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. Stipanicic, 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. Stipanicic, 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 (*set*)
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 *coset* o grupos de *coset*
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.

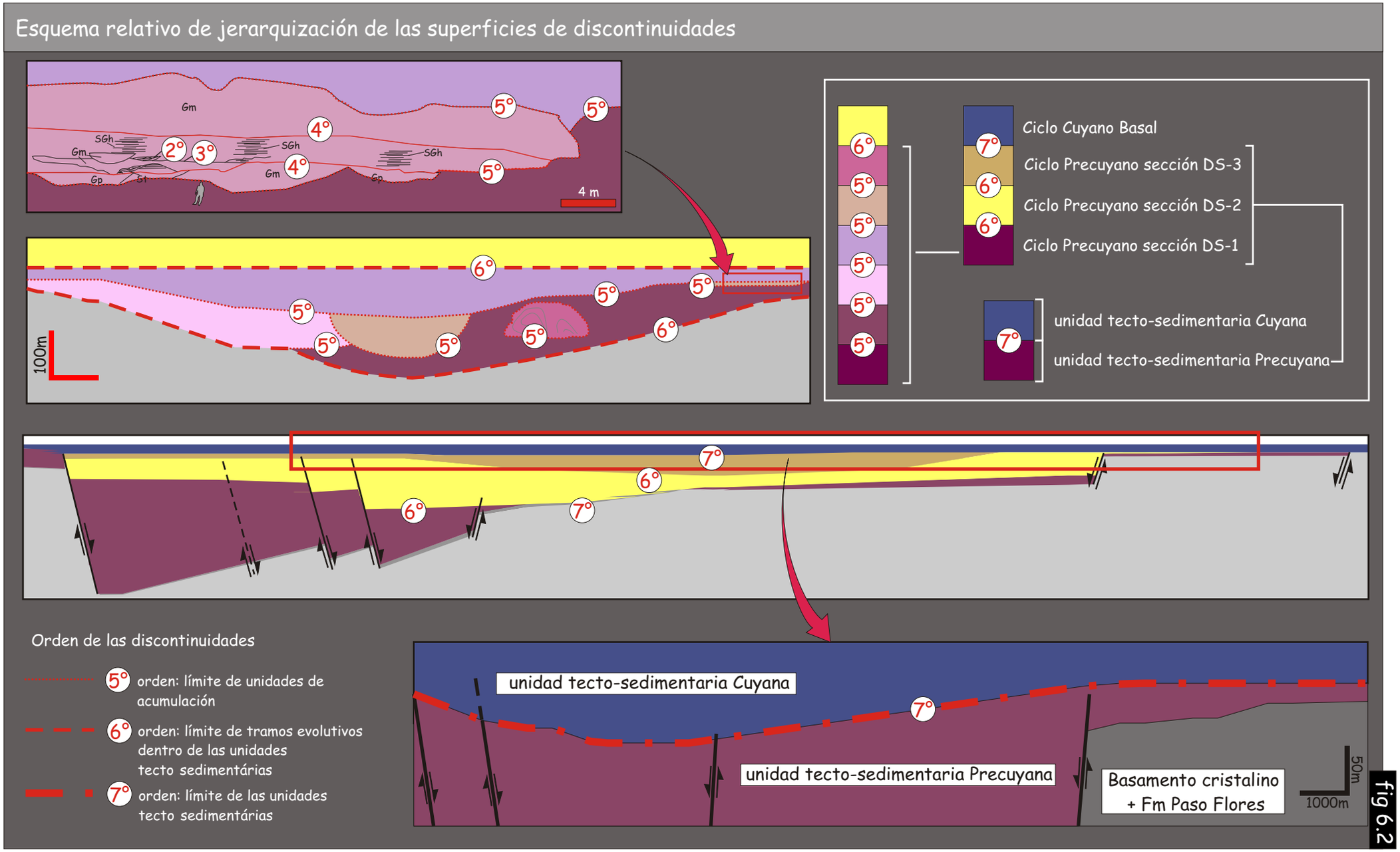


Figura 6.2. Esquema relativo de jerarquización de las superficies de discontunidades identificadas en este estudio.

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 ± 2,8 Ma (Spalletti *et al.* en prensa). Este depósito estaría marcando el preludio 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

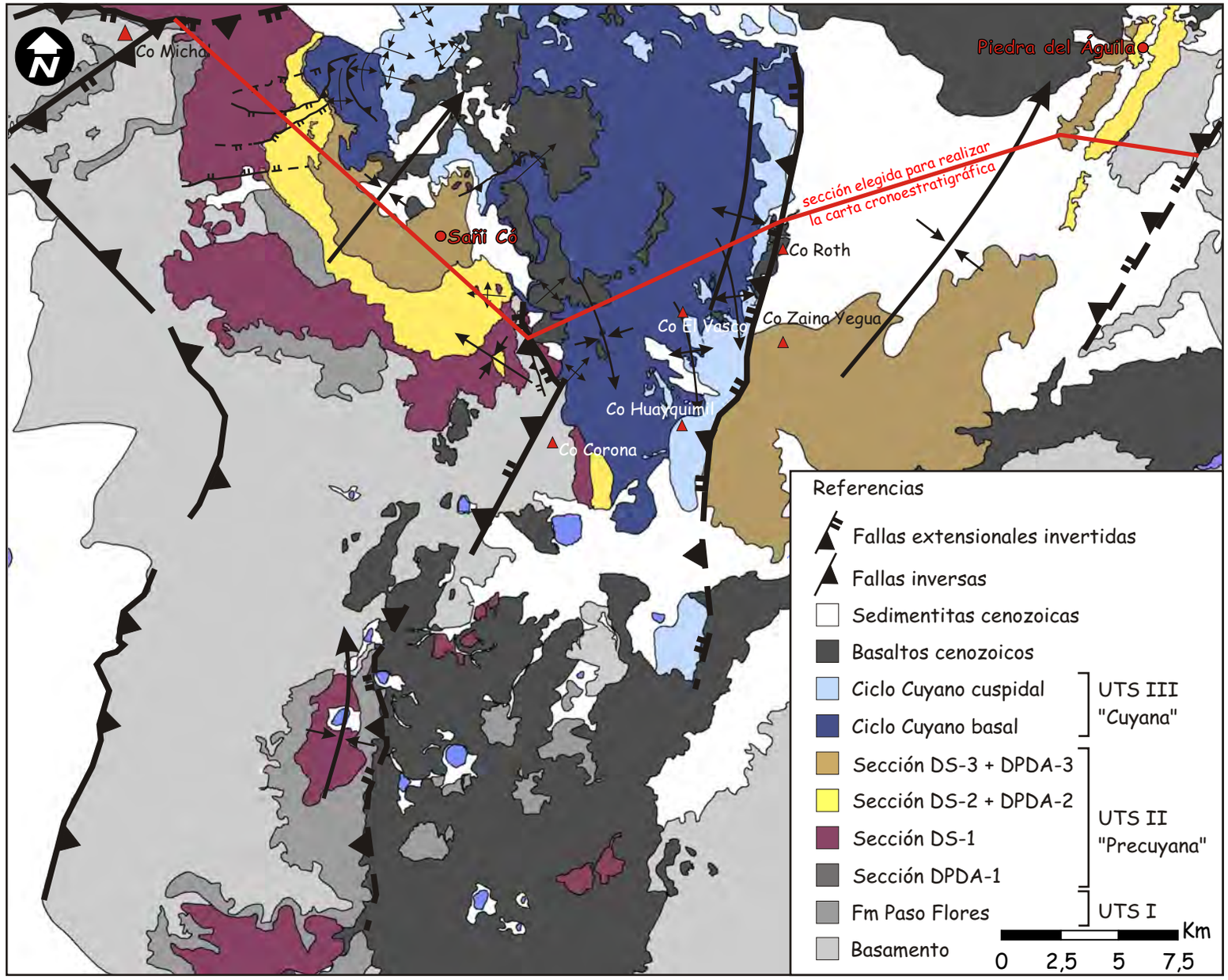


Figura 6.3. Mapa geológico donde se muestran las unidades tecto-sedimentarias interpretadas para el área de estudio y sus subdivisiones.

fig 6.3

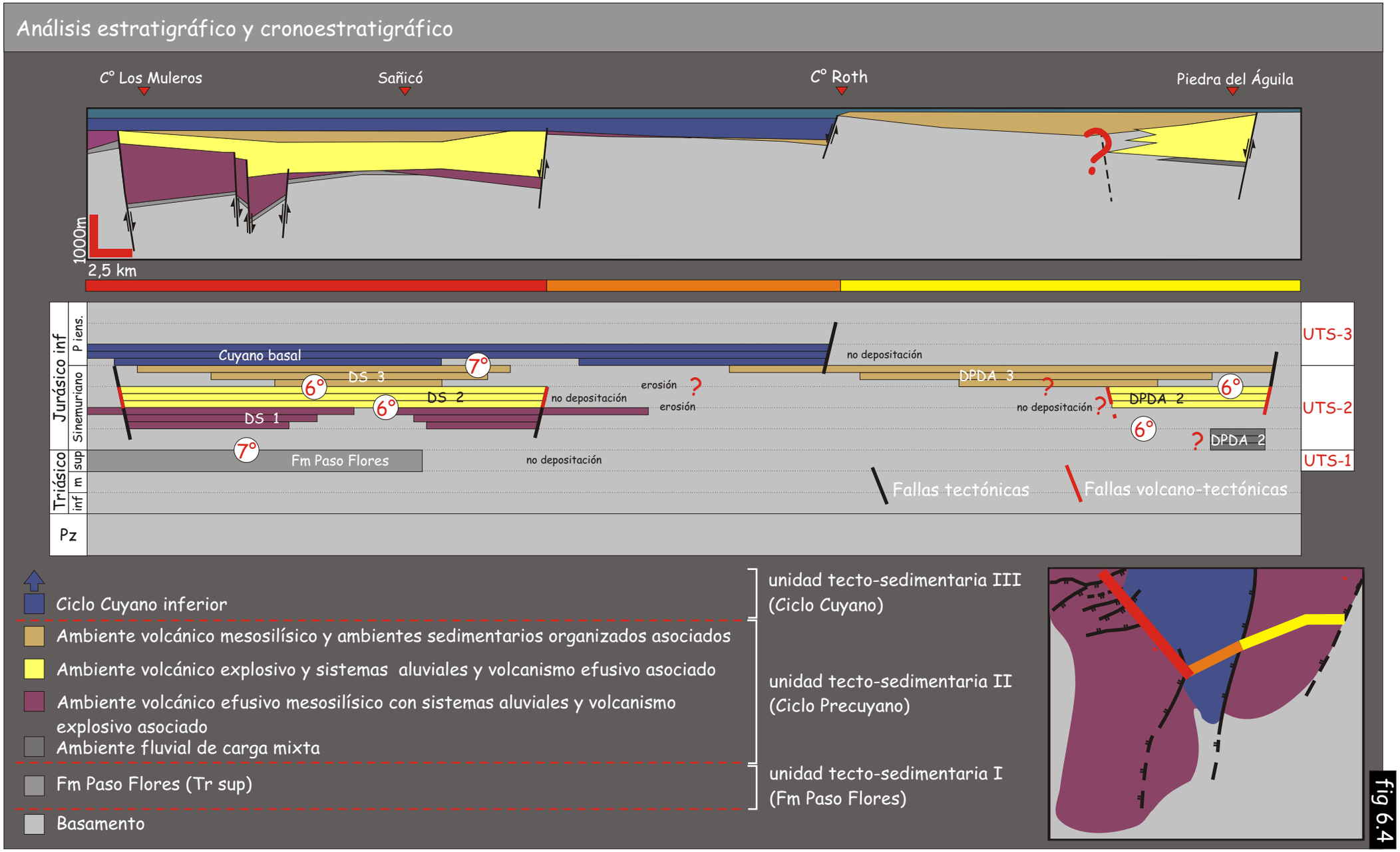


Figura 6.4. Carta cronoestratigráfica del área de estudio e interpretación tecto-estratigráfica del relleno inicial en el área de Sañicó y Piedra del Águila.

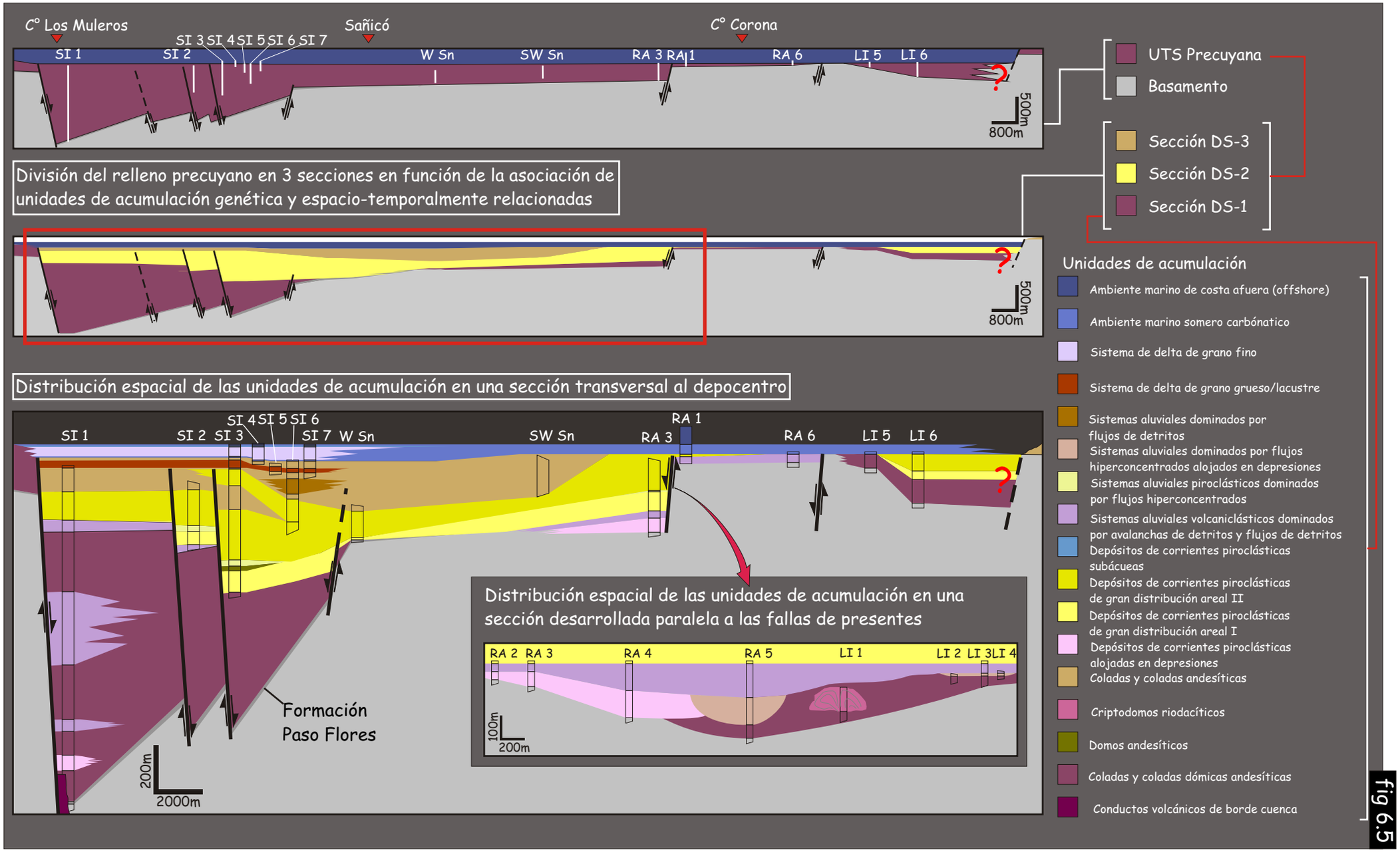


Figura 6.5. Organización de las unidades de acumulación y secciones en el depocentro de Sañicó.

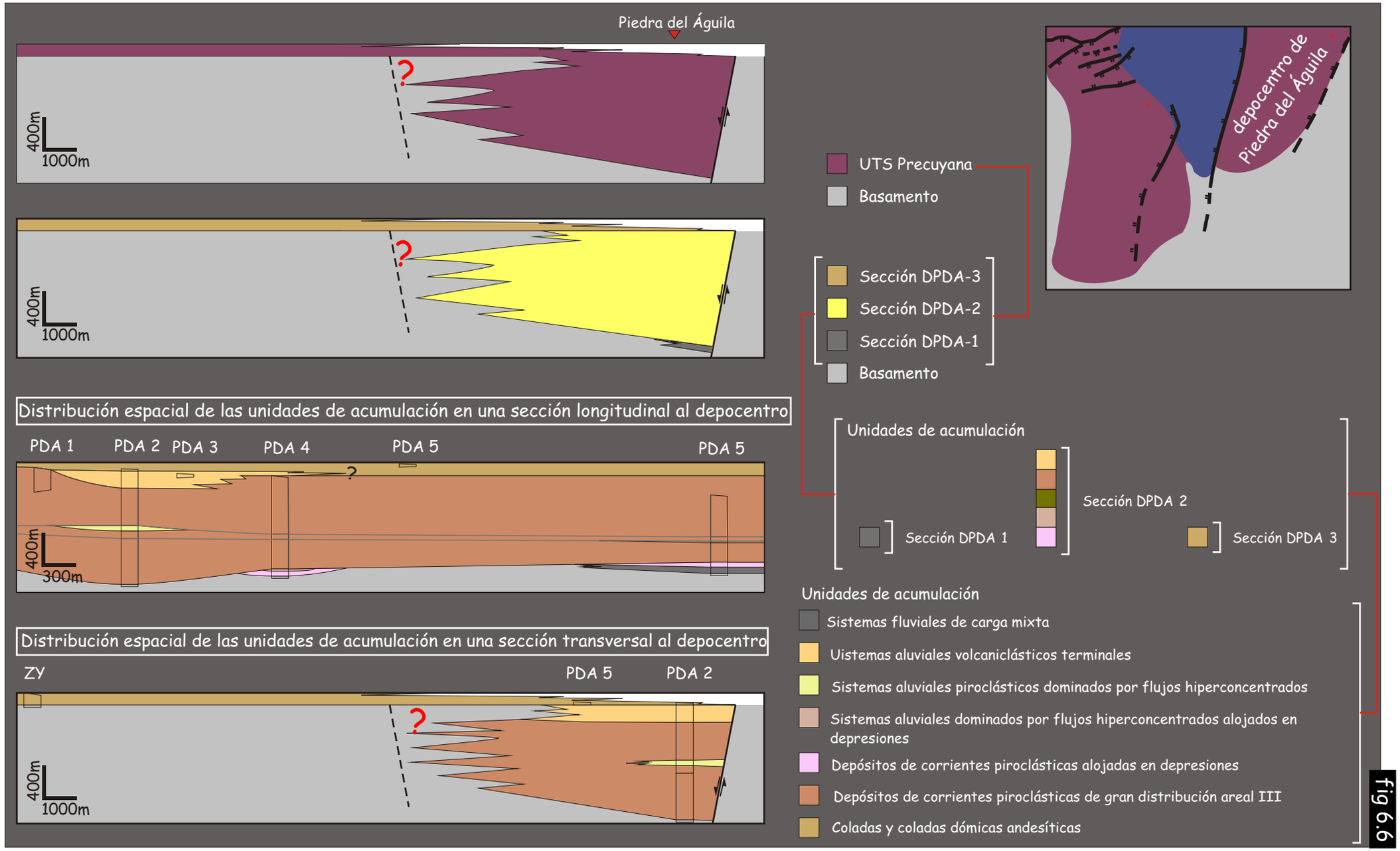


Figura 6.6. Organización de las unidades de acumulación y secciones del depocentro de Piedra del Águila.

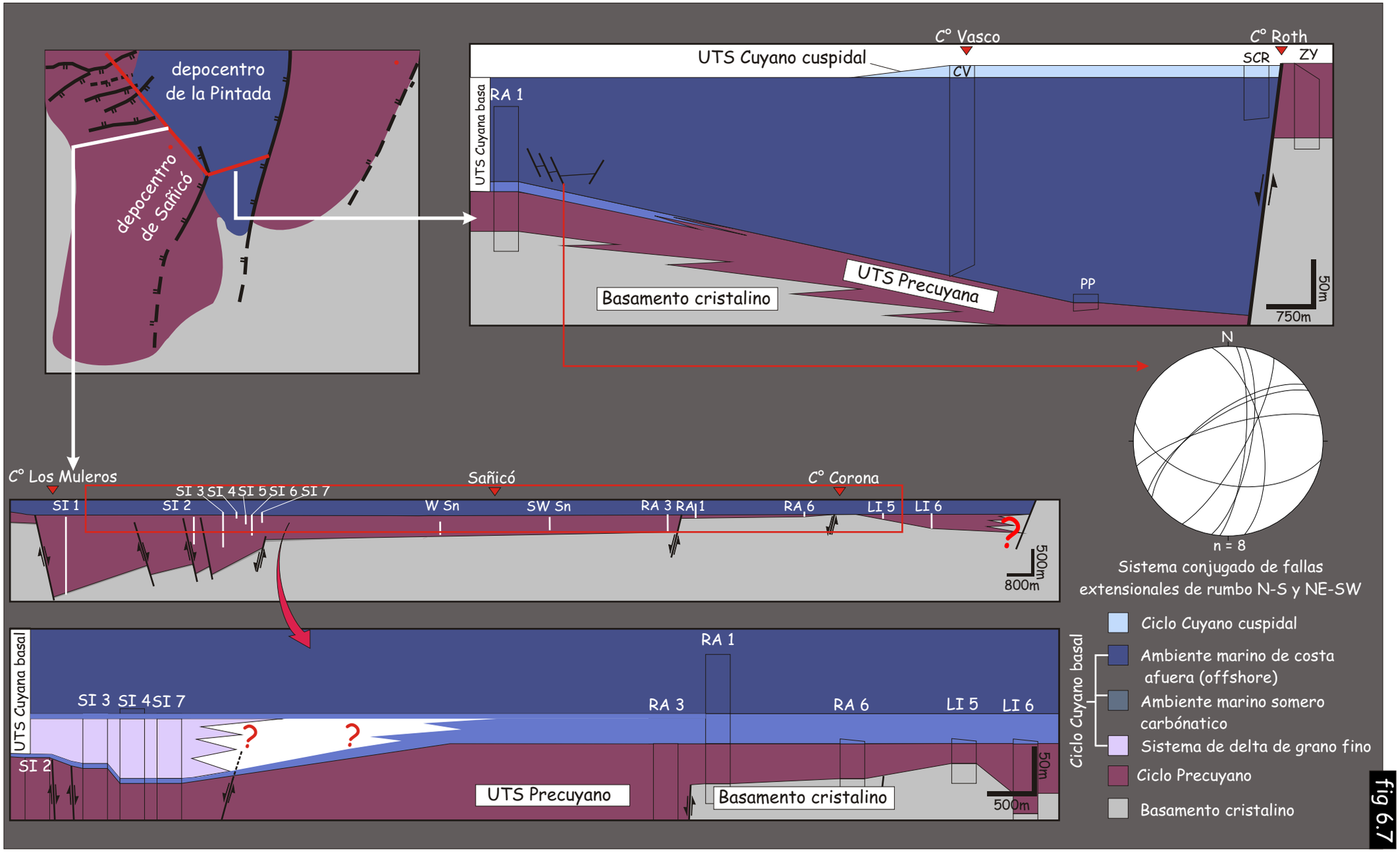


Figura 6.7. Organización de las unidades de acumulación del Ciclo Cuyano en los depocentros de Sañicó y de la Pintada.

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 (Ganuza *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 ± 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 descriptas 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 pliensbachianos 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 ± 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 ± 0,26 Ma y 199 ± 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

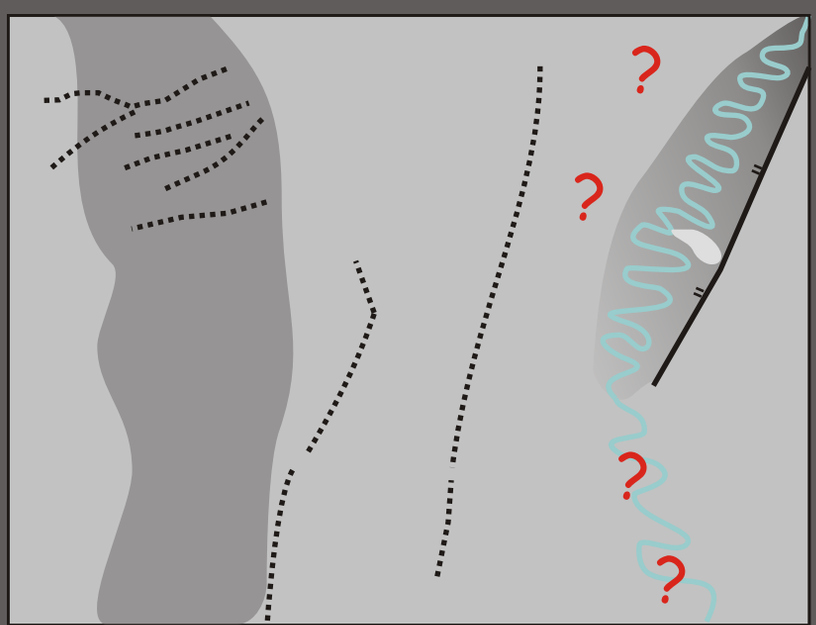
Los depocentros extensionales localizados en el borde sur de la cuenca, se formaron durante el estadio de rifting Triásico Superior-Jurásico Inferior. El primer episodio dio lugar a los depocentros que albergaron a los depósitos de la Formación Paso Flores (UTS I), desarrollados principalmente fuera 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).

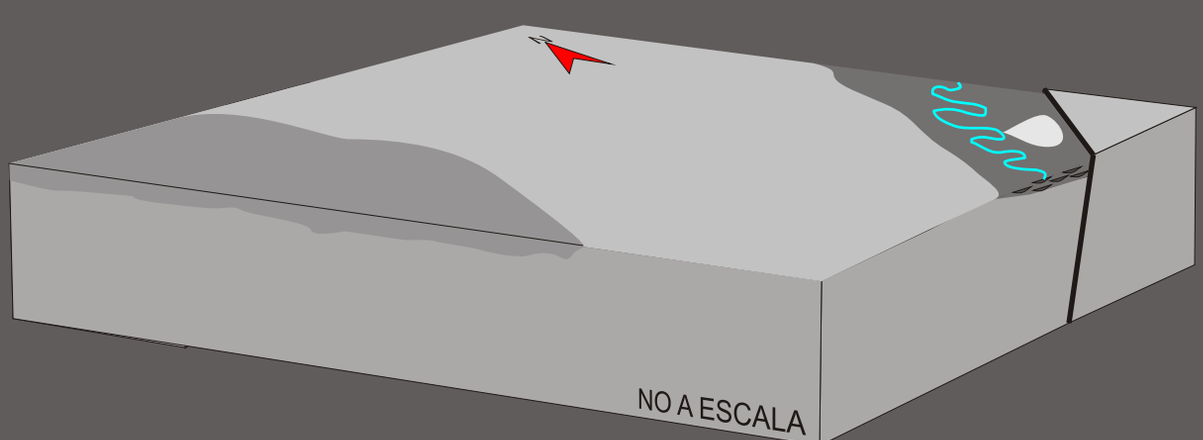
La evolución de la UTS-II continuó con el desarrollo de la sección inicial del depocentro de Sañicó (fig. 6.9). Esta sección de gran distribución areal, inclusive aflorando por fuera de los límites del depocentro, se halla integrada por coladas y coladas dómicas con dominación de lavas en bloques, de 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 dominantemente andesítico con sistemas aluviales volcaniclásticos asociados (fig.

fig 6.8

Modelo Paleoambiental y Paleográfico

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 dómicas. Contrariamente, hacia el noroeste, predominan las coladas y coladas dómicas 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 aparte 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 descripta 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 volcaniclástica (*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 dominantemente andesíticos, junto con el

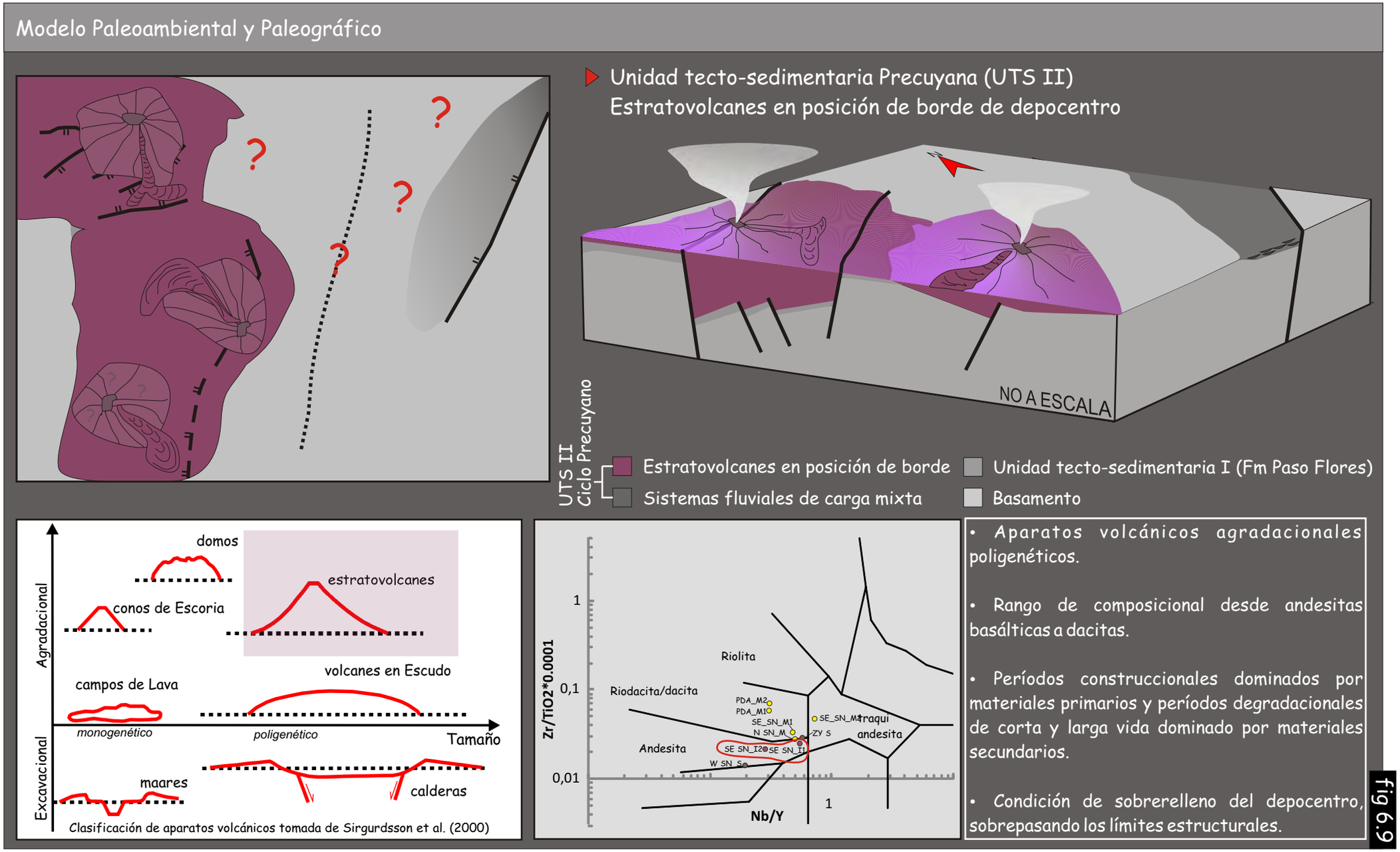


Figura 6.9. Modelo paleoambiental y paleogeográfico del inicio de la actividad volcánica que representó a la UTS II.

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 sobrerelleno 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, descripto 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*

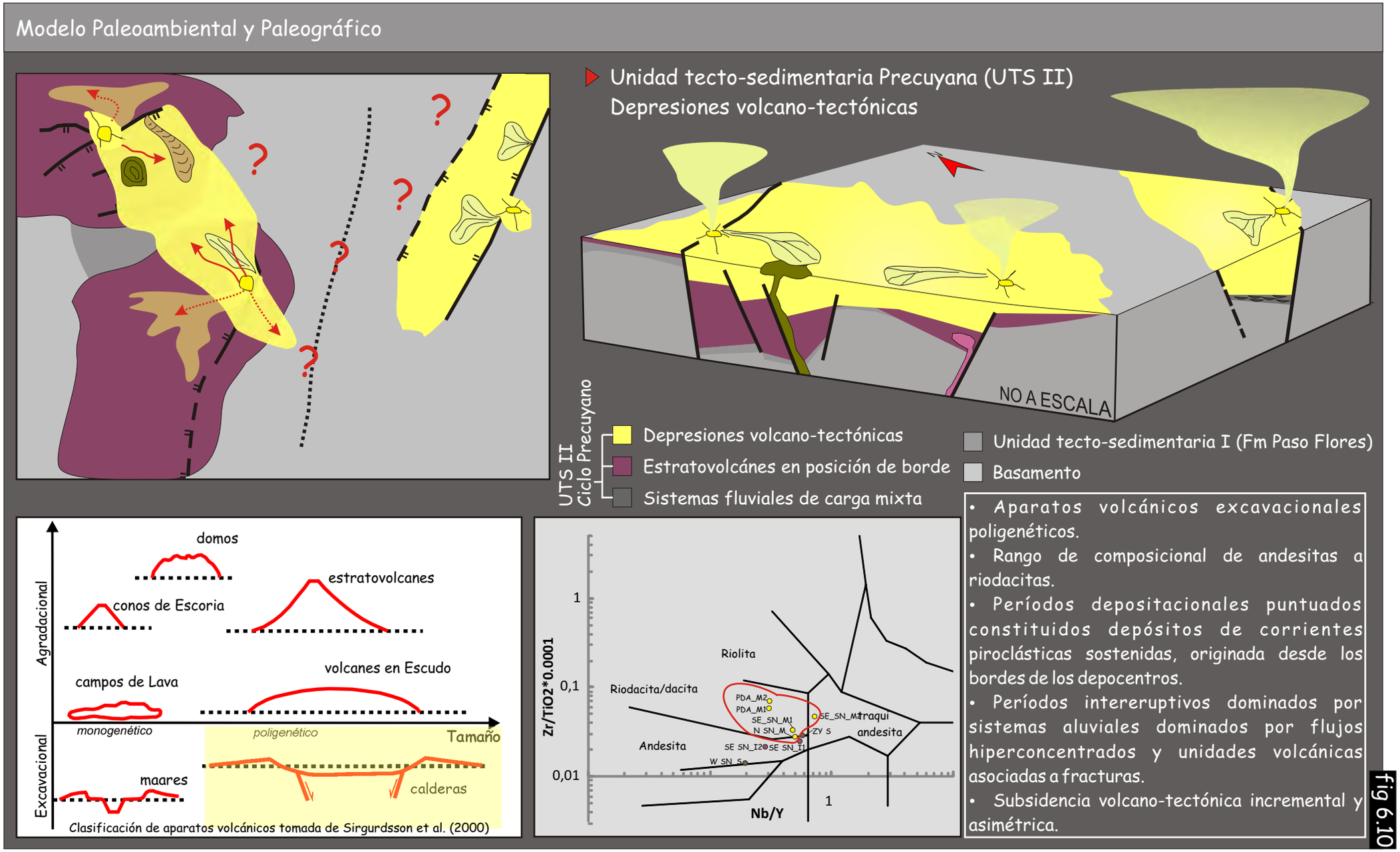


Figura 6.10. Modelo paleoambiental y paleogeográfico de las depresiones volcáno-tectónicas desarrolladas en los depocentros de Sañicó y Piedra del Águila para la parte media de la UTS II.

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 volcaniclástico, 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 descriptas 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

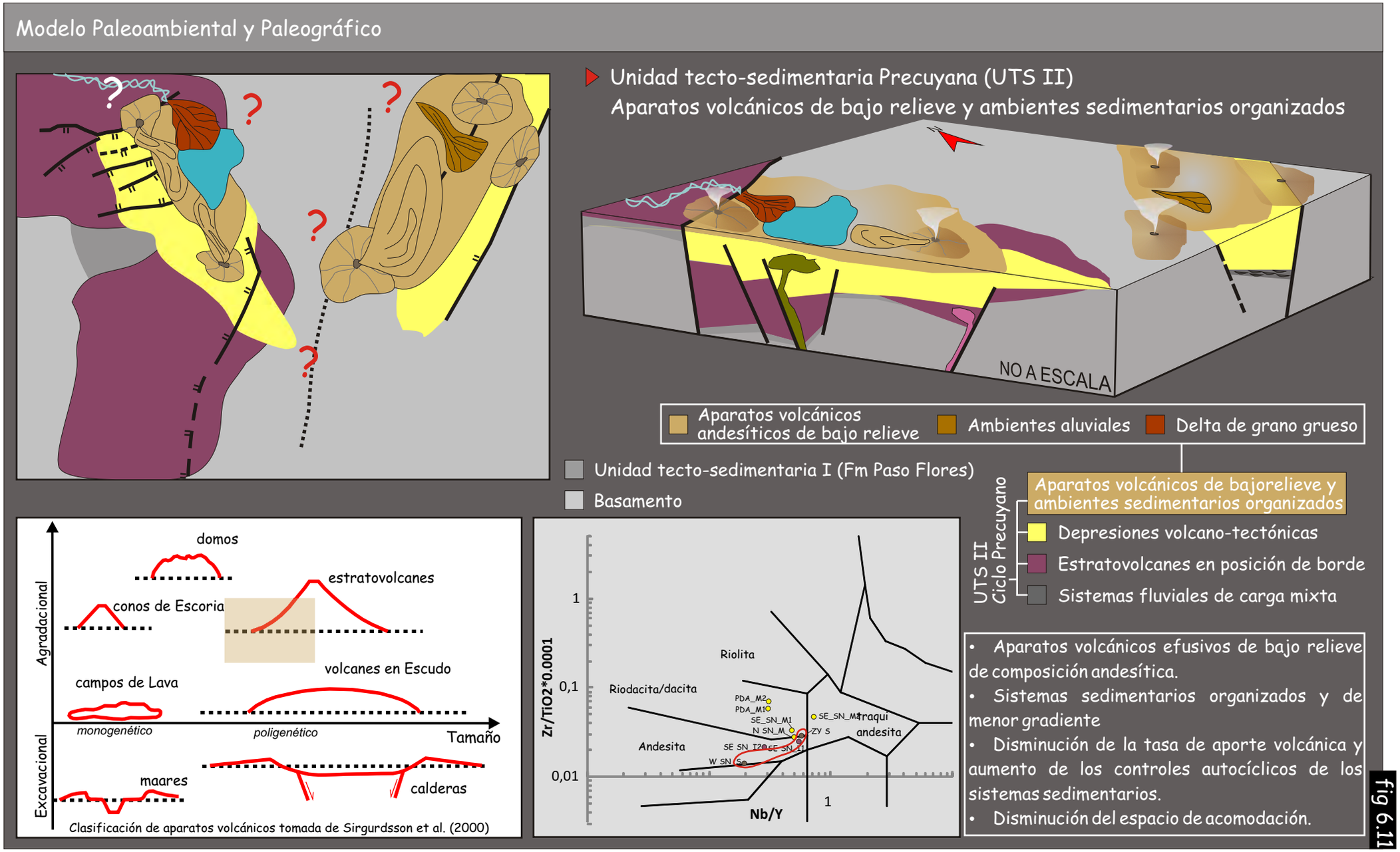


Figura 6.11. Modelo paleoambiental y paleogeográfico para los estadios finales de la UTS II.

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,

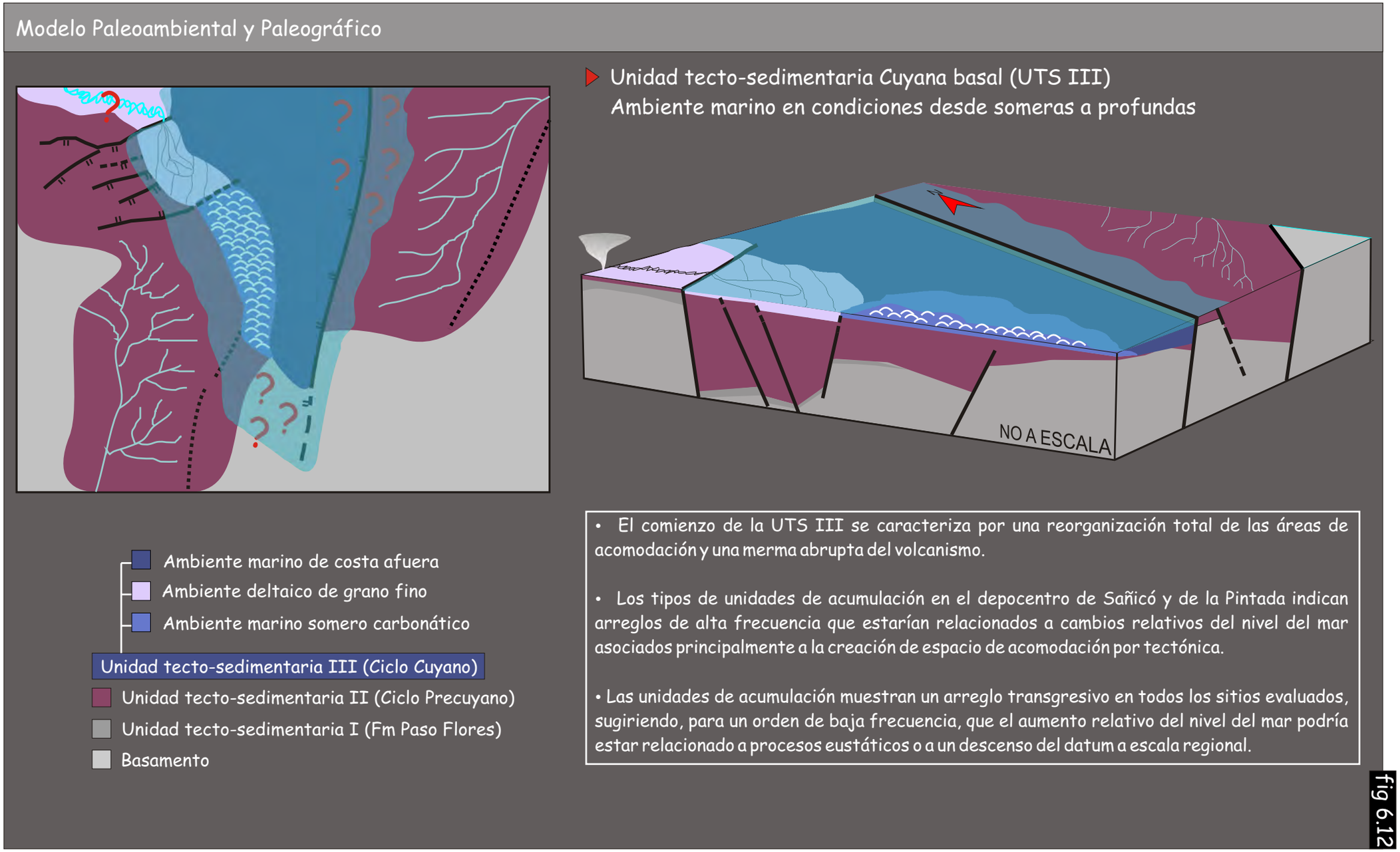


Figura 6.12. Modelo paleoambiental y paleogeográfico para el inicio de la UTS III.

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). Transversamente 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 dificultoso 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 descriptos 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

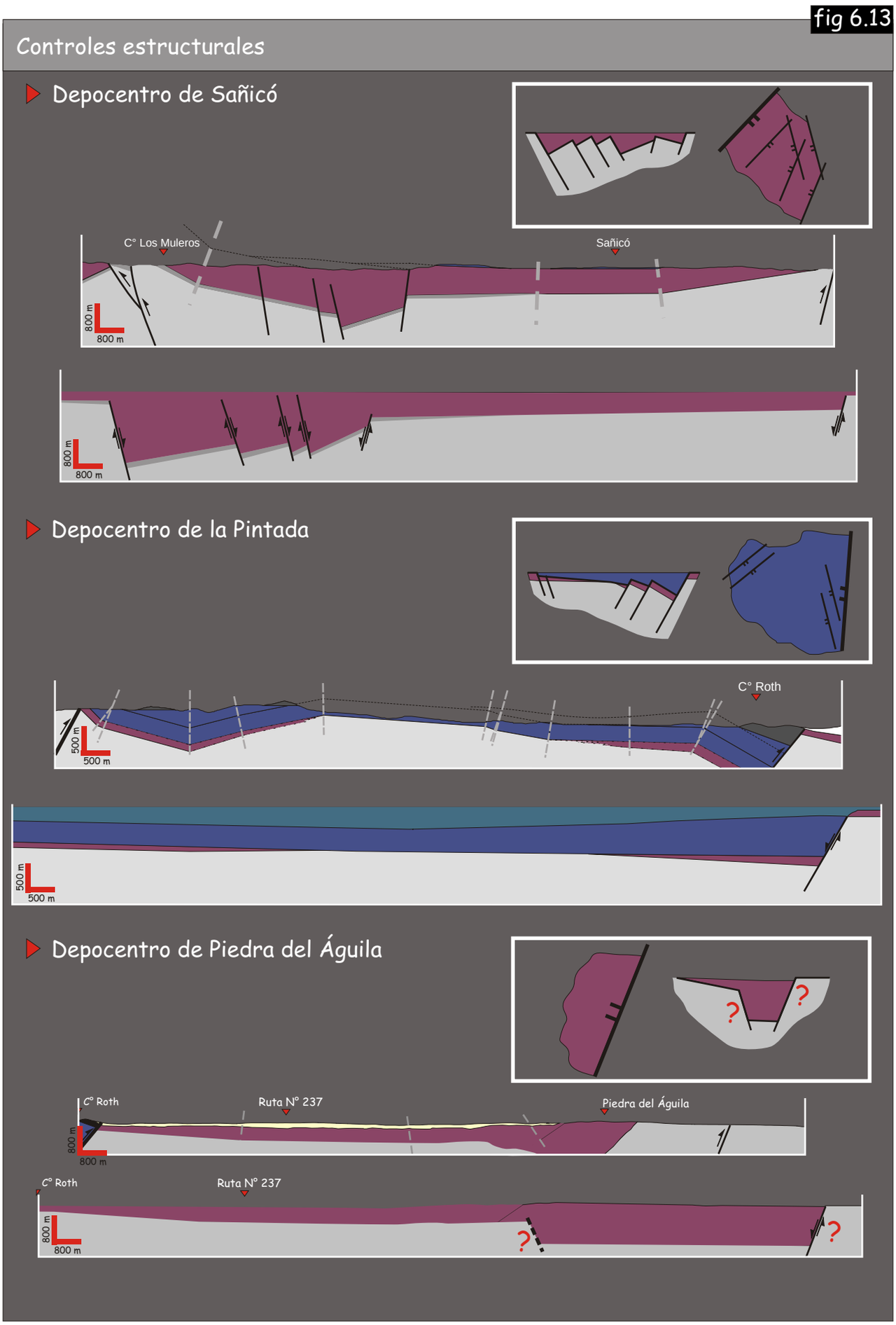


Figura 6.13. Controles estructurales en la generación de espacio de acomodación.

(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 $\sigma 3$ (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

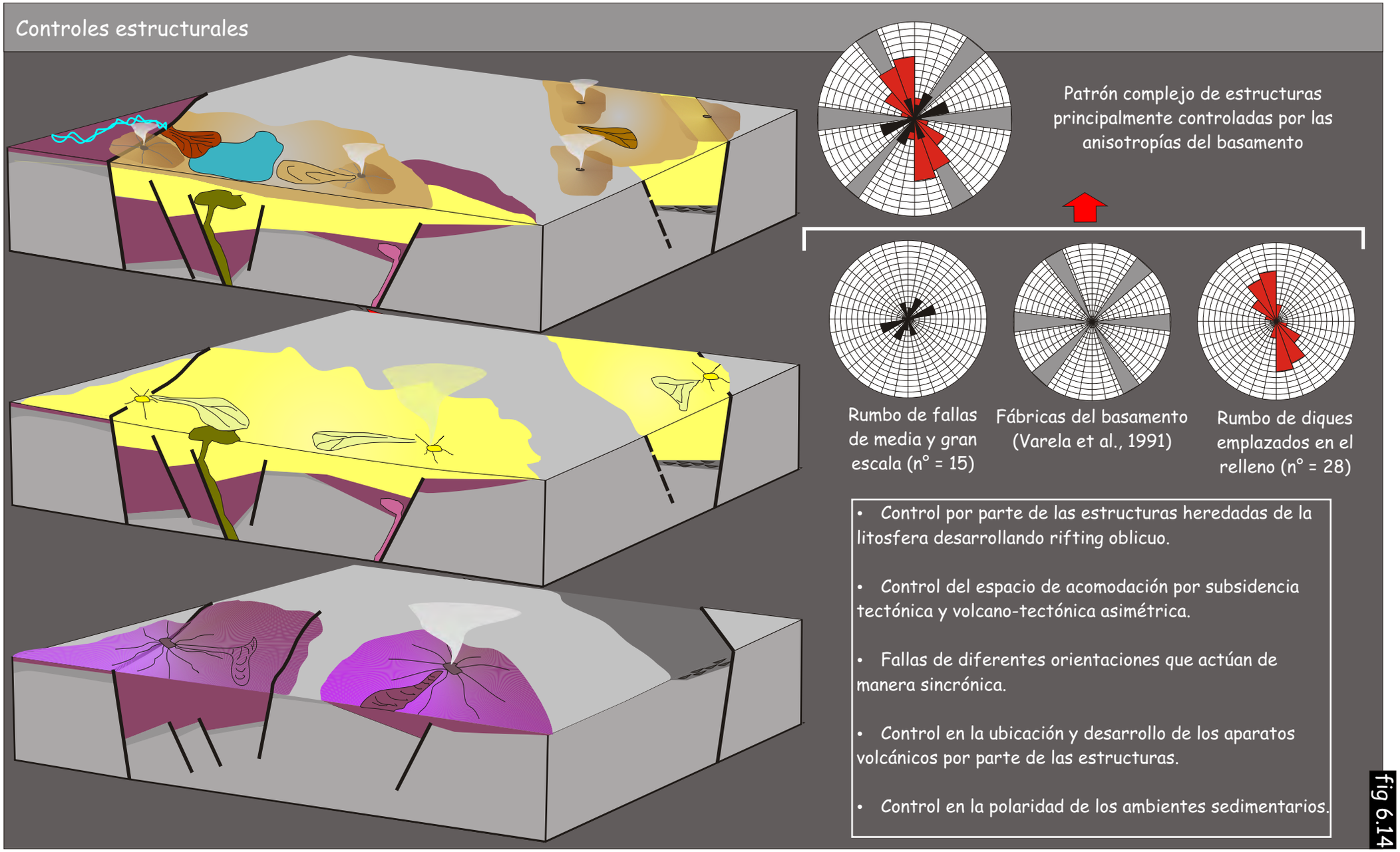


Figura 6.14. Controles estructurales y litosféricos en la orientación de los depocentros identificados para Ciclo Precuyano.

- 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 criptodomos 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).

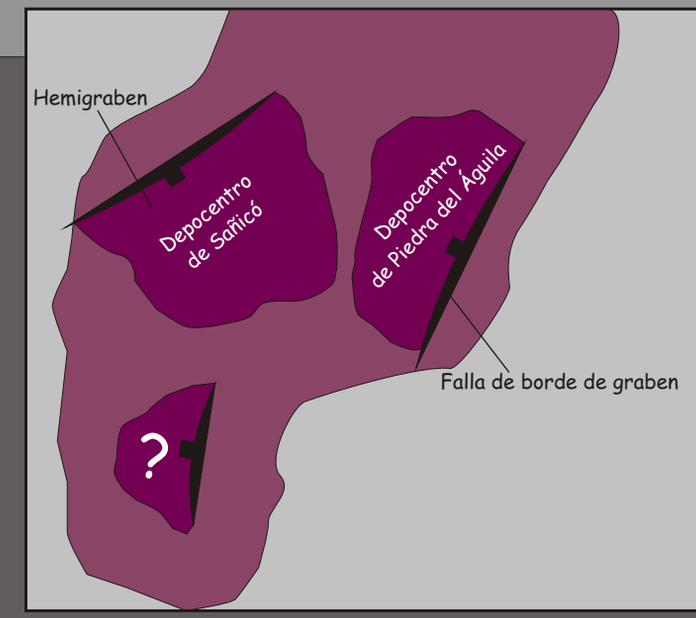
El control tectónico también se puede apreciar en el desarrollo de los paleoambientes ampliamente relacionados al volcanismo, como en la organización de los ambientes sedimentarios. Para la sección inferior del depocentro de Sañicó la distribución de las facies sedimentarias, volcánicas y los datos de 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			

Falla de borde de graben activas

Falla de borde de graben inactivas o parcialmente activas



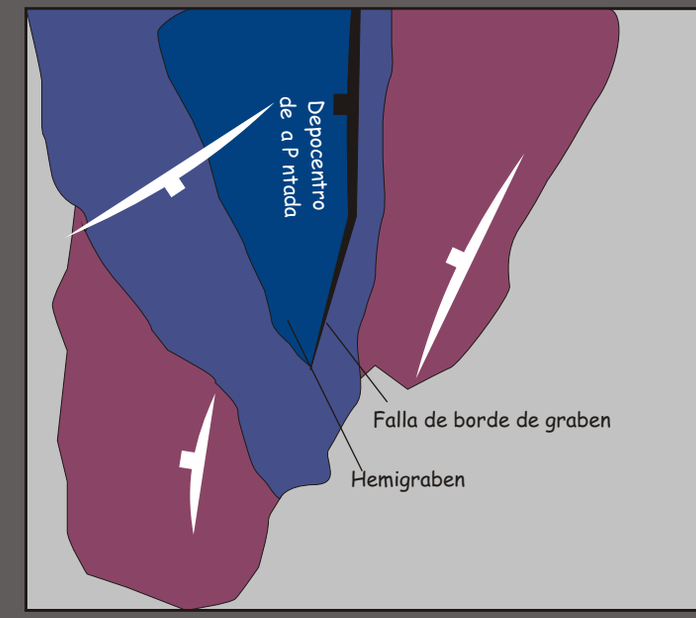


fig 6.15

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 (Wooller *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 volcaniclásticos 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 volcaniclástico 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 sobrerelleno 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 subácuea de unidades piroclásticas primarias (Allen y Freundt, 2006). Es importante destacar que por arriba de esta unidad sobreyace una unidad piroclástica primaria, interpretada como subácuea (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.

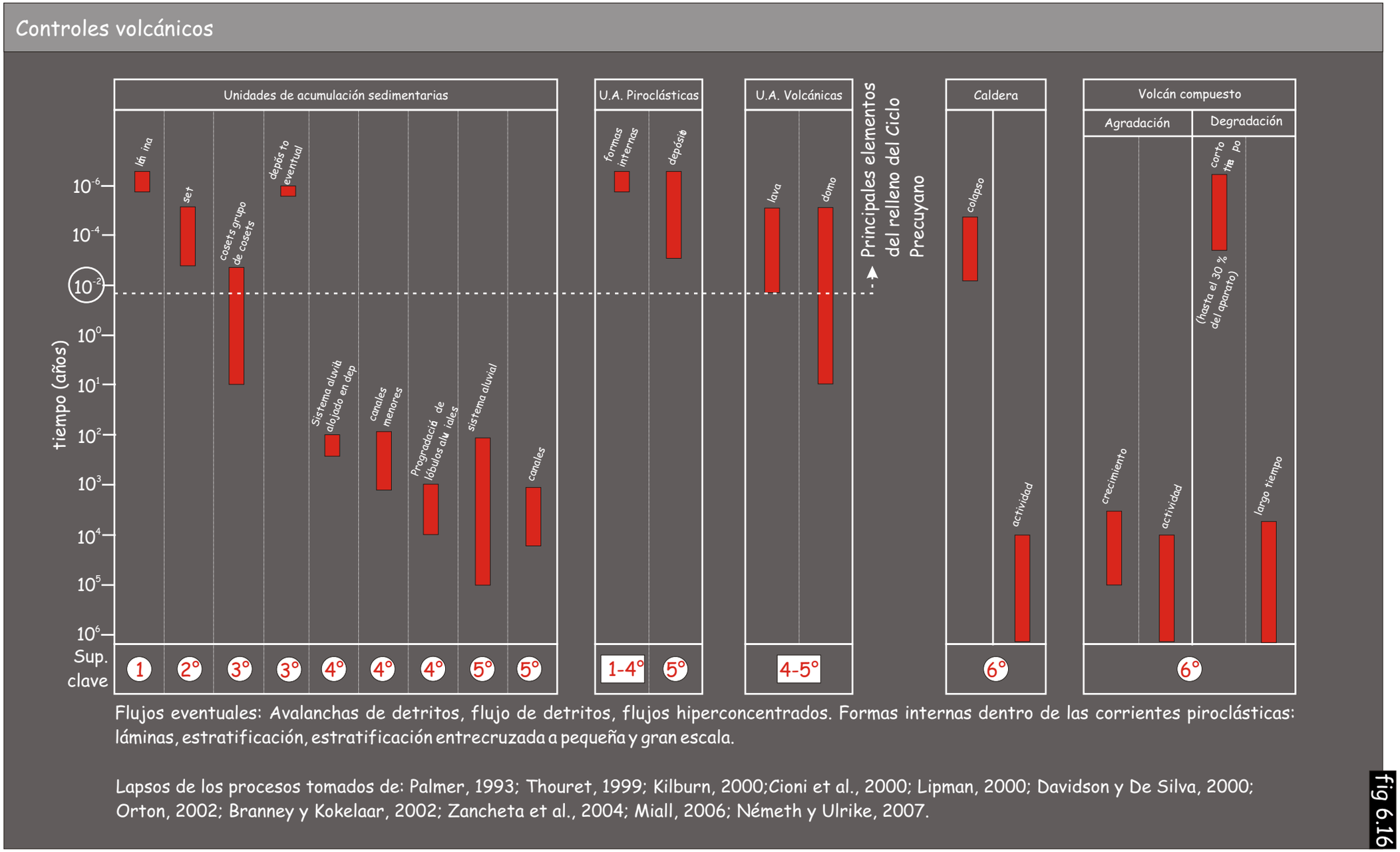


Figura 6.16. Esquema cronológico de las unidades halladas para el Ciclo Precuyano contrastadas con los lapsos depositacionales ocurridos en ambientes volcánicos y sedimentarios actuales.

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 riodacíticas (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 riodacíticos, coladas riodacíticas 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

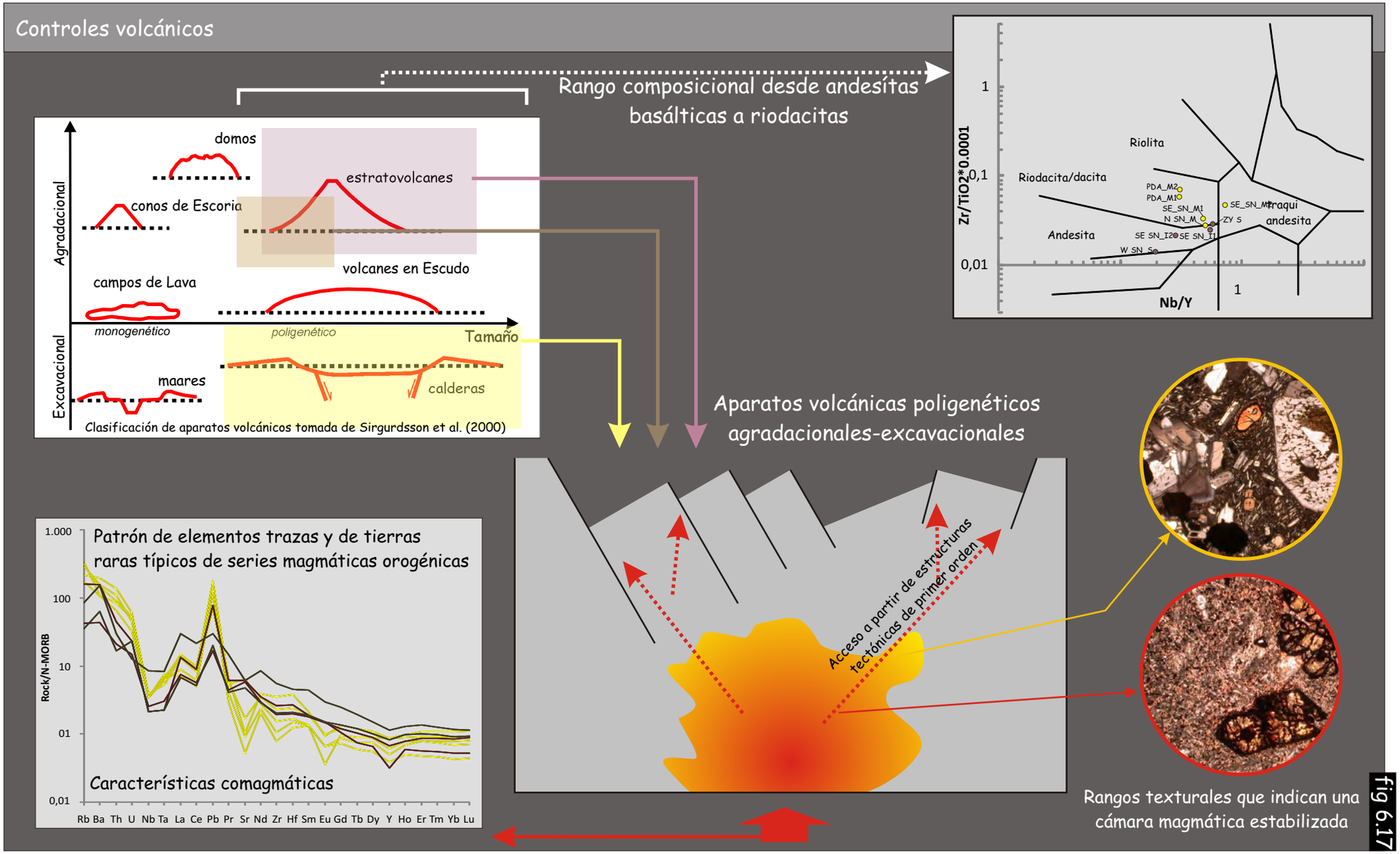


Figura 6.17. Modelo conceptual petrogenético para el Ciclo Precuyano: volcánismo-área de aporte y área de aporte-área fuente.

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 riodacítas, 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-I1; 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).

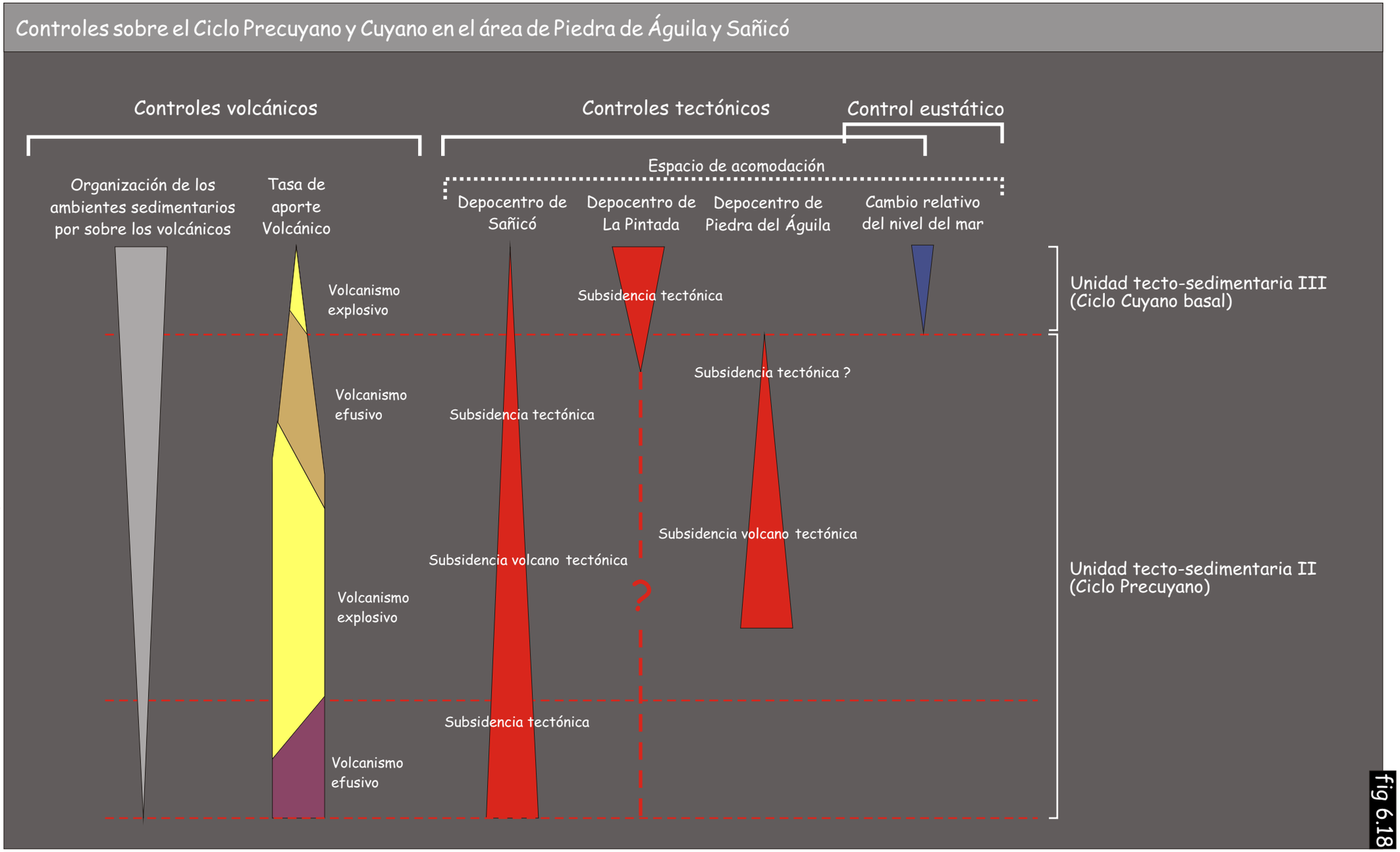


Figura 6.18. Resumen de los controles identificados para el relleno inicial Precuyano y Cuyano basal en el borde austral de la Cuenca Neuquina.