas	66	280	170	120	16	2	< 5	< 2	< 1	< 2	< 0.5		< 1	4.7	< 0.5	0.7	2.1	0.42	2.4	1.1
BIR-1a Cert	51.4	166	126	71	16	1.5	0.44	0.25	0.6	0.5	0.036		0.65	0.58	0.005	0.62	1.95	0.38	2.5	1.1
LAC 2 Orig	45	150	70	100	20	3	< 5	16	6	< 2	< 0.5	< 0.2	1	6.1	7.3	14.9	35	4.99	19.3	4.4
LAC 2 Dup	48	160	80	130	19	3	< 5	17	5	< 2	< 0.5	< 0.2	1	12.3	7.6	14.2	33.6	4.78	18.2	4.2
T_IGN_MED Orig	213	300	20	50	15	2	11	122	9	16	< 0.5	< 0.2	1	5.3	1.9	32.9	62.8	7.17	20.6	3.6
T_IGN_MED Split	3	< 20	< 10	40	16	1	< 5	123	9	< 2	< 0.5	< 0.2	1	1.9	1.9	34.9	66.8	7.61	21.5	3.9
T_IGN_MED Orig	213	300	20	50	15	2	11	122	9	16	< 0.5	< 0.2	1	5.3	1.9	32.9	62.8	7.17	20.6	3.6
T_IGN_MED Split	3	< 20	< 10	40	16	1	< 5	123	9	< 2	< 0.5	< 0.2	1	1.9	1.9	34.9	66.8	7.61	21.5	3.9
Method Blank Method Blank	< 1	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.1
Method Blank Method Blank	< 1	< 20	< 10	< 30	< 1	< 1	< 5	< 2	< 1	< 2	< 0.5	< 0.2	< 1	< 0.5	< 0.5	< 0.1	< 0.1	< 0.05	< 0.1	< 0.1

**Final Report
Activation Laboratories**

Analyte Symbol	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Ti	Pb	Bi	Th	U
Unit Symbol	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Detection Limit	0.05	0.1	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
Analysis Method	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	FUS-MS	FUS-MS
GXR-1 Meas	0,64	4,1	0,8	4,9			0,42	2,3	0,3	0,9	0,2	164	0,4	519	1380	2,5	33,7
GXR-1 Cert	0,69	4,2	0,83	4,3			0,43	1,9	0,28	0,96	0,175	164	0,39	730	1380	2,44	34,9
WMG-1 Meas	0,78		0,4	2,6	0,5		0,23	1,3	0,2	1,5	0,3	< 1		44		1,1	0,7
WMG-1 Cert	0,82		0,3	2,8	0,5		0,2	1,3	0,21	1,3	0,5	1,3		15		1,1	0,65
NIST 694 Meas																	
NIST 694 Cert																	
DNC-1 Meas	0,59	2	0,4	2,7	0,6	1,9	0,31	1,9	0,29	0,9	< 0,1	< 1	< 0,1	< 5	< 0,4	0,2	< 0,1
DNC-1 Cert	0,59	2	0,41	2,7	0,62	2	0,38	2,01	0,32	1,01	0,098	0,2	0,026	6,3	0,02	0,2	0,1
GBW 07113 Meas																	
GBW 07113 Cert																	
GXR-2 Meas	0,77	3,2	0,5	3,1			0,3	1,9	0,28	7,2	0,8	2	1	771	< 0,4	8,8	3
GXR-2 Cert	0,81	3,3	0,48	3,3			0,3	2,04	0,27	8,3	0,9	1,9	1,03	690	0,69	8,8	2,9
LKSD-3 Meas	1,48		0,9	5,1				2,7	0,4	4,8	0,6	< 1		15		10,6	4,5
LKSD-3 Cert	1,5		1	4,9				2,7	0,4	4,8	0,7	2		29		11,4	4,6
MAG-1 (Depleted) Meas	1,5	5,9	1	5,3	1	2,9	0,44	2,6	0,38	3,5	1,2	1	< 0,1	10	< 0,4	11,6	2,9
MAG-1 (Depleted) Cert	1,6	5,8	0,96	5,2	1,02	3	0,43	2,6	0,4	3,7	1,1	1,4	0,59	24	0,34	11,9	2,7
NIST 1633b Meas																	
NIST 1633b Cert																	
SY-2 Meas																	
SY-2 Cert																	
W-2a Meas	1,16		0,7	4,1	0,8	2,4	0,36	2,1	0,31	2,6	0,5	< 1	< 0,1	< 5	< 0,4	2,2	0,6
W-2a Cert	1		0,63	3,6	0,76	2,5	0,38	2,1	0,33	2,6	0,5	0,3	0,2	9,3	0,03	2,4	0,53
NIST 696 Meas																	
NIST 696 Cert																	
CTA-AC-1 Meas	49,4	124	15,7					11,3	1,09	1,5	2,6					23,9	4,3
CTA-AC-1 Cert	46,7	124	13,9					11,4	1,08	1,13	2,65					21,8	4,4
BIR-1a Meas	0,56	1,9	0,4	2,8	0,6	1,9	0,29	1,7	0,26	0,6	< 0,1	< 1	< 0,1	7	0,9	< 0,1	< 0,1
BIR-1a Cert	0,54	1,85	0,36	2,5	0,57	1,7	0,26	1,65	0,26	0,6	0,04	0,07	0,01	3	0,02	0,03	0,01
LAC 2 Orig	1,45	4,4	0,7	4	0,8	2,4	0,34	2,1	0,32	2,8	0,4	< 1	< 0,1	< 5	< 0,4	1,4	0,4
LAC 2 Dup	1,39	4,2	0,6	3,8	0,8	2,3	0,33	2	0,31	2,7	0,3	< 1	< 0,1	9	< 0,4	1,3	0,4
T_IGN_MED Orig	0,67	2,7	0,4	2,5	0,5	1,4	0,21	1,3	0,2	3,4	0,7	2	1,3	21	1,8	16,4	2,8
T_IGN_MED Split	0,72	2,9	0,5	2,7	0,5	1,5	0,23	1,4	0,21	3,8	0,8	< 1	0,5	14	1,5	17,2	2,9
T_IGN_MED Orig	0,67	2,7	0,4	2,5	0,5	1,4	0,21	1,3	0,2	3,4	0,7	2	1,3	21	1,8	16,4	2,8
T_IGN_MED Split	0,72	2,9	0,5	2,7	0,5	1,5	0,23	1,4	0,21	3,8	0,8	< 1	0,5	14	1,5	17,2	2,9
Method Blank Method Blank	< 0,05	< 0,1	< 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
Method Blank Method Blank	< 0,05	< 0,1	< 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