de este último debido a que incluye clastos de ignimbrita derivados del "Conglomerado Negro". Aunque Alonso (1986) incluye esos estratos en la parte inferior del Miembro Esperanza, ellos son lo suficientemente distintos como para ser un miembro único de la Formación Sijes y por ello Vandervoort (1993) se refiere a esta unidad como Miembro Conglomerado de la Formación Sijes. Una discordancia que se formó contemporáneamente con el Miembro Conglomerado separa el Miembro Esperanza de las unidades infrayacentes del Miembro Conglomerado. B. Watson (Alonso, 1986) comunicó edades de 6,8 ± 0,2 y 6,3 ± 0,2 Ma para dos tobas en el Miembro Monte Amarillo. Alonso et al.(1991), proveyeron datos de tres tobas en la Formación Sijes. Una toba del Miembro Monte Verde dio una edad de 5,4 ± 0,8 Ma , una toba proveniente de la parte inferior del Miembro Esperanza dio edades de 5,9 ± 0,8 (circón) y 5,4 ± 1,6 Ma (apatita) y una toba en la parte superior del Miembro Esperanza alcanzó una edad 4,0 ± 1,2 Ma. La Formación Singuel es la unidad estratigráfica siguiente. En las exposiciones australes esta unidad suprayace en discordancia angular a la Formación Pozuelos y a los Miembros Monte Amarillo y Monte Verde de la Formación Sijes. Dos edades provenientes de una toba de estos afloramientos arrojaron edades de 2,92 ± 0,04 y 2,89 ± 0,04 Ma . Basado en dataciones radimétricas de la Formación Sijes y la Formación Blanca Lila, el rango de edad máximo para la Formación Singuel es de 5,2 a 0,29 Ma. La unidad estratigráfica más joven en la cuenca de Pastos Grandes es la Formación Blanca Lila expuesta en la región noroccidental. Una discordancia angular separa la Formación Blanca Lila de las unidades infrayacentes. Strecker (1987) reportó una edad de 1,6 ± 0,7 Ma para una toba de esta unidad. Basado en datos más jóvenes y datos provenientes de la Formación Singuel, la máxima duración posible para la discordancia angular entre las Formaciones Singuel y Blanca Lila es 2,96 a 0,29 Ma. La edad de los depósitos más jóvenes de la Formación Blanca Lila es incierta debido a la carencia de depósitos suprayacentes (Vandervoort, 1993).

ESTRATIGRAFÍA DEL TERCIARIO EN EL NOROESTE ARGENTINO

Hernández, R.M.[1]; Galli, C.I.[2] y Reynolds, J.[2]

[1] XR Exploracionistas Regionales y Servicios srl. Alsina 181. (4400). Salta. Argentina. xrexplor@arnet.com.ar
[2]JR Magstrat, LTd., LLC. P.O Box 300. Webster, North Carolina 28788. EE.UU.

Introducción

El Terciario en el noroeste argentino se ha depositado desde el Eoceno hasta la actualidad en un conjunto de cuencas continentales, parcialmente sobrepuestas, denominado "Sistemas de Cuencas de Antepaís del Noroeste Argentino". Estas cuencas se han desarrollado durante la formación de la faja plegada y fallada de Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. El análisis del relleno de la cuenca del Terciario, hasta aproximadamente los 8,5 o 9,5 Ma es producto del desarrollo de una cuenca de "antepaís simple" donde la preservación de los sedimentos está relacionada a la flexión cortical, ascenso relativo del nivel de base y a la velocidad de erosión y transporte (según conceptos de Flemings y Jordan, 1990).

En el análisis de la cuenca de antepaís se ha tenido en cuenta los conceptos de DeCelles y Giles (1996) que definen el «Sistema de Cuenca de Antepaís» (Fig. 2) como una región elongada con potencial de acomodación de sedimentos que se forma sobre corteza continental entre la faja orogénica contraccional y el cratón adyacente, principalmente en respuesta a los procesos geodinámicos relacionados a la subducción y da como resultado una faja plegada y fallada de retroarco. Desarrolla cuatro depozonas bien definidas, referidas como: prisma cuspidal ("wedge-top"), fosa frontal ("foredeep"), arqueamiento marginal ("forebulge") y fosa distal ("backbulge") (Fig. 2); y la longitud de una cuenca de antepaís es aproximadamente igual a la longitud de la faja plegada y fallada .

Es posible que en el Eoceno hayan coexistido dos estilos diferentes de subsidencia, uno de tendencia norte-sur (Tres Cruces-Valle Calchaquí, Fig. 1), que sería el inicio de la cuenca de antepaís generada por el frente de corrimiento que llevaba en su espalda a la proto Puna y hacia el este continuaría la subsidencia termal heredada del la cuenca de rift (Subcuenca de Lomas de Olmedo), con los depósitos de la Formación Lumbrera (Secuencia II).

El registro Eoceno al Oligoceno Inferior, como cuenca de «antepaís simple», ha quedado restringida a las posiciones más occidentales de Cordillera Oriental.

Entre el intervalo del Oligoceno al Mioceno Temprano la cuenca de «antepaís simple» quedó restringida a una porción levemente oriental respecto a la anterior. Los sedimentos que se han acumulado en la cuenca de antepaís, durante el Mioceno Temprano hasta el Mioceno Tardío, conforman un ciclo grano y estrato creciente, a partir del cual se interpretan dos intervalos tectónicos: 1) el inicio

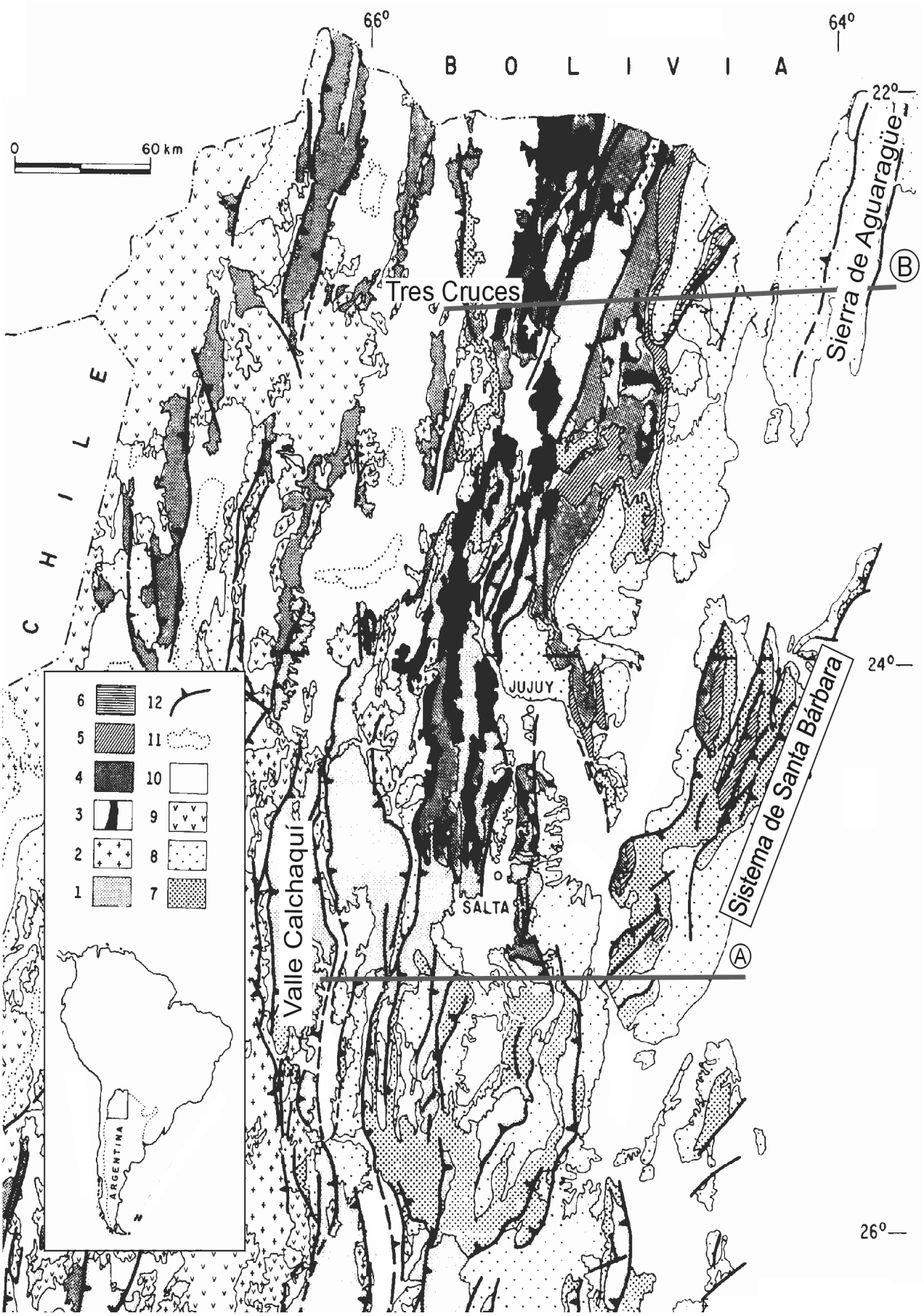


Figura 1. - Mapa geológico del Noroeste Argentino. 1. Precámbrico; 2. Granitoides precámbricos y fanerozoicos; 3. Cámbricos; 4. Ordovísico; 5. Silurodevonico; 6. Paleozoico superior; 7. Cretácico; 8. Sedimentos terciarios; 9. Volcanitas terciarias - cuaternarias; 10. Sedimentos cuartarios; 11. Salares; 12. Corrimientos. A- Traza de estudio desde el valle Calchaqui hasta la sierra de Lumbrera; B - Traza de estudio desde Tres Cruces hasta la sierra de Aguaragüe. (Tomado de Mon y Salfity, 1995)

de la actividad, con depósitos gruesos cerca del frente de fallamiento (como los depósitos conglomerádicos de la Formación Angastaco y los depósitos arenosos de la Formación Anta) y depósitos finos en la zona distal de la cuenca (acumulaciones de playa lake de la Formación Anta); y 2) fase de tranquilidad tectónica, que queda registrado por la progradación hacia el centro de la cuenca de los depósitos arenosos gruesos de flujos efímeros de la Formación Jesús María. Entre el intervalo del Mioceno Temprano a Mioceno Tardío, la velocidad de acumulación de los sedimentos aumenta abruptamente, desde 0.03 mm/a (río Piedras: Formación Anta) a 0.2 mm/a (río Piedras: Formación Jesús María) o de 0.2 mm/a (río Iruya: Formación Tranquitas) a 0.43 mm/a (río Iruya: Segundo Ciclo Progradante). Este aumento en la tasa de sedimentación se registra más tarde a medida que se desplaza la observación en los registros orientales.

La evolución de la cuenca de antepaís terciaria, a partir del Mioceno Tardío, desde la latitud de Tres Cruces hasta Sierras Subandinas (sector norte de la cuenca) y desde el Valle Calchaquí hasta Sierras Subandinas, estaría vinculada a un mecanismo local de generación de espacio para acomodar sedimentos producto de pliegues y fallas, denominados estratos de crecimientos (según conceptos de Medweedef y Suppe, 1986). En función de sintetizar todo el estudio del Terciario del noroeste Argentino en ámbito de la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas, se han escogido dos zonas de análisis oeste-este: la primera es desde el valle Calchaquí hasta el sistema de Santa Bárbara a la latitud de la ciudad de Metán y la segunda desde la zona de Tres Cruces hasta la Sierra de Aguaragüe a la latitud de la Ciudad de Orán (Fig. 1).

Valle Calchaquí, Valle de Lerma y Sierra Subandina Central y Austral

En el Eoceno Temprano a Medio habría comenzado el desarrollo de una incipiente cuenca de antepaís, en el actual valle Calchaquí y Tonco, con los depósitos de la Formación Lumbrera II (Secuencia Lumbrera II, Hernández y Disalvo, 1992). La faja plegada y fallada se habría ubicado en la región occidental del valle Tacuil-Luracatao y el arqueamiento marginal habría estado en el actual valle de Lerma (Hernández y Disalvo, 1992; Starck y Vergani, 1996).

A base de estudios de estratigrafía secuencial y de las variaciones eustáticas se estima que el inicio del desarrollo de esta cuenca seria aproximadamente a los 44 Ma y finalizaría a los 30 Ma (Hernández y Disalvo, 1992) (Cuadro 1). Los depósitos de la Formación Lumbrera II (o sección superior) se caracterizan por acumulaciones de ríos efímeros, con depósitos de abanicos aluviales medios a distales, en el valle de Luracatao (fosa frontal proximal) y depósitos de ríos efímeros medios a distales (Tin-Tin, Monte Nieva) y barreales (Tonco, fosa frontal periférica) (Hernández y Disalvo, 1992). Estos depósitos constituyen un ciclo grano y estratocreciente, con progradación de abanicos aluviales en el techo de la unidad y poseen una marcada variación de espesor: 300 m San Carlos, 100 m en Tin-Tin, 150 m en la quebrada Monte Nieva, 200 m en el valle El Tonco y 300 m en la quebrada La Yesera (Escoipe) (Starck, com. pers.)

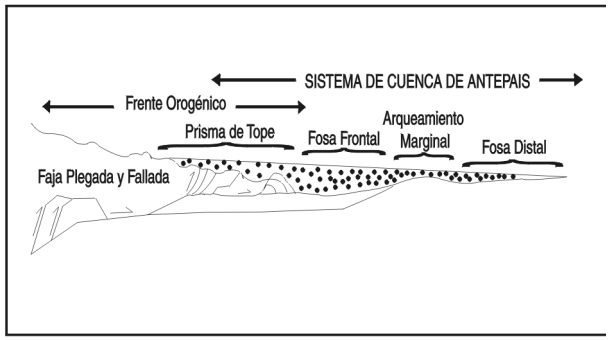


Figura 2.

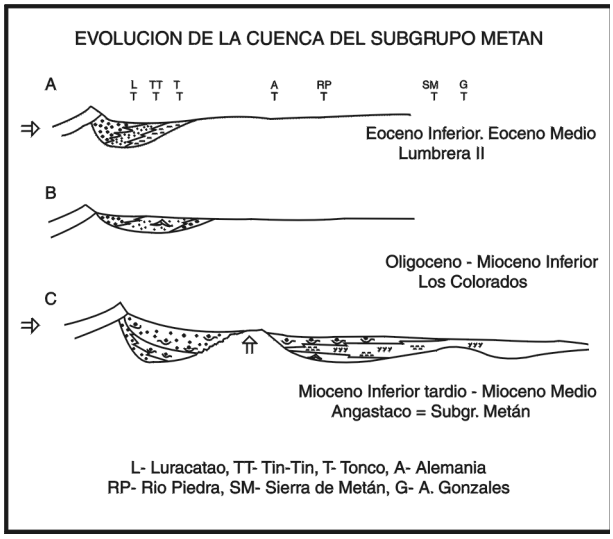
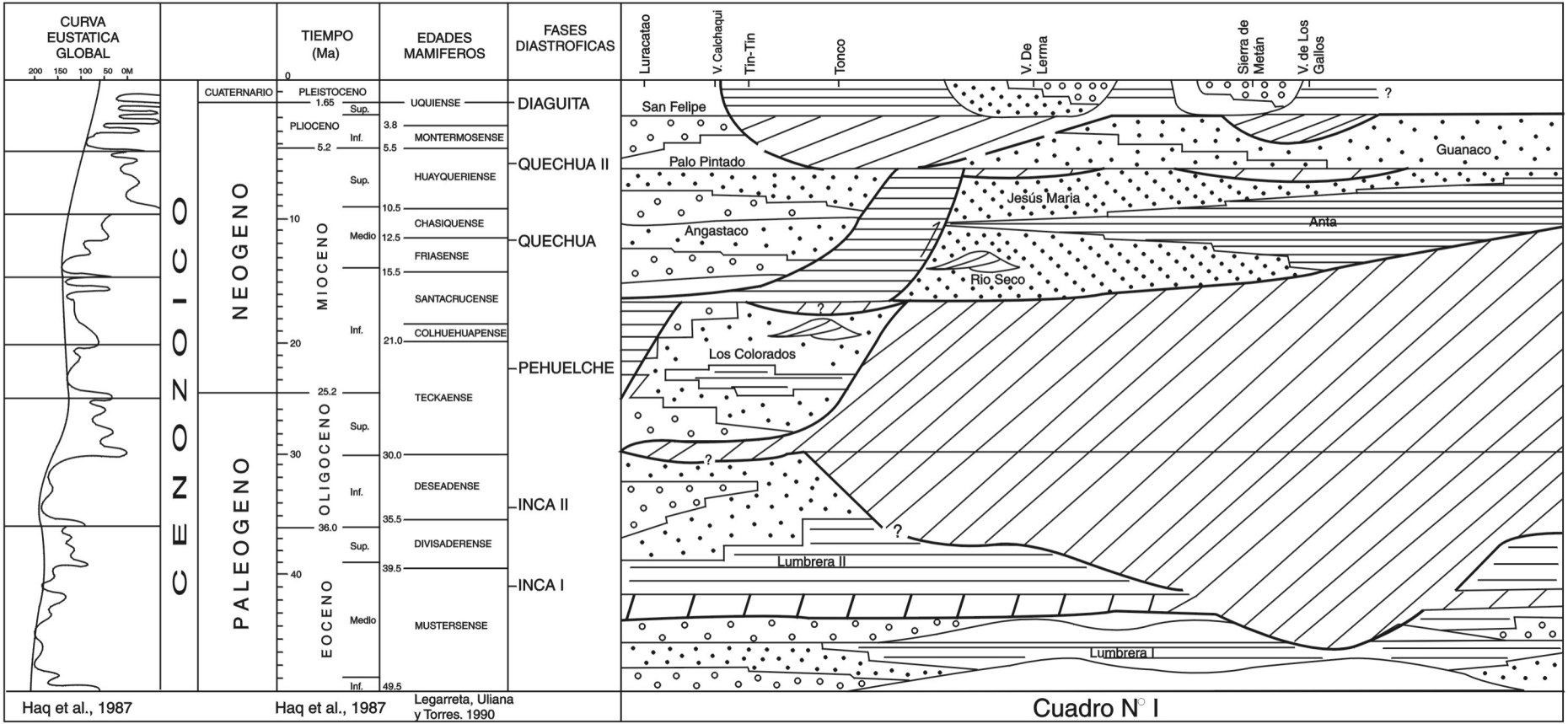


Figura 3.

Las acumulaciones se caracterizan por contener abundantes granos de cuarzo de origen plutónico y en menor proporción volcánicos y el área de aporte de los sedimentos estaría ubicada en el oeste, posiblemente provenientes de la Faja Eruptiva de Puna (Starck y Vergani, 1996). Estos depósitos presentan actualmente una distribución irregular del registro, como consecuencia de la erosión predepósito del Grupo Orán (Russo, 1975), pero sobre la base de reconstrucciones tentativas han sido considerados como acumulaciones en una cuenca alargada en sentido norte-sur y de sección transversal cuneiforme asimétrica, donde los mayores espesores se ubican en el sector occidental de la misma (Hernández y Disalvo, 1992) (Fig. 3-A).

En el Oligoceno-Mioceno Temprano se habría desarrollado la cuenca en la que se habrían acumulado los depósitos de la Formación Los Colorados (base del Grupo Payogastilla), en la zona del valle Calchaquí y valle El Tonco. Esta cuenca de antepaís habría evolucionado conjuntamente con las cuencas terciarias de Bolivia y Perú y se habría profundizado (fosa frontal) por efectos del peso del prisma orogénico ubicado en la porción occidental del valle Calchaquí-Tonco y se encontraría limitada en el sector oriental por un arqueamiento marginal ubicado en la actual zona del valle Lerma y Sierras Subandinas (Fig. 3-B).

La zona de fosa frontal con mayor acomodación



Haq et al., 1987 | Haq et al., 1987 | Legarreta, Uliana y Torres. 1990

Cuadro N° I

de sedimentos de esta cuenca de antepaís se habría ubicado en la región de Tin-Tin, en donde es posible observar el pasaje transicional de los depósitos fluviales de la Formación Lumbrera (Secuencia II) a los depósitos de barreal de la Formación Los Colorados (Galli, 1995).

El depósito de la Formación Los Colorados se inicia con la acumulación de depósito efímero proximal (en el área del fosa frontal proximal, río San Lucas y quebrada Monte Nieva), depósito efímero medio (valle El Tonco) y depósito de barreal (Tin-Tin, sector de fosa frontal periférica). Estos depósitos evolucionan, en la sección superior, a un gran campo de dunas asociado a un barreal (Tin-Tin) en el sector norte (Fig. 3-B). Los sedimentos de la Formación Los Colorados fueron derivados tanto de la faja plegada como del arqueamiento marginal. El área de aporte más importante habría sido los depósitos del Grupo Salta, que están asociados a direcciones de paleocorrientes desde el oeste y también desde el este. Además se cuenta con direcciones de paleocorrientes desde el oeste (sector sur de la cuenca) y han sido derivados de la Formación Puncoviscana (Precámbrico) e intrusivos Cámbricos y Precámbricos.

A partir del Mioceno Temprano Tardío-Mioceno Medio, con el avance del frente de corrimiento, se desarrolla un sistema de cuenca de antepaís, en donde se puede distinguir cuatro zonas de depósito: prisma cuspidal, fosa frontal, arqueamiento marginal y fosa distal (Fig. 3-C). La zona de prisma cuspidal se habría desarrollado en el actual valle Calchaquí-El Tonco hasta el alto estructural de Lerma (Galli y Marquillas, 1995). Se infiere que este elemento habría constituido parte de los mantos de corrimientos con vigencia a partir del Mioceno Medio y la morfología del alto de Lerma que se observa en la actualidad sería consecuencia de los efectos compresivos y erosivos posteriores. Esta estructura habría tenido un hundimiento sur a la latitud de La Yesera (camino a Cafayate) y un hundimiento norte a la latitud de Escoipe. Este diseño permitía la comunicación de las zonas de prisma cuspidal y fosa frontal de manera parcial y localizada, con desarrollo de ríos antecedentes (Fig. 3C y Cuadro 1).

La columna del prisma cuspidal se inicia con depósitos entrelazados, que yacen sobre la Formación Los Colorados en contacto transicional en el valle Calchaquí y discordante en el valle El Tonco, denominada Formación Angastaco. Estos contactos responden a las progresivas deformaciones desde el prisma orogénico occidental.

La Formación Angastaco está constituida por una sucesión de facies granodecrecientes de relleno de canales, agradación de barras arenosas e interdigitación de niveles de llanura de inundación, lo que sugieren un sistema de escurrimiento de aguas permanentes de baja sinuosidad. Estos depósitos serían el resultado de un diseño de drenaje entrelazado cuyo escurrimiento se habría desarrollado en forma paralela a la estructura, en sentido norte-sur. El depósito de la Formación Angastaco muestra una evolución detrítica que está muy relacionado con el emplazamiento de un arco volcánico, con dacitas y volcanitas en general del Mioceno (con direcciones de paleocorrientes desde el oeste); como así también de rocas sedimentarias del Grupo Salta y en menor proporción de escamas de metamorfitas de bajo grado Precámbricas (Formación Puncoviscana) y granitos. Un importante aporte habría provenido del Grupo Mesón (Cámbrico Superior) con clastos de cuarcitas rosadas y violetas, desde el norte.

La zona de fosa frontal del Mioceno Medio, se habría desarrollado en el actual valle de Lerma y Sierra de Metán, entre el frente orogénico (alto de Lerma) y el arqueamiento marginal (Fig. 3C y Cuadro 1). El depósito del Subgrupo Metán, es estrato y granocreciente lo que indicaría que las zonas de aporte son cada vez cercanas. El análisis del depósito de las formaciones del Subgrupo Metán pone en evidencia la migración de los depocentros hacia el arqueamiento marginal, como consecuencia de la movilidad de los frentes de corrimientos. Los depósitos gruesos proximales tienen un corto período de preservación ya que son incorporados rápidamente a los sobrecorrimientos mientras se forma otro depocentro en posición más externa (Galli, 1995, Galli et al. 1996). La zona de fosa frontal proximal está constituida por acumulaciones de ríos efímeros de clima árido asociados a campos de dunas, denominada Formación Río Seco (unidad basal del Subgrupo Metán); mientras que en la zona de fosa frontal periférica está constituida por depósitos de barreal de la sección Inferior de la Formación Anta (río Metán, río Piedras).

El depósito de la Formación Anta consiste en una acumulación en un ambiente de lago salino (según conceptos de Hardie et al., 1978) en el cual se han reconocido los subambientes de: llanura arenosa (sand flat), barreal árido (dry mudflat), lago salino efímero (ephemeral saline lake) y lago salino permanente (perennial saline lake) ; los que gradan desde la fosa frontal proximal a la periférica (Fig. 2). Es posible que el ascenso eustático global del Mioceno Medio habría contribuido a la acomodación de los sedimentos en forma significativa en el área oriental de la fosa frontal. La Formación Jesús María (unidad cuspidal del Subgrupo Metán) correspondería a un sistema fluvial efímero desarrollado en un clima árido a semiárido, en donde se reconoce un sector proximal, un sector medio y un sector distal. Estos depósitos son estrato y granocrecientes.

Las acumulaciones de la fosa frontal, tanto proximal como periférica, del Subgrupo Metán, han sido derivadas desde la faja plegada y fallada, con direcciones de paleocorrientes predominantes desde el oeste, con muy poca participación de la zona del arqueamiento marginal y del cratón.

La zona del arqueamiento marginal, en el Mioceno Temprano Tardío - Mioceno Medio, se habría desarrollado aproximadamente a los 64º W y habría comenzado la acumulación de los depósitos del Subgrupo Metán a partir de los 15,1 Ma (Reynolds et al, en prensa, Galli et al., en revisión) (Fig. 4).

En el análisis petrológico de las muestras de los

perfiles ubicados en la zona del arqueamiento marginal se observa que el constituyente mayoritario es el cuarzo que se presenta límpido. Estos granos de cuarzos, que se encuentra en areniscas cuyas direcciones de paleocorrientes son este-noreste (arroyo González, río Metán) son considerados como derivados de los depósitos del Grupo Salta que habrían conformado el arqueamiento marginal (Galli, 1995).

Las sedimentitas de la Formación Anta constituyen un sistema de lago salino asociado a frecuentes niveles de tobas, por lo que se estima que estos depósitos son contemporáneos con uno de los períodos de mayor actividad tectónica y magmática ocurrido en el Mioceno Temprano (15 y 17 Ma, según Sébrier et al., 1988). Mientras que la progradación de sistemas fluviales efímeros (depósitos de la Formación Jesús María) representaría el período de calma tectónica (según el modelo de Flemings y Jordan, 1990). Esta deformación intra miocénica estaría relacionada regionalmente, en el norte de Chile y Bolivia, a la fase Quechua I, que habría sido vinculada a la fragmentación de la placa de Farallón en las placas de Cocos y Nazca (Flint et al., 1993).

Se considera que las Formaciones Los Colorados y Angastaco y los depósitos del Subgrupo Metán evolucionaron en cuencas diferentes. Al iniciarse el depósito de la Formación Los Colorados, el antepaís era simple y limitado por un alto estructural marginal ubicado en la actual zona del valle de Lerma (Mioceno Temprano). En el Mioceno Temprano Tardío a Mioceno Tardío habría evolucionado una cuenca de antepaís compleja de mayor extensión areal (sistema de cuenca de antepaís), con la instalación de una nueva faja plegada y fallada en el borde occidental del actual valle de Lerma, cuyos depósitos ubicados al este (Subgrupo Metán) se habrían acumulado en forma progradante hacia el arqueamiento marginal.

Entre el intervalo del Mioceno Temprano a Mioceno Tardío, en los depósitos del Subgrupo Metán, la velocidad de acumulación de los sedimentos aumenta abruptamente, desde 0.03 mm/a (río Piedras: Formación Anta) a 0.2 mm/a (río Piedra: Formación Jesús María), este aumento en la tasa de sedimentación es a los 14.8 Ma (Galli et al., 1996). Este aumento en la tasa de acumulación ocurre más tarde en el sector este (arqueamiento marginal) que en el oeste (fosa frontal) de la cuenca, probablemente asociado con la migración de la deformación oeste-este desde el frente. En la zona del arqueamiento marginal se registra un aumento en la tasa de acumulación de 0.3 mm/a (arroyo González: Formación Río Seco; Reynolds et al., en prensa) a 0.6 mm/a (arroyo González: Formación Anta; Reynolds et al., en prensa), a la misma edad (14.8 Ma), pero en facies distales de playa lake.

A partir de los datos expuestos en el párrafo anterior se deduce una primera fase de acortamiento tectónico, con un registro de sedimentos entre aproximadamente los 16.5 Ma y los 14.8 Ma, representado por los depósitos aluviales y de tipo entrelazado de la Formación Angastaco (prisma cuspidal), por los depósitos efímeros

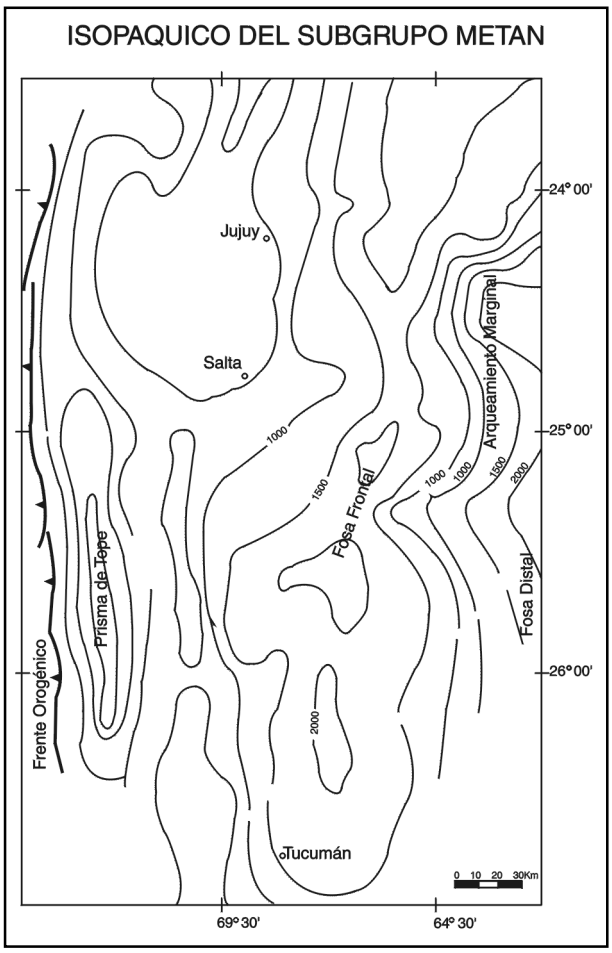


Figura 4.

y de playa lake de la Formación Río Seco y de la Formación Anta (fosa frontal) respectivamente. Los sedimentos que se acumulan en la cuenca de antepaís durante el período de tranquilidad tectónica (14.8 Ma a los 9.5 Ma) son acumulaciones de ríos efímeros (fosa frontal - Formación Jesús María) y gradan hacia el este a depósitos de playa lake (arqueamiento marginal - Formación Anta).

El sistema de antepaís del Subgrupo Metán y sus equivalentes exceden los 259 km. de ancho y las características faciales y estratigráficas sugieren que ha sido una cuenca subdepositada (underfilled) aproximadamente hasta los 15 Ma, para posteriormente ser del tipo sobredepositada (overfilled). El fin de este ciclo sedimentario (Subgrupo Metán) está representado por una discordancia y los sedimentos más jóvenes preservados por debajo de la misma se encuentran en el sector oriental de la cuenca (arqueamiento marginal). La discordancia del techo trunca progresivamente sedimentos más antiguos hacia el oeste de la cuenca (Starck y Vergani, 1996).

Se considera una tercera etapa en la evolución del sistema de cuenca de antepaís a partir del Mioceno Tardío en donde se habría producido una nueva estructuración de la cuenca y se habrían acumulados los estratos de crecimientos de las formaciones Guanaco y Piquete (Vergani y Starck, 1989). En el Mioceno Tardío, en el valle Calchaquí, existe una continuidad en la sedimentación,

pero se evidencia un notable cambio climático lo que origina importantes redes de drenajes con desarrollo de planicies de inundación asociados a acumulaciones lacustres en el sector occidental de la cuenca (Starck y Vergani, 1996).

En la zona occidental del prisma de tope, ubicada en el valle Calchaquí, Starck y Vergani (1996) definieron un ciclo deposicional para el Mioceno Tardío a Plioceno Temprano, que está integrado por los depósitos de la Formación Palo Pintado y la sección Inferior de la Formación San Felipe, debido a que estos depósitos conforman un ciclo granocreciente de sistemas fluviales encauzados con paleocorrientes norte-sur (Formación Palo Pintado, valle Calchaquí) y abanicos aluviales con paleocorrientes desde el oeste (sección Inferior de la Formación San Felipe, valle de Luracatao). Se interpreta este registro como producto del endicamiento de la red fluvial del Valle Calchaquí que habría generado un descenso del nivel de base relativo con la acumulación de los depósitos lacustres referidos anteriormente.

Cordillera Oriental y Sierras Subandinas Septentrionales

Por lo general se ha considerado a todos los depósitos del Grupo Salta dentro de la etapa de rift, inclusive a la Secuencia Lumbrera II. El pasaje transicional de la Secuencia Lumbrera II esencialmente pelítico a unidades más gruesas de la Formación Casa Grande (Tres Cruces Boll y Hernández, 1985) se considera relacionado al efecto de la tectónica andina que habría provocado la primera etapa del desarrollo de la cuenca de antepaís.

Otra característica de cuenca de antepaís en el norte argentino observada en los depósitos de la Secuencia Lumbrera II, es el cambio paleogeográfico que se produce entre la secuencia Lumbrera I la secuencia Lumbrera II. Hasta los depósitos de la Secuencia Lumbrera I la distribución de facies y espesores, por lo general, no varía con respecto al arreglo paleogeográfico de la cuenca del ciclo Santa Bárbara. La Secuencia Lumbrera II presenta los depocentros y facies de centro de cuenca desfasados con respecto a los depósitos anteriores (Fig. 6) (Boll y Hernández, 1985; Hernández et al., presente congreso).

En el presente trabajo se considera el inicio de la cuenca de antepaís en el Eoceno Medio-Oligoceno Temprano, en la zona de Tres Cruces, lugar donde habría tenido el desarrollo de una cuenca de "antepaís simple" y limitada, con las acumulaciones de la Secuencia Lumbrera II y la Formación Casa Grande. En esta cuenca se reconocen: a) la faja plegada y fallada se habría desarrollado aproximadamente en el Eoceno Medio y queda evidenciado por la discordancia angular que se observa entre los depósitos de la Formación Casa Grande y el basamento en el perfil Fundiciones (en los alrededores de San Antonio de Los Cobres) (Donato, com. pers.); b) la fosa frontal, ubicada en la zona de Tres Cruces, con los depósitos de la Secuencia Lumbrera II y la Formación Casa Grande y c) el abultamiento marginal en este tiempo se habría ubicado aproximadamente en la Sierra de Cinco Picachos o al este del sinclinal de Cianzo (Figuras Nº1, 5 y 6).

En el Oligoceno Tardío, con el avance de los corrimientos, habría migrado el frente hacia posiciones próximas de la Sierra de Aguilar (falla Aguilar este) y esto provocó la profundización de la fosa frontal, en donde se acumularon los depósitos de la Formación Río Grande (Boll y Hernández, 1985) en la región del límite occidental de Cordillera Oriental. La Formación Río Grande yace sobre la Formación Casa Grande mediante discordancia y se caracteriza por ser una unidad espesa de conglomerados y areniscas, con abundantes clastos de la Formación Yacoraite y del Subgrupo Pirgua y conforma un ciclo granocreciente.

El depósito de la Formación Río Grande, en la localidad de Tres Cruces, constan de tres ciclos granocrecientes marcados y son interpretados como producto de ríos anastomosados tipo Donjekj con tres reactivaciones tectónicas menores que provocan la progradación de abanicos aluviales menores (Boll y Hernández, 1985). No se cuentan con datos suficientes para definir si el espacio generado para acomodar sedimentos deriva de una geometría de cuenca de «antepaís simple» o bien de estratos de crecimientos de las estructuras locales. Esta última hipótesis se considera más probable.

Hasta el presente no se cuenta con datos isotópicos ni paleontológicos que nos den idea del inicio de la sedimentación en Sierras Subandinas 1, pero en el área del Subandino Boliviano, flanco occidental de la Sierra de Los Milagros (camino a Sucre), se cuenta con una datación de 24.4 (1.3 Ma en depósitos del Terciario Subandino (Erikson y Kelley, 1995). Este dato nos indicaría posiblemente la generación de la cuenca de antepaís subandina del norte argentino se habría iniciado en el Oligoceno Tardío cuspidal-Mioceno Temprano. El arqueamiento marginal correspondiente a esta etapa se habría ubicado en la Sierra de Pintascayo y en el tren estructural equivalente en el subandino boliviano sur (Fig. 5).

Es decir que a partir del límite Oligoceno-Mioceno Temprano se produce una gran estructuración de la cuenca, por efecto de reactivaciones tectónicas en la faja plegada y fallada. En esta cuenca de gran desarrollo se puede diferenciar una zona de prisma cuspidal (desde la Sierra de Aguilar hasta la Sierra de Cinco Picachos), una zona de fosa frontal proximal (ubicada en la región de la Sierra de Pintascayo), una zona de arqueamiento marginal (arroyo Las Manzanas) y una zona de fosa distal de gran extensión areal (hasta la Sierra de Aguaragüe), por influencia del ascenso eustático global (mar Paranense y su posible vinculación con el mar Caribe) (Fig. 7).

En la zona del prisma cuspidal se habrían depositado areniscas, conglomerados y aglomerados de gran tamaño, con acumulaciones localizadas y grandes variaciones de espesor. Se trata de depósitos de abanicos aluviales proximales que evolucionan a planicies aluviales, con ríos entrelazados, como la Formación Pisungo en Tres Cruces (Boll y Hernández, 1985).

La Formación Pisungo está vinculada a procesos

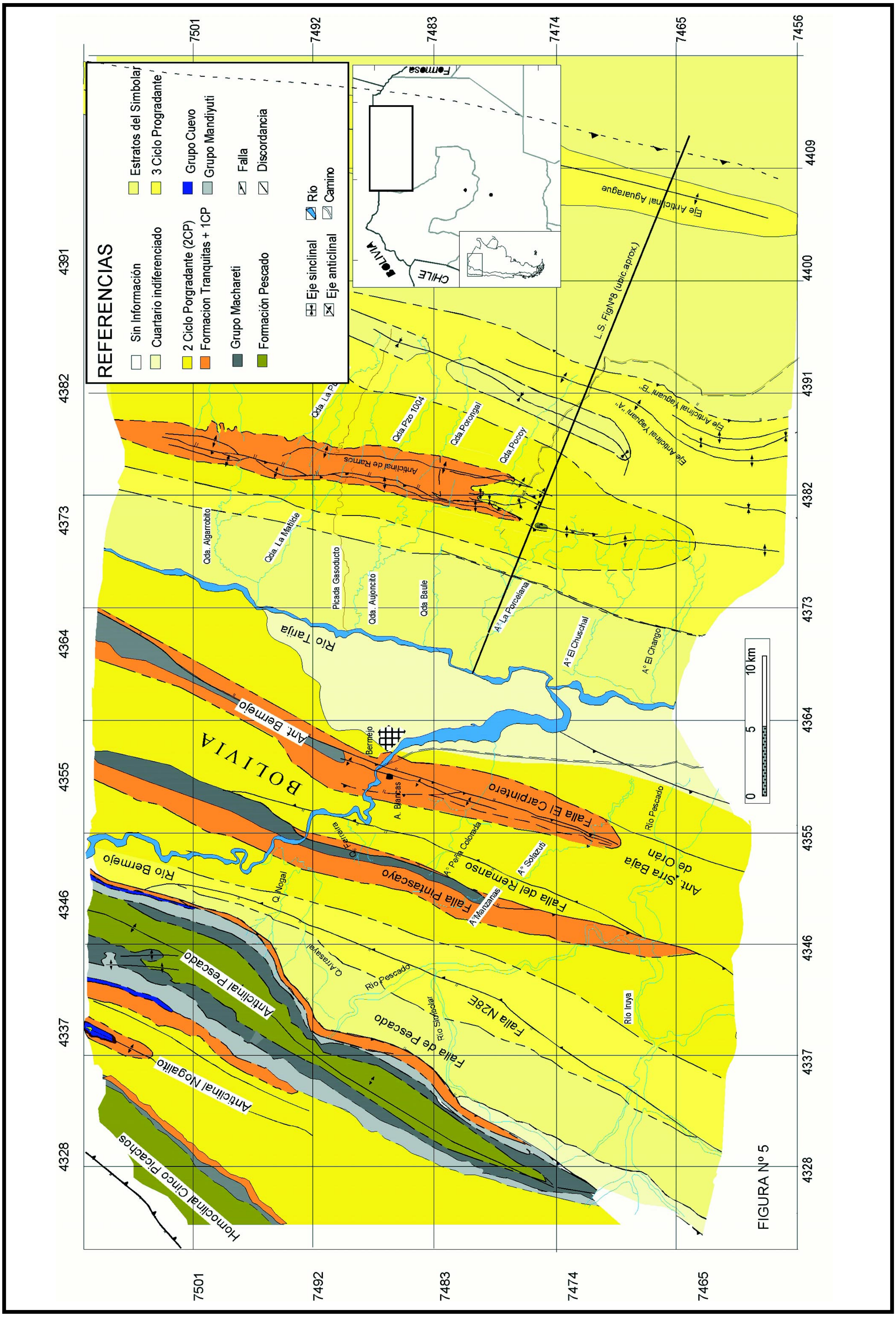

REFERENCIAS
Sin Información
Cuartario indiferenciado
2 Ciclo Porgradante (2CP)
Formacion Tranquitas + 1CP
Grupo Machareti
Formación Pescado
Estratos del Simbolar
3 Ciclo Progradante
Grupo Cuevo
Grupo Mandiyuti
Falla
Discordancia
Eje sinclinal
Eje anticlinal
Río
Camino
BOLIVIA
CHILE
Formosa
Eje Anticlinal Aguarague
L.S. FigNº8 (ubic.aprox.)
Eje Anticlinal Yaguani "B"
Eje Anticlinal Yaguani "A"
Anticlinal de Ramos
Qda. La Pu
Qda Pzo 1004
Qda Porongal
Qda Pocoy
Qda. Algarrobito
Qda. La Matiloe
Picada Gasoducto
Qda. Aujoncito
Qda Baule
Aº La Porcelana
Aº El Chuschal
Aº El Chango
Río Tarija
Ant. Bermejo
Bermejo
A. Blancas
B O L I V I A
Falla El Carpintero
Ant. Srra Baja de Orán
Río Pescado
Falla Pintascayo
Falla del Remanso
Aº Peña Colorada
Aº Solazuti
Aº Manzanas
Río Bermejo
Q. Nogal
Q. Arrasayal
Río Pescado
Río Santa Rosa
Falla N28E
Falla de Pescado
Río Iruya
Anticlinal Pescado
Anticlinal Nogalito
Homoclinal Cinco Picachos
FIGURA Nº 5
0
5
10 km
7501
7492
7483
7474
7465
7456
4328
4337
4346
4355
4364
4373
4382
4391
4400
4409

Figura 5.

tectónicos muy intensos, que habrían originado un relieve muy marcado (estratos de crecimiento). Esto se verifica con los cambios de espesor entre la zona estructuralmente alta (anticlinales) y bajas (sinclinales). Las áreas de aporte para este tiempo se consideran a la Sierra de Aguilar, Sierra de Mal Paso, Sierra de Cajas y Tres Cruces (Boll y Hernández, 1985).

En la zona de la fosa frontal, ambiente de Sierras Subandinas Septentrionales, el equivalente temporal de la Formación Pisungo, es la Formación Tranquitas y el primer ciclo de los depósitos conocidos como Terciario Subandino 2(Zunino, 1944 y Russo, 1952) (Fig. 7).

En los depósitos del Terciario Subandino se reconocieron tres ciclos progradantes (Cuadro 2), conocidos como, de base a techo: Primer Ciclo Progradante (Terciario Subandino Inferior), Segundo Ciclo Progradante (Terciario Subandino Inferior parcial y Terciario Subandino Medio) y Tercer Ciclo Progradante (Terciario Subandino superior) (Hernández, 1995; Hernández et al., 1996). La Formación Tranquitas más las acumulaciones del Primer Ciclo Progradante (Subandino Inferior) se habría acumulado en el lapso del Mioceno Temprano cuspidal a Mioceno Medio, aproximadamente entre los + 16.4 Ma y los 10.5 Ma en el río Iruya, 10.9 Ma en el arroyo Las Manzanas, 8.5 Ma en la quebrada Peña Colorada y La Porcelana 7 Ma según la posición de la cuenca (Hernández 1995 y Hernández et al., 1996), en una extensa cuenca de antepaís cuyo dominio llega hasta la zona del Chaco Salteño.

La acomodación durante el Mioceno Temprano Tardío a Mioceno Tardío en el sistema de cuenca de antepaís fue el resultado de dos variables: 1) inflexión cortical por efecto de la carga producida por el ascenso de Cordillera Oriental (zona de prisma cuspidal) en el frente tectónico desarrollado entre el área de Tres Cruces (Boll y Hernández, 1985) y el sinclinal de Cianzo (YPF Informe, 1989) y 2) ascenso del nivel eustático mundial registrado entre los 16.5 Ma y los 15.5 Ma (Haq et al., 1987).

Los depósitos de la Formación Tranquitas han sido divididos, de base a techo, en «Serie Gris Neta» y «Serie Gris de Transición» (Zunino, 1944). La Serie Gris Neta yace, en general, sobre depósitos del Grupo Mandiyutí (Carbonífero), con facies basales del Conglomerado Galarza (arroyo La Transición, Sierra de Pintascayo).

El límite superior de la Formación Tranquitas al presente no se puede precisar, pero se consideran edades cada vez más jóvenes hacia el este de la cuenca (río Iruya: 16 Ma, Peña Colorada: posiblemente 12 Ma y La Porcelana: 8 Ma; Hernández, 1995 y Hernández et al., 1996).

Los depósitos del Primer Ciclo Progradante tienen una geometría asimétrica, con espesores desde 1300 m en el río Iruya, 530 m en el arroyo Peña Colorada y 470 m en la quebrada La Porcelana. La velocidad de acumulación de los depósitos de la base del ciclo es mayor (período de actividad tectónica) con respecto al techo del ciclo (período de tranquilidad tectónica) y los sedimentos acumulados en la zona de la fosa frontal proximal (río Iruya) tienen una velocidad de acumulación mayor (0.36 mm/a) que en la zona de la fosa frontal distal (quebrada Ferreira 0.19 mm/a). Tanto los depósitos de la Formación Pisungo, la Formación Tranquitas y el inicio del Primer Ciclo Progradante han sido interpretados como producto de un período de actividad tectónica en el levantamiento inicial de Cordillera Oriental; y los depósitos del techo del Primer Ciclo Progradante responden al período de estabilidad del frente tectónico y cuya respuesta en el registro ha sido la rápida migración de los sistemas depositacionales efímeros hacia el este de la cuenca (según el modelo de Flemming y Jordan, 1990).

En el Mioceno Tardío a Plioceno Temprano habría tenido lugar el principal movimiento tectónico compresivo, en la región de Tres Cruces (zona de prisma de tope), responsable del levantamiento de Cordillera Oriental, con un acortamiento calculado del 27% (Boll y Hernández, 1986) (Cuadro 2). Este movimiento compresivo sería el responsable de la marcada discordancia angular que afecta a los depósitos de la Formación Pisungo. El relleno sedimentario en la zona de prisma de tope, para este tiempo involucrado, estaría representado por los depósitos de la Formación Sijes.

En el Mioceno Tardío en la zona de la fosa frontal (desde el río Iruya hasta la Sierra de Ramos) tiene lugar el desarrollo del Segundo Ciclo Progradante, que ha sido preservado por el espacio generado por la carga tectónica de Cordillera Oriental sobre la corteza terrestre. Este espacio de acomodación es rellenado por facies distales (sección basal del Segundo Ciclo Progradante, Hernández et al., 1996).

La base del Segundo Ciclo Progradante registra las primeras manifestaciones de actividad volcánica, con el Primer Grupo de Tobas Grises y, en el río Iruya, se caracterizan por presentar una marcada discordancia (10.4-9.5 Ma) con un incremento en la velocidad de sedimentación en el registro sobrepuesto(Hernández et al., 1996). Este hiato incrementa su magnitud hasta los 8.2 Ma en el arroyo Las Manzanas disminuye hacia el arroyo

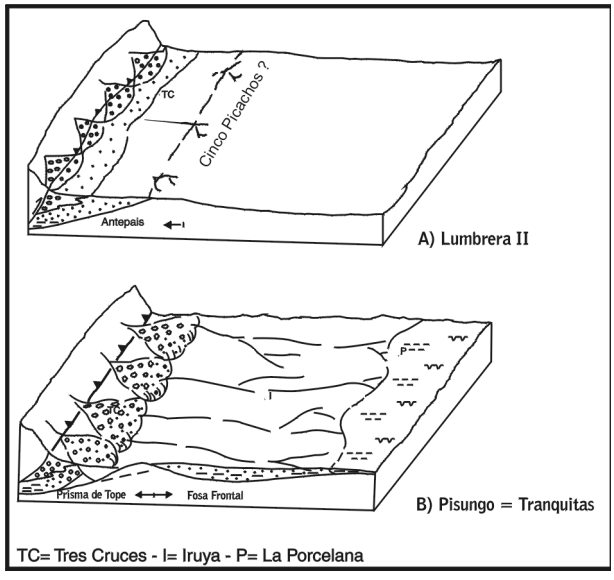


Figura 6.

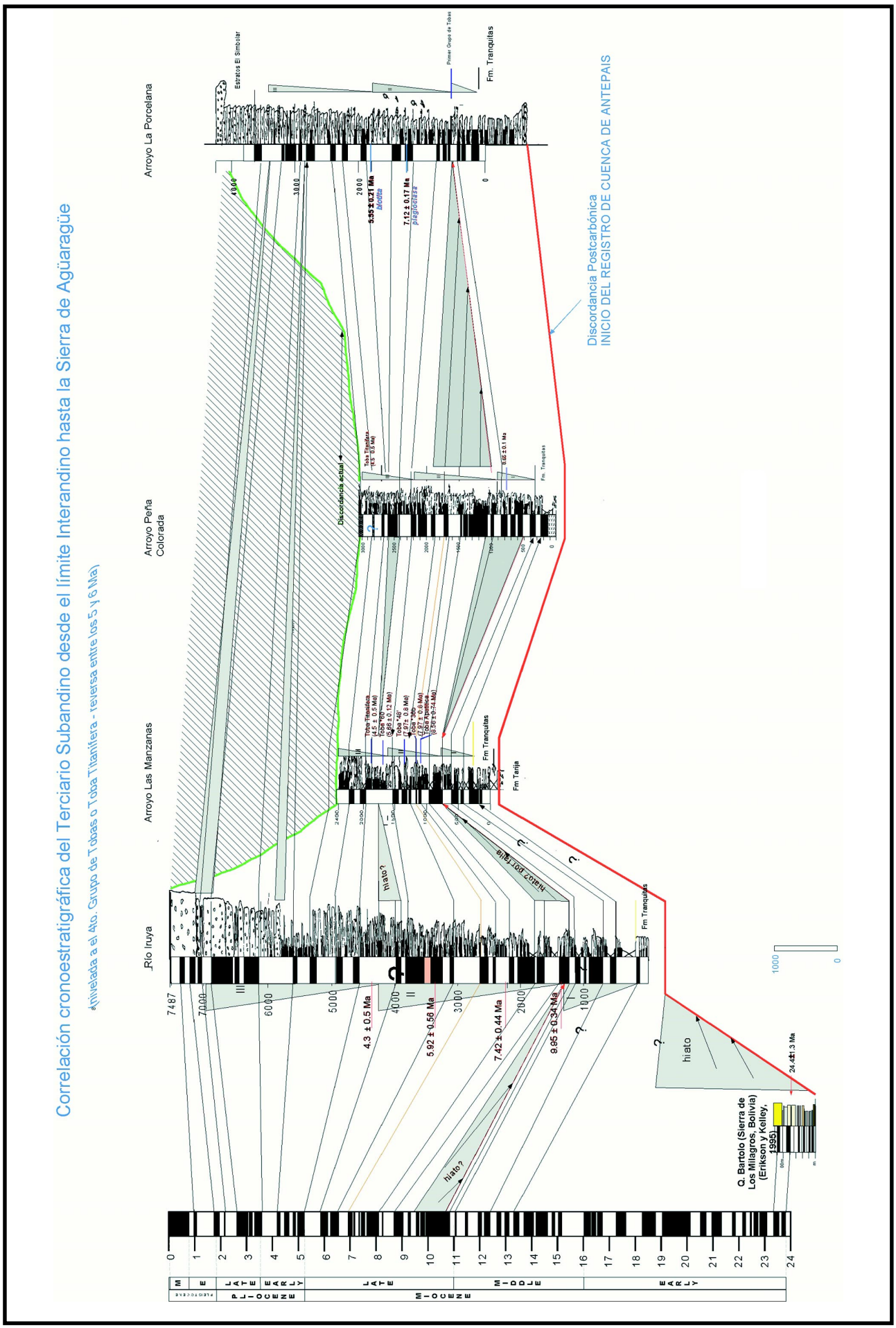
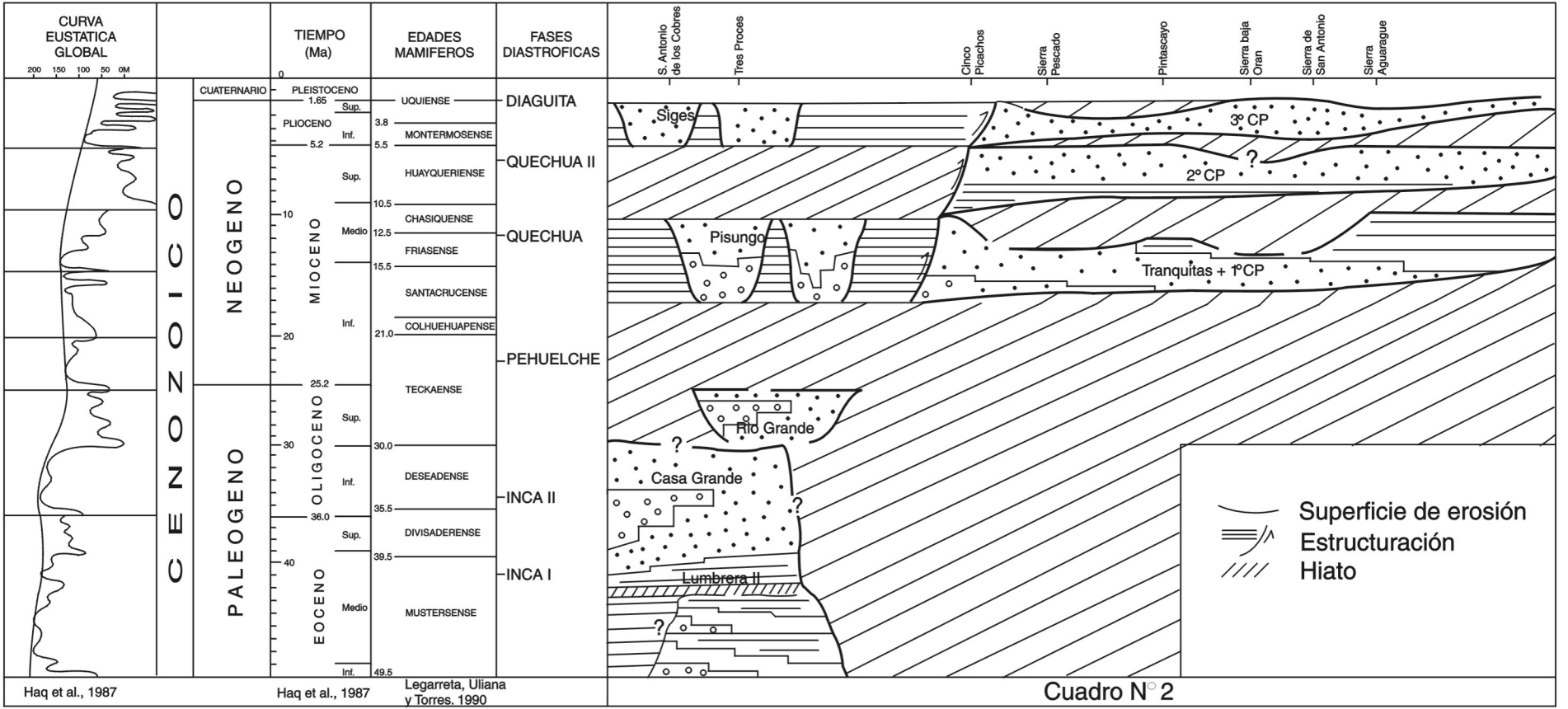

Correlación cronoestratigráfica del Terciario Subandino desde el límite Interandino hasta la Sierra de Agüaragüe
(nivelada a el Nto. Grupo de Tobas o Toba Titanífera - reversa entre los 5 y 6 Ma)
Arroyo La Porcelana
Arroyo Peña Colorada
Arroyo Las Manzanas
Río Iruya
Estratos El Simbolar
Primer Grupo de Tobas
Fm. Tranquitas
Discordancia Postcarbónica
INICIO DEL REGISTRO DE CUENCA DE ANTEPAIS
Discordancia actual
Fm Tarija
hiato?
hiato
Q. Bartolo (Sierra de Los Milagros, Bolivia) (Erikson y Kelley, 1995)
PLIOCENE
MIOCENE
LATE
MIDDLE
EARLY

Figura 7.



Haq et al., 1987 — Haq et al., 1987 — Legarreta, Uliana y Torres, 1990

Cuadro N° 2

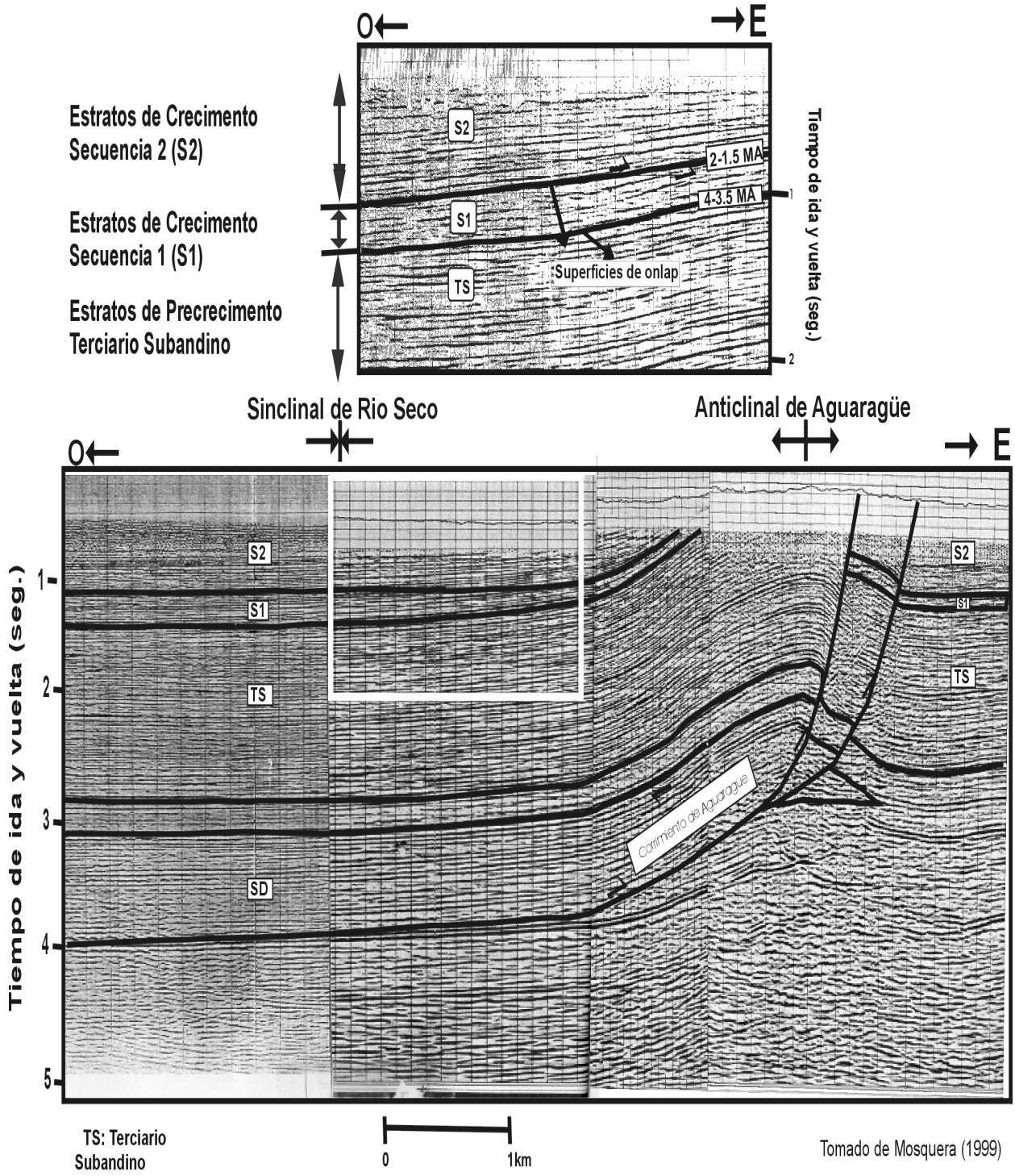


Figura 8. Sección sísmica transversal al anticlinal de Aguaragüe (Ss1). Detalle de las dos secuencias de estratos de crecimiento (S1 y S2) en el flanco occidental.

Figura 8.

Peña Colorada y se incrementa nuevamente hacia el arroyo La Porcelana. Esto indicaría el inicio del crecimiento de la estructura de Pintascayo, con una fosa frontal en Peña Colorada y un nuevo arqueamiento marginal en La Porcelana.

En el faldeo oriental de la Sierra de Pintascayo (arroyo Las Manzanas), sobre la base de datos paleomagnéticos, es posible identificar un hiato entre los 5.9 Ma y los 5.2 Ma entre el Segundo y Tercer Ciclo Progradante. En otros sectores de la cuenca la velocidad de acumulación entre estos dos ciclos se mantiene constante (ej. Río Iruya, y arroyo Peña Colorada).

Se interpreta el inicio de los estratos de crecimientos aproximadamente a los 8 Ma en la región del arroyo Las Manzanas, que habrían comenzado a formar la elevación de la Sierra de Pintascayo, con una posterior reactivación a los 5.5 Ma. El espesor de los depósitos del

Tercer Ciclo Progradante varía sustancialmente asociado a grandes cambios en la velocidad de sedimentación. La generación de estratos de crecimiento en la región de la sierra de San Antonio (Sierras Subandinas Orientales) queda evidenciada en el Tercer Ciclo Progradante y entre el Tercer Ciclo Progradante y los Estratos El Simbolar, como se observa en líneas sísmicas. En la Sierra de San Antonio se han identificado dos secuencias de depósitos de crecimiento, la primera ha sido datada entre los 3.5 y 4 Ma y la discordancia basal está ubicada en el tercer ciclo progradante y puede ser observada claramente en líneas sísmicas (Mosquera, 1999). La segunda secuencia de deformación está asociada al crecimiento de la lámina oriental y ha sido datada entre los 2 Ma y los 1.5 Ma (Hernández et al., 1996) (Fig. 8). En línea sísmicas esta secuencia presenta patrones de onlap en dirección este sobre el flanco occidental del anticlinal de Ramos y de downlap en dirección este sobre el sinclinal de San Antonio (Mosquera, 1999) (Fig. 8).

Correlación Paleomagnética en Sierras Subandinas

La correlación de los depósitos continentales expuestos en el río Iruya, arroyo Las Manzanas, arroyo Peña Colorada y en la quebrada La Porcelana (oeste-este) se ha realizado con la aplicación de resultados paleomagnéticos soportados con edades isotópicas y asociaciones de minerales pesados presentes en las tobas. Los depósitos de la Formación Tranquitas en todos estos perfiles no ha brindado buena calidad de datos paleomagnéticos debido a que presenta un alto grado de alteración termal. Los estratos del Neógeno de la sección del río Iruya han sido datados entre aproximadamente los 13.2 y los 2.1 Ma y han sido aplicadas tres edades isotópicas (Fig. 7). Las edades de 9.95 ± 0.34 Ma han sido de cristal simple por fusión laser en biotitas y la edad de 5.61 ± 0.48 Ma ha sido reconocida regionalmente como un horizonte titanífero y la edad individual proviene de muestras del arroyo Solazuti y de La Porcelana. En el río Iruya se observa un hiatus depositacional significativo entre aproximadamente los 10.9 Ma y los 9.5 Ma.

En la sección del arroyo La Porcelana se observa la presencia de una reversa de polaridad normal entre los 6 Ma y los 5 Ma y podría ser el resultado de pequeñas fallas que provocan zonas de repetición.

La columna paleomagnética del arroyo Las Manzanas está sostenida por cuatro niveles de tobas datadas en otros perfiles incluyendo la toba granatífera de 8.73 ± 0.25 Ma (Viramonte et al., 1994). La sección de la quebrada La Porcelana ha sido depositada entre los 8.2 y los 1.8 Ma y este análisis está soportado por dos edades Ar/Ar en biotitas por el método de cristales múltiples de fusión total y dan una edad de 7.12 ± 0.12 Ma y de 5.55 ± 0.21 Ma. Se registra un pequeño hiato entre los 4.2 y 3.6 Ma, que coincide con la secuencia deposicional identificada en líneas sísmicas.

Observaciones

En trabajos anteriores con menor volumen de información se ha realizado la historia del levantamiento y desarrollo de la faja plegada y fallada subandina y sus depósitos relacionados. En el presente trabajo se observa que se preservan algunos criterios de regionalización por medio de ciclos sedimentarios mayores, sobre todo en los registros correspondientes a los rellenos de «antepaís simple» logrando ajustar el diacronismo de la base de cada uno de los ciclos.

Cuando se identifica el registro del prisma cuspidal es difícil obtener una historia del crecimiento de las estructuras sin elementos metodológicos que permitan una datación continua de la columna estratigráfica, como lo es el análisis paleomagnético y dataciones de tobas o bien identificar niveles tobáceos equivalentes entre perfiles, con mapeo de campo o por asociación de minerales pesados de una efusión volcánica en particular. Los estratos de crecimiento identificados componen una distribución paleogeográfica compleja de ríos antecedentes que pueden atravesar la estructura que se va desarrollando, con mayor o menor velocidad que el levantamiento y formar ascensos del nivel de base relativo.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la UTE Aguaragüe, en especial a la empresa Tecpetrol y a Yacimientos Petrolíferos Fiscales por permitir el desarrollo de las tareas originales que condujeron a la realización del presente trabajo. Al Lic. Alfonso Mosquera por la contribución de la línea sísmica. Un especial reconocimiento por las tareas las ideas aportadas a Alfredo Disalvo, Luis Constantini y Alberto Schulz.

Al Dr. C.I. Idelman por la enorme contribución en las dataciones de tobas y la diagnosis objetiva de la calidad de las mismas.