

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL CRETÁCICO DE LA CUENCA ORIENTE DEL ECUADOR

Roberto BARRAGÁN⁽¹⁾, *Frédéric CHRISTOPHOUL*⁽¹⁾,
Howard WHITE⁽²⁾, *Patrice BABY*^(1,4*), *Marco RIVADENEIRA*⁽⁴⁾,
Félix RAMIREZ⁽⁵⁾, *José RODAS*⁽⁵⁾

Resumen

La sección cretácica de las formaciones Napo, Hollín y Basal Tena en la Cuenca Oriente ecuatoriana exhibe características bien definidas dentro de un modo de estratigrafía secuencial. Sus miembros clásticos documentan las variaciones eustáticas ocurridas a escala global durante el período comprendido entre el Aptiano y el Maastrichtiano, reflejando drásticos cambios paleogeográficos, variaciones laterales de facies y fluctuaciones de la línea de costa de hasta 200 km dentro de la plataforma marina somera Oriente.

Cada secuencia depositacional incluye un límite erosivo a la base, que corresponde a la incisión de valles fluviales durante la correspondiente caída del nivel del mar. El relleno de estos valles durante el inicio de la transgresión está caracterizado por sistemas fluviales y estuarinos, seguidos por la depositación del sistema transgresivo principal y del prisma de alto nivel correspondiente a una sedimentación marina somera. La mayoría de los ciclos sugiere típicamente una transición de facies de este a oeste, de ambientes fluviales continentales y de estuario a plataforma marina somera.

⁽¹⁾ LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France [* Dirección actual: Amerada Hess Corporation, P.O. BOX 2040 Sociedad Internacional Petrolera S. A, Houston, Texas 77002, USA. Av. República 396, Edif. Forum 300, 8vo piso, Quito, Ecuador (rbarragan@sippec.com.ec)].

⁽²⁾ Kerr McGee Oil and Gas Corporation, 16666 NorthChase, Houston, Texas 77060.

⁽³⁾ Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador.

⁽⁴⁾ PETROPRODUCCIÓN, Casilla Postal 17-10-7019, Quito-Ecuador [* Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 – Perú (Patrice.Baby@ird.fr)].

⁽⁵⁾ PERENCO, av. Amazonas n° 35-89, Quito, Ecuador (framirez@ec.perenco.com).

Así se pueden diferenciar cinco secuencias depositacionales: los ciclos sedimentarios Aptiano Superior-Albiano Superior, Albiano Superior-Cenomaniano Inferior, Cenomaniano Inferior-Turoniano Inferior, Turoniano-Santoniano y Campaniano-Maastrichtiano (?). Dentro de un marco de estratigrafía secuencial, la variación relativa del nivel del mar a escala global controló el espacio de acomodación disponible y es el mecanismo que ejerció un control regional sobre la distribución de los sedimentos, especialmente en los tres primeros ciclos del margen cratónico continental pre-andino Oriente. Sin embargo el inicio de la compresión andina ejerció un control fundamental en la sedimentación y en el espacio disponible para la acomodación de los sedimentos a partir del Turoniano (90 Ma) y durante los dos últimos ciclos depositacionales, restringiendo estos ciclos al este de la Cuenca Oriente y condensando los mismos al oeste en la zona subandina.

Palabras claves: Cuenca Oriente, ciclo sedimentario, inversión tectónica, LST, TST, HST.

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Oriente, localizada al este de los Andes ecuatorianos, forma parte del sistema actual subandino de cuencas de ante-país (Marksteiner & Alemán, 1997) que se extiende desde Colombia hasta Argentina (fig. 1). Las actividades de exploración petrolera en la Cuenca Oriente, especialmente durante los últimos 15 años, han proporcionado extensa información geológica y geofísica, la misma que permite redefinir los sistemas depositacionales y la evolución geodinámica de la cuenca.

La geología regional de la Cuenca Oriente ha sido descrita en varias publicaciones (*i.e.* Wasson & Sinclair, 1927; Tschopp, 1953; Faucher & Savoyat, 1973; Baldock, 1982; Canfield *et al.*, 1982; Dashwood & Abbotts, 1990; Balkwill *et al.*, 1995; White & Barragán, 1995; White *et al.*, 1999; Jaillard, 1997; Baby *et al.*, 1998; 1999; 2001). Clásicamente, la estratigrafía del relleno cretácico ha sido subdividida en 3 formaciones: Hollín, Napo y la arenisca basal de la Fm. Tena. La nomenclatura usada para sus miembros y unidades es aquella establecida por Texaco en los años 60; sin embargo, esta nomenclatura es compleja y puramente descriptiva. La Formación Hollín ha sido subdividida en dos miembros: Hollín principal y Hollín superior. Por otro lado, la Formación Napo ha sido típicamente subdividida en tres diferentes miembros (Tschopp, 1953; Faucher *et al.*, 1971; Bristow & Hoffstetter, 1977; Canfield *et al.*, 1982): Napo Inferior (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior), Napo medio (Turoniano) y Napo superior (Coniaciano-Campaniano). Jaillard (1997) propone una nueva subdivisión, resultado de la reagrupación de estas unidades, asignando la categoría de Grupo a la Fm. Napo y dividiendo la misma en 4 formaciones: Napo Basal (Albiano Inferior-Superior), Napo Inferior (Albiano Superior-Cenomaniano Superior), Napo Medio (Turoniano Inferior-Superior) y Napo Superior (Coniaciano-Campaniano). Sin embargo, la mayoría de estos trabajos han basado las relaciones estratigráficas en datos netamente paleontológicos, aislando a la Fm. Hollín y al Miembro Arenisca Basal Tena como secciones genéticamente diferentes.

El presente estudio se basa en una integración de datos obtenidos principalmente a través de las descripciones e interpretaciones sedimentológicas de testigos de

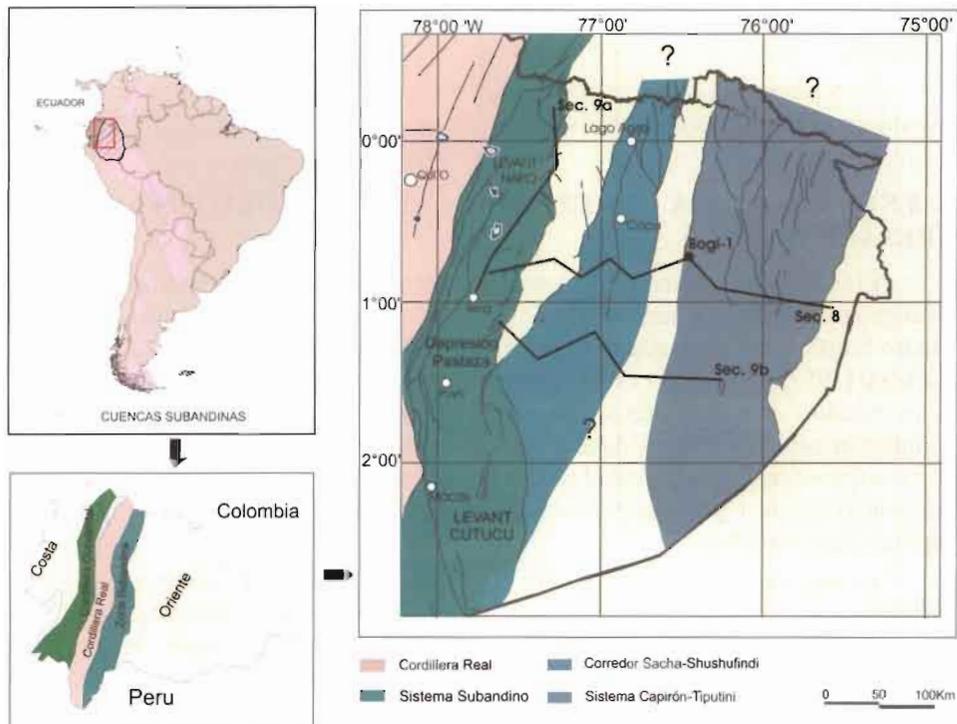


Fig. 1 – Localización de la Cuenca Oriente en el contexto geodinámico de las cuencas subandinas (modificado de Baby *et al.*, 1999 y Christophoul, 1999) y unidades estructurales. Se muestra además la localización de las figuras 8 y 9 (correlaciones de pozos: secciones 8 y 9a-b respectivamente).

perforación de la mayoría de pozos exploratorios y de afloramientos de la zona subandina (levantamientos Napo y Cutucú). Además, se realizó un análisis de las respectivas diagráfias de pozos y una correlación e interpretación de varias secciones sísmicas regionales a través de la cuenca. Utilizando un marco de estratigrafía secuencial, se propone a continuación una revisión de las subdivisiones previas de las Fms. Hollín, Napo y Basal Tena, y una reinterpretación del relleno sedimentario cretácico de la Cuenca Oriente, agrupándola en un ciclo sedimentario formado por 5 intervalos depositacionales o secuencias estratigráficas, cada una de ellas separadas por límites de secuencia (SB) mayores de segundo a tercer orden en la escala de Haq *et al.* (1987) y Wilgus *et al.* (1988).

1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Estratigráficamente, la Cuenca Oriente del Ecuador preserva una columna sedimentaria fanerozoica (*cf.* fig. 4, Introducción de este libro), la misma que puede subdividirse en varias megasecuencias (Dashwood & Abbotts, 1990; Baby *et al.*, 1999)

con diferentes características sedimentológicas, tectónicas y magmáticas que reflejan las distintas etapas evolutivas de la cuenca.

Un resumen del contexto estructural y de la evolución geodinámica de la Cuenca Oriente está presentada en la Introducción de este libro.

2. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL: SISTEMA DEPOSITACIONAL CRETÁCICO

El análisis de estratigrafía secuencial proporciona el marco para una reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca Oriente desde el Aptiano hasta el Maastrichtiano. El cuadro biostratigráfico usado en el presente estudio corresponde a los reportados por Tschopp (1953), Hoffstetter (1956), Faucher *et al.* (1971), Faucher & Savoyat (1973) y los estudios más recientes de Jaillard (1997) y Toro (1997). Además, ha sido complementado por nuevas dataciones radiométricas (método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de varios cuerpos ígneos máficos intercalados en la secuencia sedimentaria cretácica a lo largo de la Cuenca Oriente, reportados y detallados por Barragán (1999) y Barragán & Baby del capítulo 1 de este libro.

La sección sedimentaria Hollín-Napo-Basal Tena exhibe características bien definidas dentro de un modelo de estratigrafía secuencial. Dichas formaciones testifican variaciones bruscas de la línea de costa en la plataforma marina-somera de la Cuenca Oriente en el Cretácico, y muestran cambios verticales y laterales de facies a lo largo de la cuenca que interrumpen la imperante sedimentación marina de baja energía. Dentro de un modelo de estratigrafía secuencial, variaciones relativas del nivel del mar controlan el espacio disponible para la acomodación de sedimentos, y por lo tanto, ejercen un control regional sobre la distribución de facies sedimentarias en la cuenca (Zailtin *et al.*, 1994). La progradación de facies sedimentarias clásticas fluviales y de playa sobre facies de plataforma marina-somera, causada por las caídas del nivel del mar, son ejemplos claros de regresiones forzadas según lo definido por Posamentier *et al.* (1992). Las regresiones forzadas se caracterizan por:

- la ocurrencia abrupta de depósitos clásticos de playa o sistemas deltáicos de tipo estuarinos/fluviales sobre facies marinas más distales;
- la erosión profunda asociada a incisión de valles;
- la presencia de límites de secuencias erosivos y discordantes en áreas donde se concentró el "by-pass" sedimentario, y concordantes en las zonas más distales de plataforma (Dalrymple *et al.*, 1994; Emery & Myers, 1996).

En el período del Albiano al Maastrichtiano, se reconocen múltiples ciclos eustáticos. La megasecuencia Hollín-Napo-Basal Tena, caracterizada por una serie repetitiva de areniscas, calizas y lutitas, registra dicha ciclicidad asociada posiblemente a las fluctuaciones del nivel eustático ocurridas durante el Cretácico (White *et al.*, 1995; Barragán, 1999). La figura 2 ilustra estas observaciones. A la derecha de la curva eustática de Haq *et al.* (1987) se observan los diferentes miembros de la megasecuencia Hollín-Napo-Basal Tena, enfatizando los intervalos clásticos correspondientes a las areniscas de Hollín Principal, T, U, M2, M1 y Basal Tena. La correlación de las caídas del nivel de base con la progradación de cuerpos arenosos a través de la Cuenca Oriente

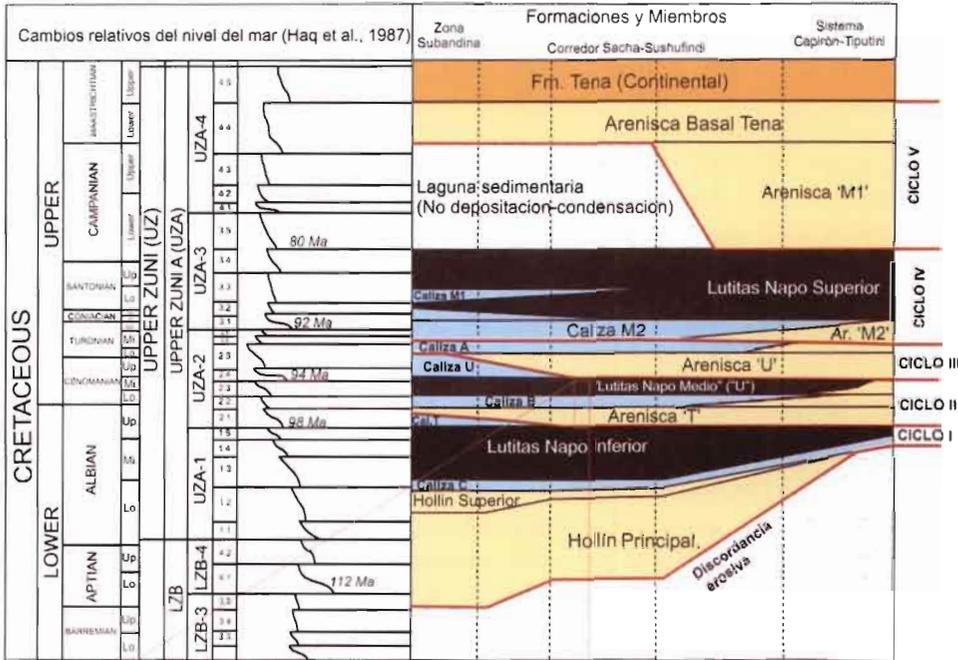


Fig. 2 – Formaciones, miembros y ciclos sedimentarios del Cretácico de la Cuenca Oriente, y sus relaciones con la curva eustática de Haq *et al.* (1987).

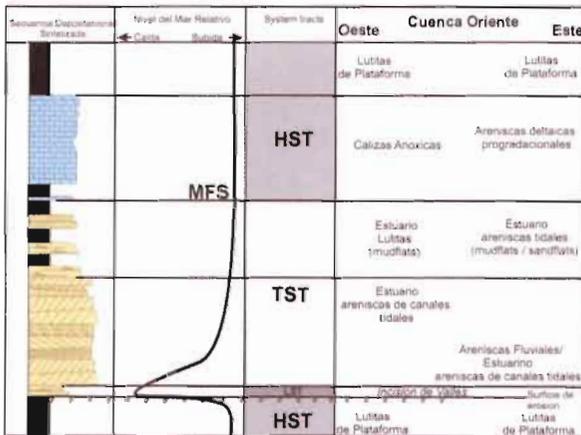


Fig. 3 – Secuencia sedimentaria típica para cada uno de los 5 ciclos cretácicos definidos en la Cuenca Oriente.

es evidente, y es soportada por el cuadro biostratigráfico definido para cada uno de los miembros de la Fm. Napo (White *et al.*, 1995). La base de cada intervalo clásico representa un ejemplo del cambio lateral de facies hacia el oeste y se lo define como un límite de secuencia de un ciclo sedimentario. Este ciclo sedimentario ideal (fig. 3), que registra la variación completa del nivel de base (Gardner, 1995; Guillocheau, 1995), es

reconocido en cada una de las secuencias de la serie sedimentaria Hollín-Napo-Basal Tena como se indica en la figura 4, y que ha continuación se describe. A la base comienza con depósitos fluviales de arenas canalizadas erosivas, transportadas desde una fuente localizada al este-sureste de la cuenca. Este sistema fluvial fue depositado dentro de valles incisos con influencia estuarina como resultado del inicio de la subida del nivel de base (LST). Una vez que se llene el estuario, una sucesión de depósitos marinos someros se derrama sobre las márgenes de los valles incisos y reflejan en conjunto la transgresión de facies marinas hacia el este de la cuenca (sistema transgresivo o TST). Intercalaciones de areniscas de marea, lutitas espesas marina-someras y calizas finas definen el maximum de inundación (MFS). Estas pasan a depósitos de plataforma de calizas espesas con influencia detrítica correspondiente al prisma de alto nivel (HST).

2. 1. Ciclo sedimentario I (Aptiano Superior-Albiano Superior)

De abajo hacia arriba, el Ciclo I está formado, en los términos estratigráficos clásicos (fig. 2), por:

- las areniscas de las formaciones Hollín Principal (Aptiano Superior-Albiano Inferior tardío) y Hollín Superior o arenisca basal; la caliza C del miembro Napo Inferior (Albiano Medio temprano-tardío según Tschopp [1953] y Bristow & Hoffstetter [1977]);
- las lutitas Napo Basal de la parte inferior de la Fm. Napo (Albiano Medio-Superior);
- las calizas T (Albiano Superior, parte inferior) o unidad Napo T Basal propuesta por White & Barragán (1997) (fig. 4).

Después de un período de erosión de la serie jurásica y paleozoica de la Cuenca Oriente, tiene lugar la depositación del sistema fluvial correspondiente a la Fm. Hollín Principal, donde se puede diferenciar tres ambientes depositacionales distintos definidos por White *et al.* (1995) y Jordan *et al.* (1997). La parte basal es interpretada como depósitos fluviales de relleno de valles sobre la superficie erosiva pre-Hollín. Seguido, se da la depositación de la parte principal de la Fm. Hollín caracterizada por una sucesión de depósitos de ríos entrelazados progradantes y diacrónicos de planicies aluviales (White *et al.*, 1995), que se desarrollan hacia el oeste a través de toda la Cuenca Oriente, posiblemente durante condiciones de caída del nivel eustático desde el Aptiano (112,5 Ma) (Haq *et al.*, 1987) (fig. 5a). Este sistema pasa progresivamente a ambientes distales de planicie aluvial costera tipo llanura de inundación influenciadas por la acción de mareas y que cubren completamente las facies previas, representando la parte superior y el abandono total del sistema fluvial entrelazado de Hollín Principal. Progresivamente, se observa un cambio hacia un sistema detrítico de baja energía, donde se evidencian los efectos de una transgresión marina que caracteriza a la Fm. Hollín Superior. Dos ambientes depositacionales son observados. La parte inferior es de tipo clásico, de playa-deltaico-estuarino cubierto por facies de plataforma marina somera, donde la depositación de sedimentos transgresivos ocurrió de oeste a este sobre la zona subandina y a través de la Cuenca Oriente (fig. 5 b-c). Por lo tanto, la Fm. Hollín Superior representa los depósitos del sistema transgresivo (TST). La superficie de máxima inundación

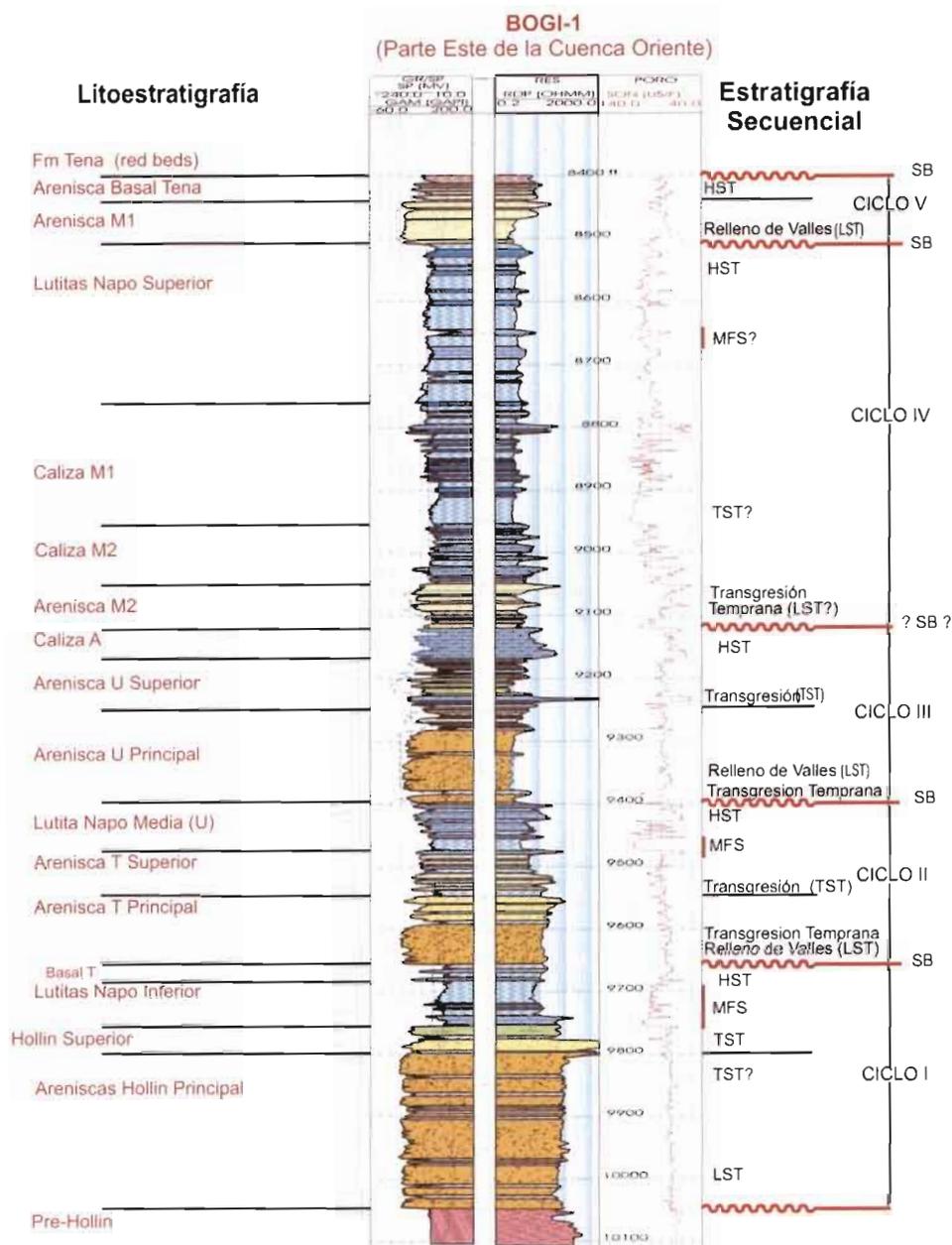


Fig. 4 – Los 5 ciclos sedimentarios del Cretácico de la Cuenca Oriente definidos en el pozo Bogi-1 (ubicación en la fig. 1) y sus equivalentes en términos de la nomenclatura clásica.

(MFS), que registra la transición a un sistema de prisma de alto nivel (HST), ocurre durante la depositación de la lutita basal de Napo Inferior en el Albiano Superior (fig. 5d), y cubre la mayor parte de la Cuenca Oriente. La depositación de la sección restante del ciclo Hollín corresponde a la caliza T, o intervalo T Basal, caracterizada por una sucesión de calizas, calco-arenitas, areniscas glauconíticas y lutitas de ambiente marino, redefinida por White & Barragán (1997) como facies progradantes hacia el oeste sobre toda la cuenca y la zona subandina, representando el sistema de prisma de alto nivel (HST) del primer ciclo sedimentario Hollín-Napo (fig. 6a).

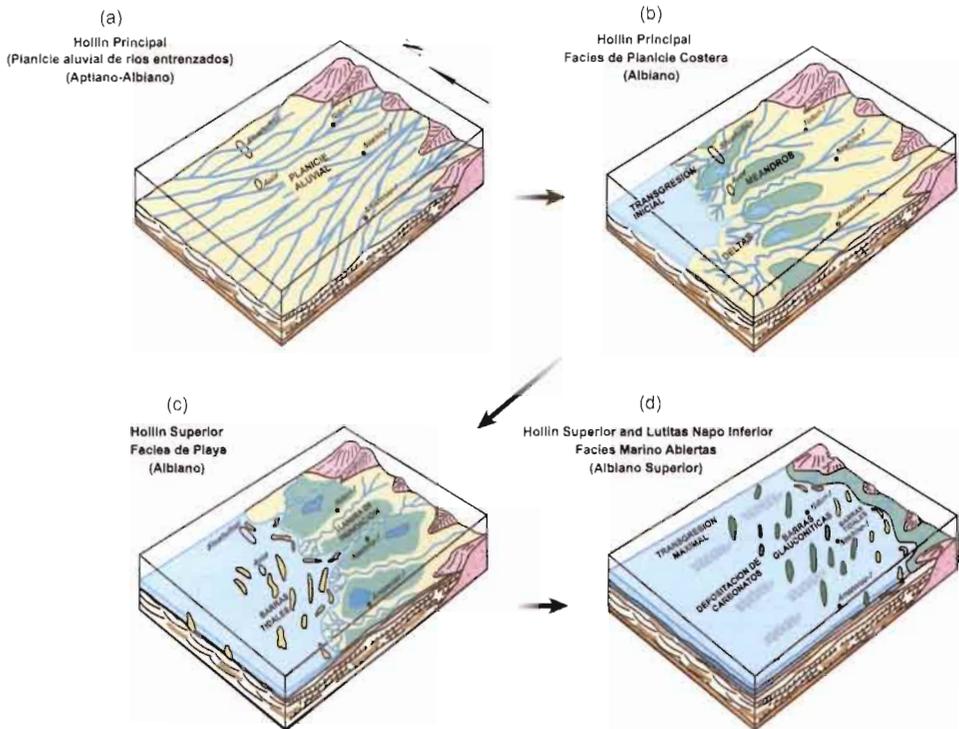


Fig. 5 – Esquema paleogeográfico de los miembros (modificado de White *et al.*, 1995): (a) Hollín Principal, sistema de LST, facies tipo planicie aluvial de ríos entrelazados, Aptiano-Albiano; (b) Hollín Principal, sistema de TST, facies de planicie costera y llanura de inundación, Albiano; (c) Hollín Superior, sistema de TST, facies de playa, Albiano; (d) Hollín Superior-Lutita Napo Inferior, superficie de inundación maximal, facies marinas abiertas, Albiano Superior.

2. 2. Ciclo sedimentario II (Albiano superior–Cenomaniano Medio)

La secuencia sedimentaria del Ciclo II está compuesta por:

- las unidades arenisca T (Albiano Superior, parte inferior a media) subdividida típicamente en arenisca T principal y arenisca T superior;
- la caliza B (Albiano Superior, parte media);
- las lutitas del miembro medio de Napo o lutitas U (Cenomaniano Inferior); la caliza U (Cenomaniano Medio) (figs. 2 y 4).

La caída del nivel del mar durante el Albiano Superior (98 Ma) (Haq *et al.*, 1987) crea otro importante límite de secuencia erosivo que expone el prisma de alto nivel de la parte superior del Ciclo I (miembro basal T de la Fm. Napo) (fig. 6b). Se genera por lo tanto un drenaje erosivo correspondiente a una red de valles incisos, subsecuentemente

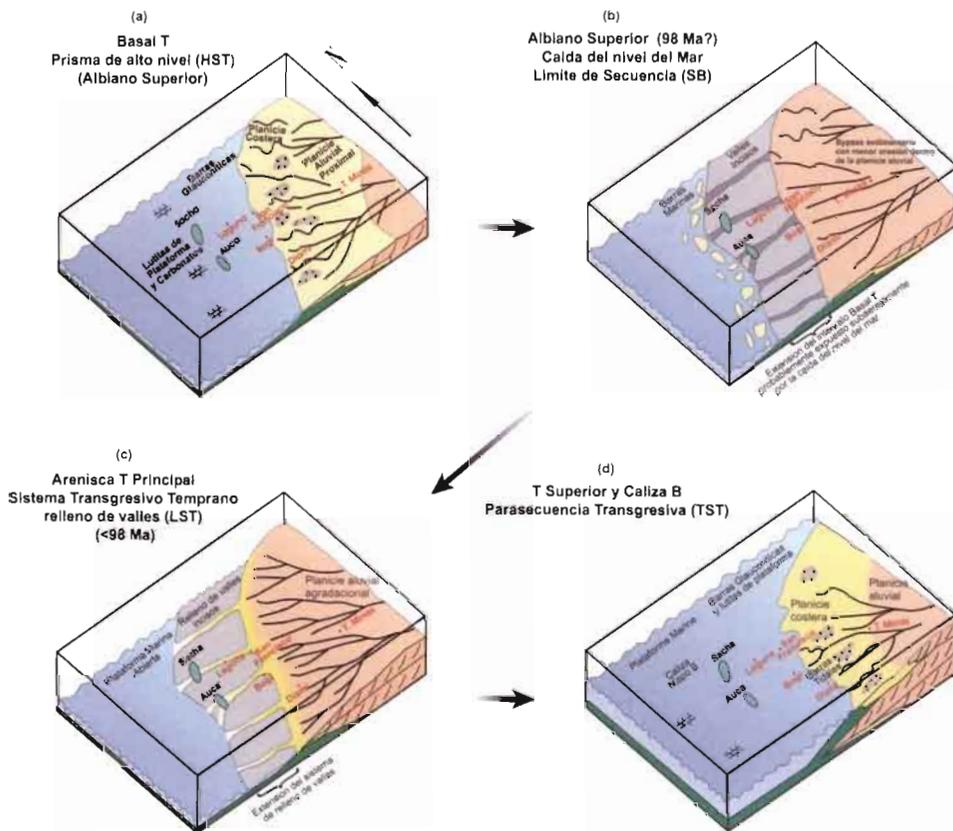


Fig. 6 – Esquema paleogeográfico de los miembros (modificado de White *et al.*, 1995): (a) Basal T, prisma de alto nivel o HST del ciclo I, Albiano Superior; (b) T Principal, caída del nivel del mar, Albiano Superior (~ 98 Ma?), límite de secuencia; (c) T Principal, sistema transgresivo temprano y relleno de valles incisos (LST), <98 Ma; (d) T Superior-Caliza B, parasecuencia transgresiva (TST).

rellenos durante el inicio del evento transgresivo (LST) (fig. 6c) por las areniscas T principal. Su distribución es caracterizada por sistemas fluviales con influencia estuarina y/o mareal, que alcanza la parte central de la Cuenca Oriente. Sobreyaciendo y desarrollados a lo largo de toda la cuenca, están los depósitos transgresivos (TST) correspondientes al miembro T superior (areniscas glauconíticas, calco-arenitas y lutitas) y la caliza B, que típicamente traducen ambientes de baja energía de plataforma marina somera (fig. 6d). Finalmente, el Ciclo II se termina por la depositación de las lutitas U del Cenomaniano Inferior (Lutitas Napo Medio), desarrolladas principalmente en la zona subandina y en la parte central de la Cuenca Oriente, y representadas lateralmente por niveles clásticos de playa en el este de la cuenca. Las mismas se asocian a la máxima inundación (MFS) que registra el cambio a un sistema de prisma de alto nivel (HST). Este sistema alcanza su máxima expresión durante la depositación de la caliza U (parte superior de lutitas Napo medio). Se infiere por tanto, que esta sección

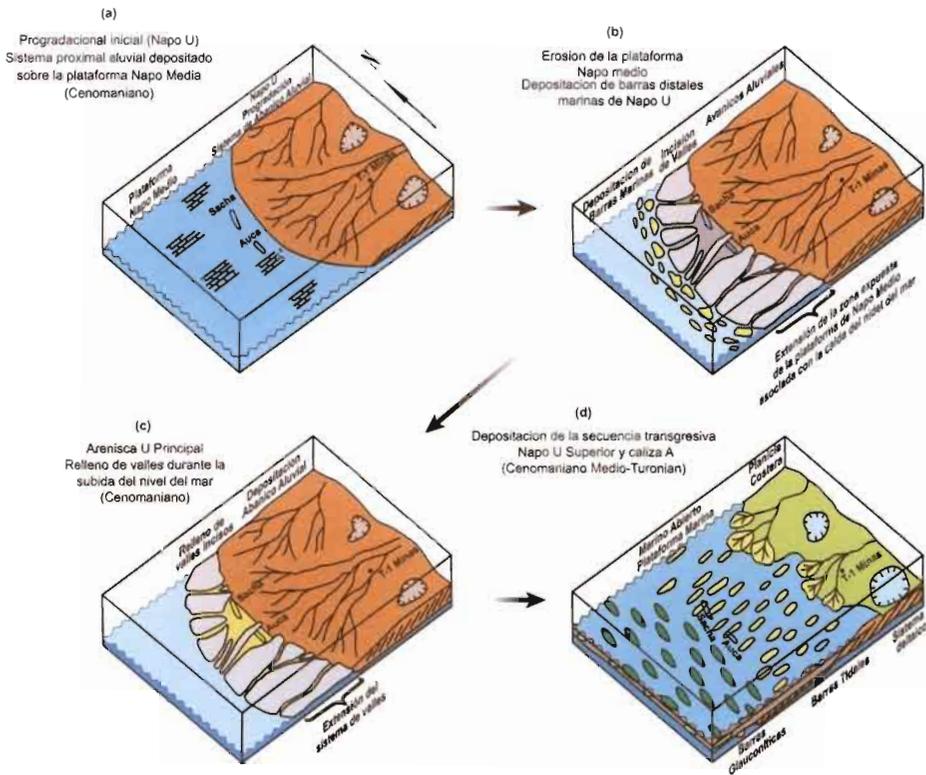


Fig. 7 – Esquema paleogeográfico de los miembros (modificado de White *et al.*, 1995) : (a) Lutitas U, progradación inicial, o HST, sistema proximal aluvial depositado sobre la plataforma Napo Medio, Cenomaniano; (b) U Principal, erosión de la plataforma debido a la caída del mar durante el Cenomaniano Medio (~ 94 Ma?), límite de secuencia; (c) Arenisca U Principal, relleno de valles durante la subida del nivel del mar, Cenomaniano, sistema transgresivo temprano y relleno de valles incisos (LST); (d) Deposición de la secuencia transgresiva Napo U Superior-Caliza A, Cenomaniano Medio-Turoniano.

resulta de la progradación de un sistema aluvial, que generó una cuña sedimentaria clástica en la parte este de la Cuenca Oriente (fig. 7a).

2. 3. Ciclo sedimentario III (Cenomaniano Inferior a Medio-Turoniano Inferior)

El Ciclo sedimentario III consiste de las siguientes unidades: arenisca U (Cenomaniano Medio) subdividida en arenisca U principal y arenisca U superior, y caliza A (Turoniano Inferior a Turoniano Medio) (figs. 2 y 4). La subsecuente caída del nivel del mar en la Cuenca Oriente, durante el Cenomaniano medio (94 Ma), crea otro límite de secuencia erosivo al tope de las lutitas y caliza U (HST del ciclo previo) (fig. 7b). La arenisca U principal, por lo tanto, es similar a la arenisca T principal y representa el relleno de valles incisos sobre este límite de secuencia. Fue depositada durante el inicio de la subida del nivel del mar (transgresión temprana o LST), cuando los subsecuentes valles erosionados se transforman en estuarios y comienzan a ser rellenados en retrogradación por sistemas canalizados fluviales con influencia de marea. Es notable la extensión alcanzada hacia el oeste de la cuenca por la arenisca U principal, atribuida posiblemente al cambio del nivel eustático en relación con los otros ciclos de Napo (fig. 7c). Sobreyaciendo, los depósitos de la arenisca U superior (areniscas glauconíticas calcáreas y lutitas de ambiente marino-somero) representan la sucesión transgresiva marina en este ciclo sedimentario (TST) a lo largo de la cuenca (fig. 7d). Finalmente, la caliza A, depositada al tope del ciclo U, es la expresión final del evento transgresivo y del cambio al sistema de prisma de alto nivel (HST) en la plataforma marina abierta de la Cuenca Oriente. De hecho, la caliza A ha sido subdividida en 3 unidades (White *et al.*, 1995). La parte inferior y la superior, caracterizadas por una espesa sección de grainstones, packstones y wakestones, tipifican un ambiente de depositación de plataforma carbonatada interna a mediana, con batimetría variable. La parte media de la caliza A está representada por una sección condensada asociada al máximo de inundación (MFS), sugerido por la presencia de una abundancia de fósiles y nódulos fosfáticos. La parte superior de la caliza A fue depositada como resultado de la progradación de la plataforma asociada al comienzo de la caída del nivel eustático (HST). En diagráfias de pozos, muestra una organización inversa con relación a la sucesión de facies observada en la parte inferior. Las facies carbonatadas micríticas son más ricas en material detrítico, como resultado de la caída del nivel del mar y el inicio del influjo siliciclástico en la cuenca. Como se observa en las correlaciones E-W de registros eléctricos de pozos (fig. 8), la secuencia del Ciclo III evidencia la ausencia de cualquier aporte detrítico de tipo de valle inciso en la región subandina. Aquí, el Ciclo III está formado totalmente por depósitos marinos atribuidos a las facies de TST y de HST (White *et al.*, 1995).

2. 4. Ciclo sedimentario IV (Turoniano-Campaniano Inferior)

El Ciclo IV corresponde a la primera de las dos secuencias superiores de la Fm. Napo. Incluye la arenisca M2 (¿Turoniano Superior?), la caliza M2 (Turoniano Superior), las calizas M1 (Santoniano-Inferior) y lutitas M1 o miembro Napo Superior (¿Santoniano Superior-Campaniano Inferior?) (figs. 2 y 4).

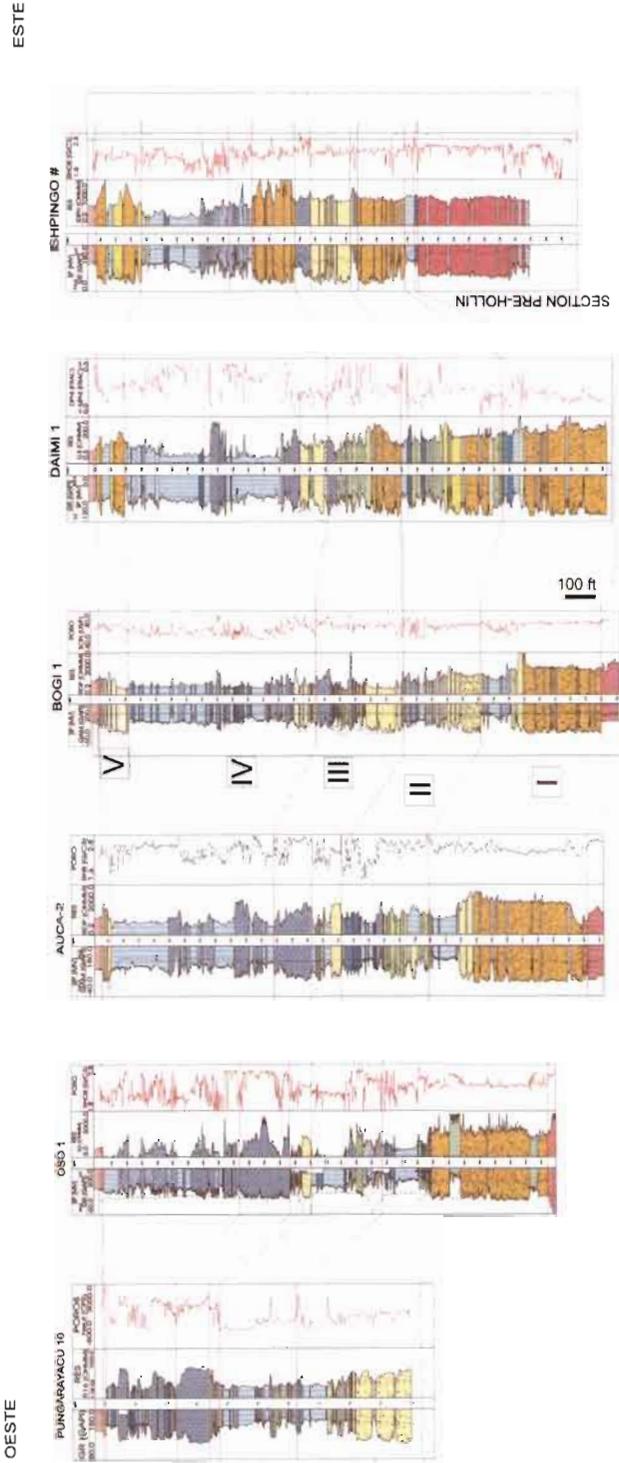


Fig. 8 – Correlación E-W de pozos en la Cuenca Oriente: ciclos sedimentarios del Cretácico (ver fig. 1 para ubicación).

La secuencia depositacional del Ciclo IV es similar a las secuencias previamente definidas. En la parte occidental y central de la Cuenca, el ciclo sedimentario IV es marino, caracterizado por depósitos de plataforma carbonatada donde no se observa ninguna influencia y/o aporte clástico. La línea de costa, la parte litoral distal (shoreface) y los sistemas aluviales proximales son restringidos hacia la parte este de la Cuenca Oriente (Barragán, 1999). La arenisca M2 está limitada a la parte este y sobreyace en onlap sobre la caliza A. La misma representa los depósitos transgresivos tempranos de tipo fluvial-estuarino, generados después de la caída del nivel eustático correspondiente posiblemente al evento Turoniano Superior (92 Ma) en la escala de Haq *et al.* (1987). Preliminarmente, interpretamos las calizas M2 y M1 (Santoniano-Inferior) como los intervalos transgresivos carbonatados principales de la plataforma marina (TST). Sobreyaciendo al tope de este ciclo, se encuentra la lutita superior de Napo, cuya depositación está asociada a un máximo de inundación (MFS) y al inicio de una secuencia de prisma de alto nivel, como es sugerido en los afloramientos y en los pozos descritos en la parte norte de la zona subandina (fig. 9). Sin embargo, mayor detalle sedimentológico es necesario en este Ciclo IV para confirmar los diferentes sistemas secuenciales aquí definidos.

Aunque la secuencia M2 muestra un ciclo sedimentario completo de tránsito del nivel de base, especialmente en la parte este de la cuenca, el mismo exhibe características geodinámicas diferentes a los ciclos cretácicos anteriores. La mayor diferencia está en el hecho de que la sección sedimentaria está condensada hacia el oeste de la cuenca, a partir del Corredor Sacha-Shushufindi y hacia la zona subandina, como se muestra en el correspondiente mapa isópaco (fig. 10a) y en las correlaciones regionales E-W de diagráfias de pozos (fig. 9).

2. 5. Ciclo sedimentario V (Campaniano-Maastrichtiano Inferior)

La secuencia depositacional más joven del sistema sedimentario Hollín-Napo-Basal Tena corresponde al Ciclo V. Está formado por la arenisca M1 (Campaniano Inferior-Medio) y por la arenisca Basal Tena (¿Maastrichtiano Inferior?) (figs. 2 y 4).

La particularidad del Ciclo V, al igual que el ciclo sedimentario anterior, es de estar restringido a la parte este de la Cuenca Oriente, siendo su límite depositacional el Corredor Sacha-Shushufindi. Las areniscas M1 presentan facies idénticas a los otros niveles clásticos de la Fm. Napo, las mismas revelan ambientes fluviales de relleno de paleo-valles en la parte central de la cuenca, depositados posiblemente al inicio de un evento transgresivo después de la caída del nivel eustático en el Campaniano (80-75 Ma). Para el Ciclo V, se interpreta la posición de la línea de costa aproximadamente a lo largo de la frontera oriental entre Perú y Ecuador (fig. 11a). En la Cuenca Marañón, sin embargo, el equivalente del Ciclo V, correspondiente a la Fm. Vivian (Kummel, 1948 ; Gil, 2001), es completo y bien definido desde el punto de vista bioestratigráfico desde el Campaniano Inferior al Maastrichtiano Inferior. La secuencia sedimentaria es de origen fluvial-continental de sistemas de ríos anastomosados tipo planicie aluvial, que pasan lateralmente hacia el oeste (Cuenca Oriente) a una sedimentación fluvio-marina vía estuarios de sistemas deltáicos y sistemas marinos restringidos, similar a lo observado en el Ciclo I (Hollín). El espesor total del Ciclo V en la Cuenca Marañón está

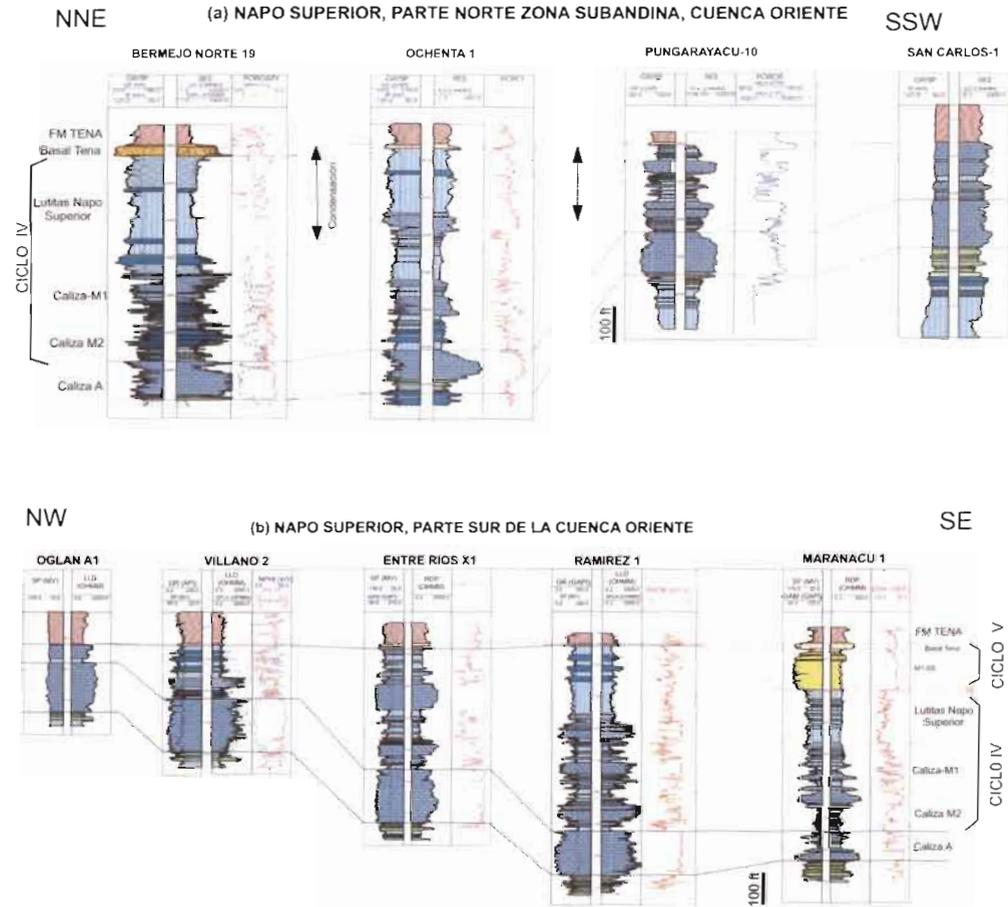


Fig. 9 – Correlaciones NNE-SSW (A) y NW-SE (B) de pozos en la Cuenca Oriente: ciclos sedimentarios IV y V (ver fig. 1 para ubicación).

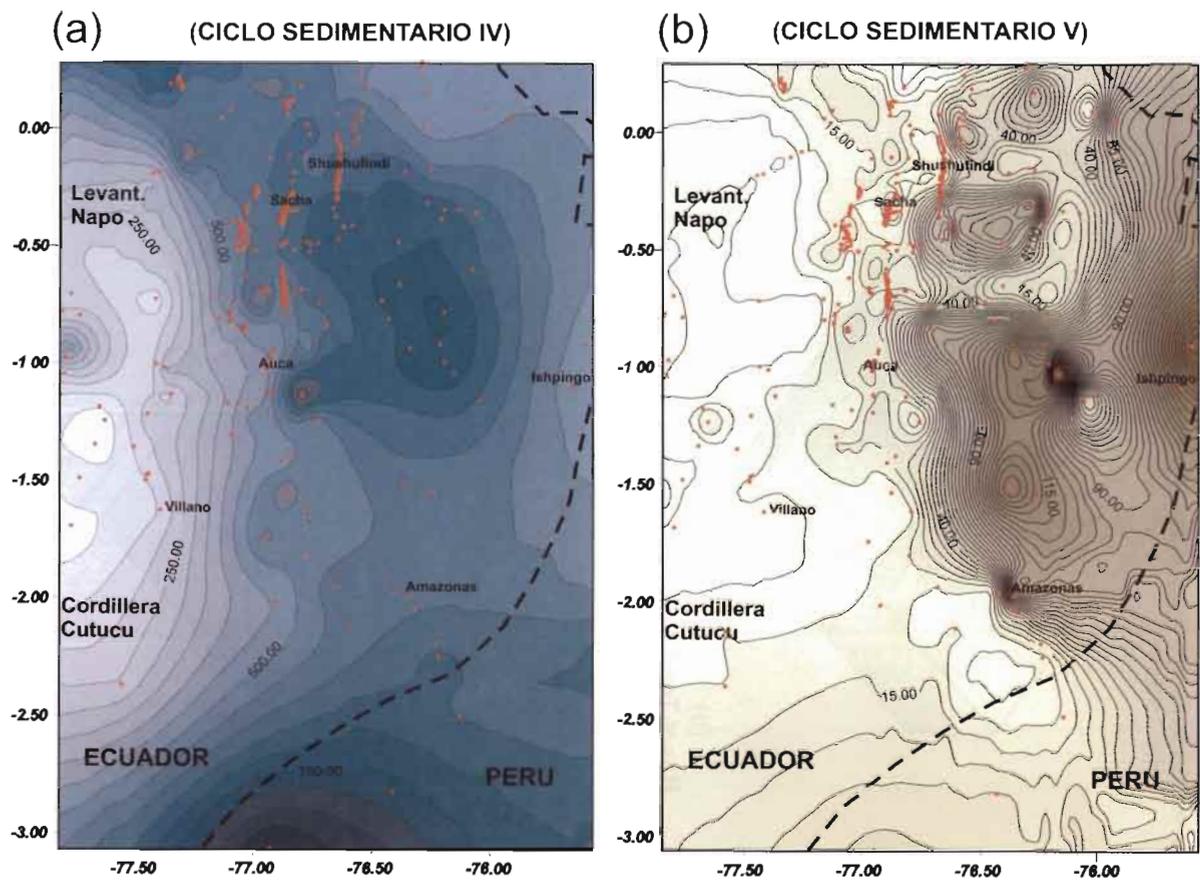


Fig. 10 – Mapas isópacos en pies de Napo Superior: (a) ciclo sedimentario IV (Base Caliza M2-tope lutitas Napo Superior); (b) ciclo sedimentario V (areniscas M1 y Basal Tena).

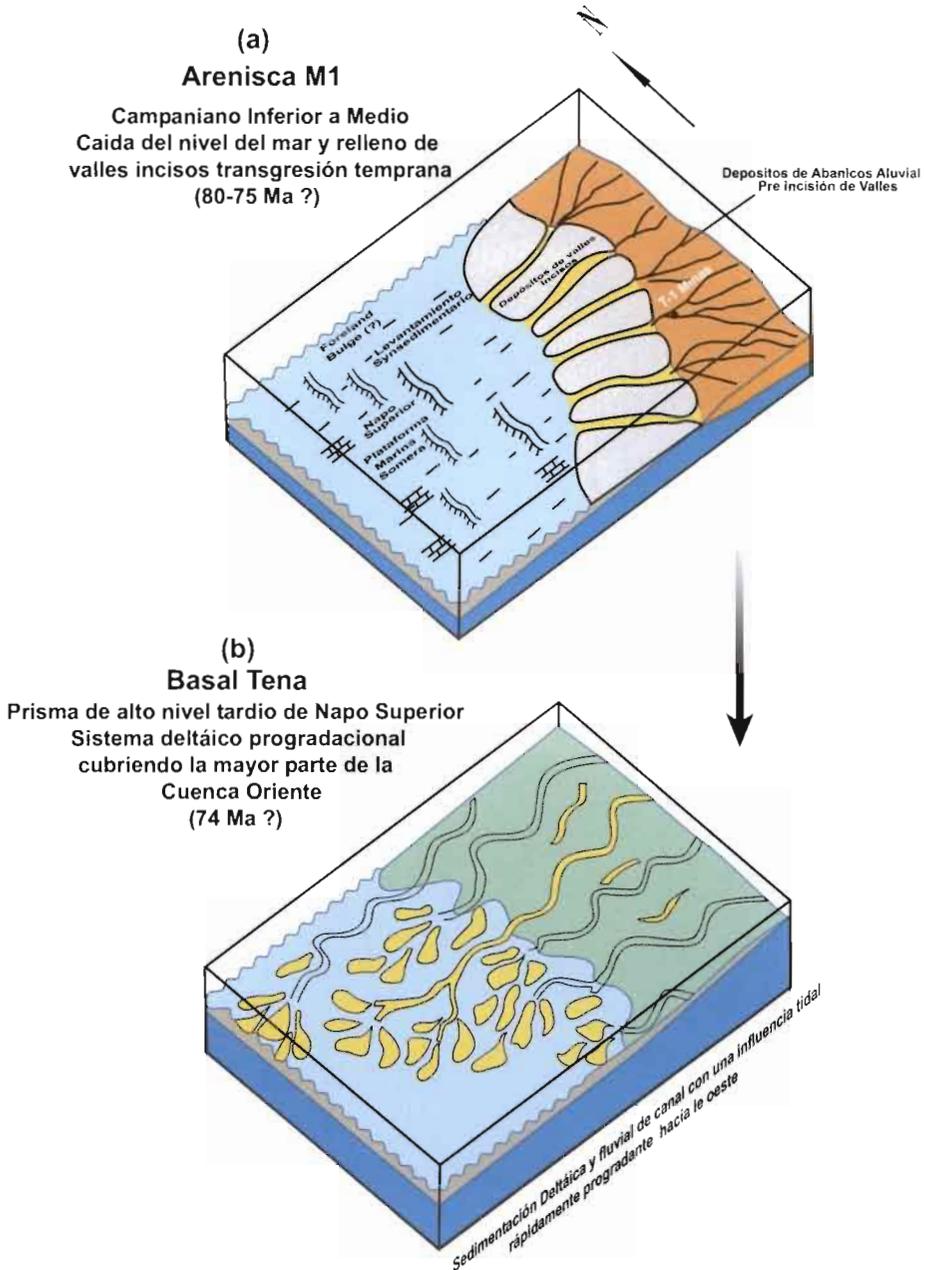


Fig. 11 – Esquema paleogeográfico de los miembros (modificado de White *et al.*, 1995): (a) Arenisca M1, caída del nivel del mar y relleno de valles incisos, transgresión temprana, Campaniano Inferior a Medio (\approx 80-75 Ma?); (b) Basal Tena, prisma de alto nivel (HST) tardío de Napo Superior, sistema deltáico progradacional cubriendo la mayor parte de la Cuenca Oriente (\approx 74 Ma?).

relacionado al desarrollo del onlap hacia el oeste, por lo que la Fm. Vivian en el Perú se adelgaza considerablemente hacia la Cuenca Oriente, hasta desaparecer en algunas partes y convertirse en una sección condensada hacia la zona subandina por efecto del levantamiento de los Andes.

La arenisca Basal Tena se deposita en progradación sobre la arenisca M1 en la parte este de la Cuenca Oriente, y sobre las lutitas Napo Superior en la parte oeste. Se caracteriza por presentar facies fluvio-marinas de canales de marea, como también facies de playa y de plataforma marina clástica somera. El miembro Basal Tena, atribuido como parte del sistema continental de 'red beds' de la Fm. Tena (Tschopp, 1953; Hoffstetter 1956; Faucher *et al.*, 1971; Jaillard, 1997), puede ser redefinido como parte del sistema Napo. Los datos regionales de afloramientos (zona subandina) y las descripciones detalladas de testigos de perforación a lo largo de la cuenca, especialmente al contacto entre el Ciclo IV y el Ciclo V, permiten precisar la naturaleza del mismo. No se observan evidencias de erosión subareal, ni de remanente de los depósitos subyacentes. Se documenta un dominio de facies deltáicas, con influencia mareal típicamente de un sistema depositacional rápidamente progradante de tipo de prisma de alto nivel (HST) (fig. 11b), similar a los otros miembros ya descritos en la sección Napo, y no un dominio puramente continental subareo como ha sido previamente interpretado por Jaillard (1997). Además, el área de sedimentación de la arenisca Basal Tena ha sido restringida a las zonas subsidentes de la cuenca, y no ha sido reconocida en las zonas levantadas por la tectónica compresiva sinsedimentaria, como es sugerido a lo largo de varios afloramientos de la zona subandina (*i.e.* Río Puyo).

Se considera, por lo tanto, a la arenisca M1 fluvial subyacente y desarrollada en la parte este de la cuenca como el prisma transgresivo de relleno de valles incisos, y a la arenisca Basal Tena como el testimonio del episodio final de relleno sedimentario de la Fm. Napo en la Cuenca Oriente, los mismos desarrollados en un ambiente de tectónica sinsedimentaria compresiva (fig. 10b). Después de la progradación de la arenisca Basal Tena, las condiciones marinas de la cuenca fueron substituidas por condiciones continentales (Red-beds) de tipo de ante-país, que representa la sección cenozoica molásica de la Cuenca Oriente.

3. TECTÓNICA SINSEDIMENTARIA: EVIDENCIAS DE UNA ESTRUCTURACIÓN TEMPRANA DE ANTE-PAÍS

Como se ha descrito en la sección anterior, los ciclos superiores IV y V de la Formación Napo (Napo Superior en este libro) desarrollados a partir del Turoniano muestran una evolución geodinámica diferente a los ciclos previos I, II y III. Sísmica de reflexión y correlación de diagráfias de pozos ponen en evidencia una organización sedimentaria controlada por una tectónica compresiva y por la inversión de antiguas estructuras extensivas (*cf.* capítulo 1 de este libro, Diaz *et al.*). A partir del Ciclo IV (≈ 90 Ma), se puede observar las primeras manifestaciones de la tectónica sinsedimentaria. A escala regional, como se observa en los mapas isópacos de los ciclos IV y V (fig. 10), la sección sedimentaria está restringida al este de la cuenca y condensada hacia el oeste, desde el Corredor Sacha-Shushufindi y hacia la zona subandina. Esto es corroborado en las correlaciones regionales E-O de registros eléctricos de pozos (figs. 8 y 9), donde se

muestra estas variaciones laterales de facies y de la geometría depositacional dentro de Napo Superior. Por lo tanto, partes de los ciclos IV-V se han preservado como sección sedimentaria continua en la parte este de la cuenca, mientras que la tectónica compresiva en el oeste ha restringido la sedimentación, creando superficies de discontinuidad estratigráficas. A escala local, varias son las evidencias de esta estructuración sinsedimentaria en la cuenca, principalmente a través de sísmica de reflexión y de descripción directa en afloramientos de la zona subandina (Ej. Anticlinal Mirador de la Depresión Pastaza, fig. 12): onlap de M2 sobre la caliza A (fig. 13a); discordancias progresivas evidenciadas a nivel de campo Bermejo (fig. 13b) y variaciones importantes de espesores hacia el oeste (fig. 13c).

Además, el volcanismo alcalino contemporáneo, asociado al cambio geodinámico cretácico superior de la Cuenca Oriente (Barragán, 1999; Barragán *et al.*, 1999 y del capítulo I de este libro), se manifiesta por el emplazamiento de cuerpos intrusivos a nivel somero ($Ar/Ar \approx 82 \pm 0.5$ Ma) que generan una condensación de la sección Napo Superior (fig. 14).

Interpretaciones anteriores (Tshopp, 1953; Faucher & Savoyat, 1973; Baldock, 1982; Dashwood & Abbots, 1990; Jaillard, 1997) definen esta ausencia de sedimentos

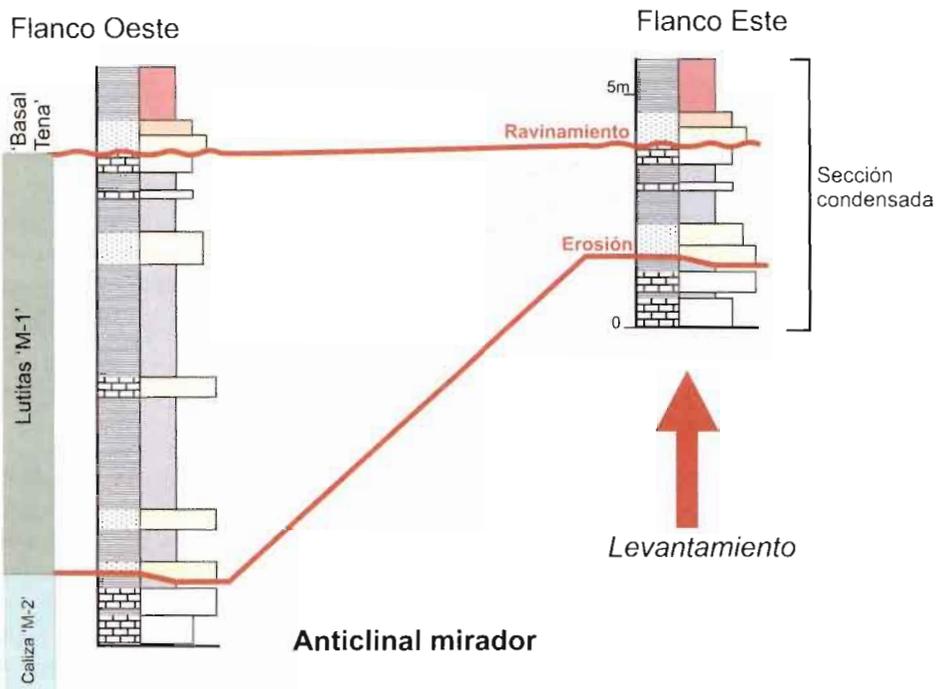


Fig. 12 – Secciones litoestratigráficas mostrando la tectónica sinsedimentaria en la zona subandina (Anticlinal Mirador de la Depresión Pastaza).

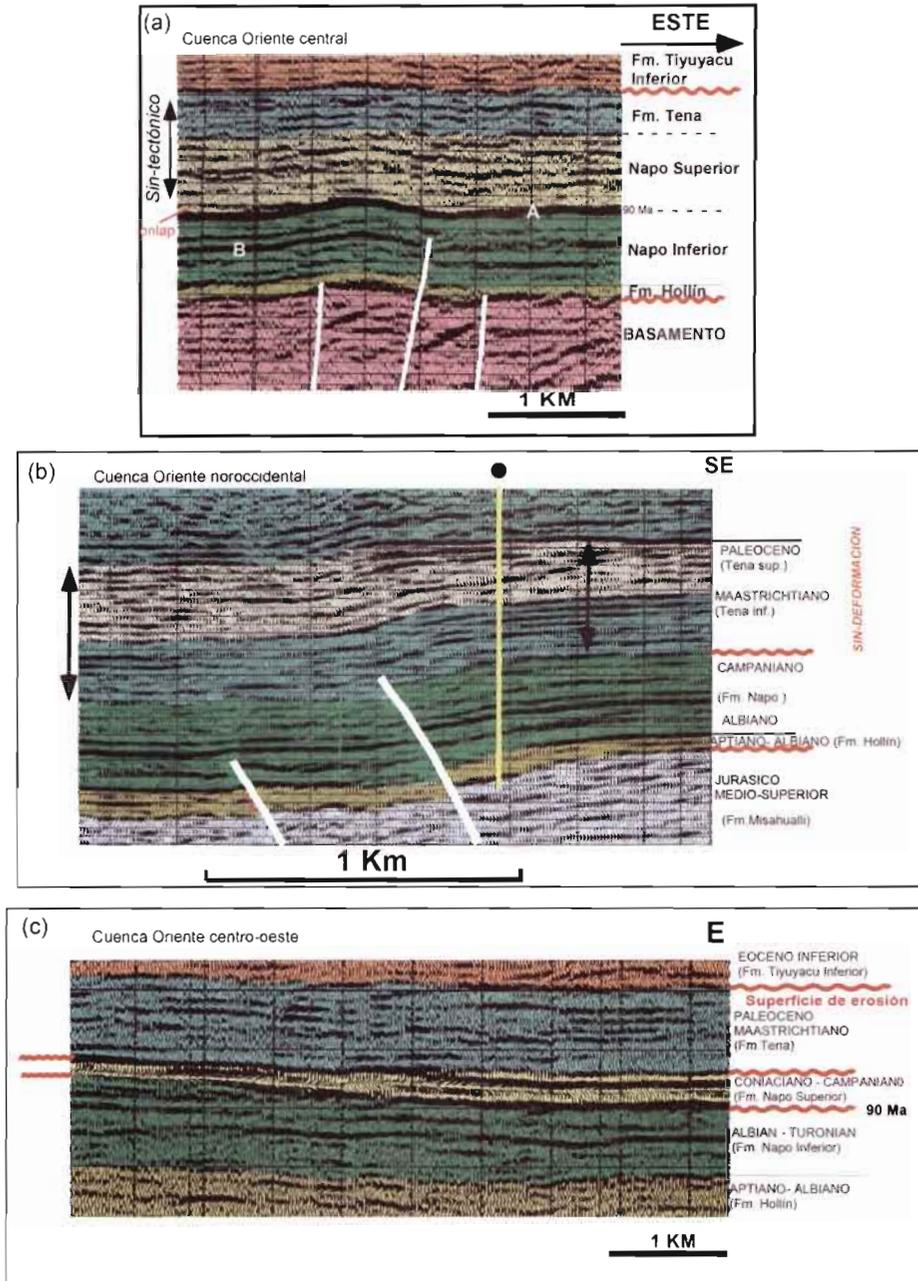


Fig. 13 – Secciones sísmicas mostrando la tectónica sinsedimentaria en compresión de los ciclos IV y V: (a) onlap de M2 sobre la caliza A (campo Shushufindi Sur); (b) variaciones de espesores sobre la estructura del Campo Bermejo; (c) discordancias progresivas y variaciones laterales rápidas de espesores hacia el oeste.

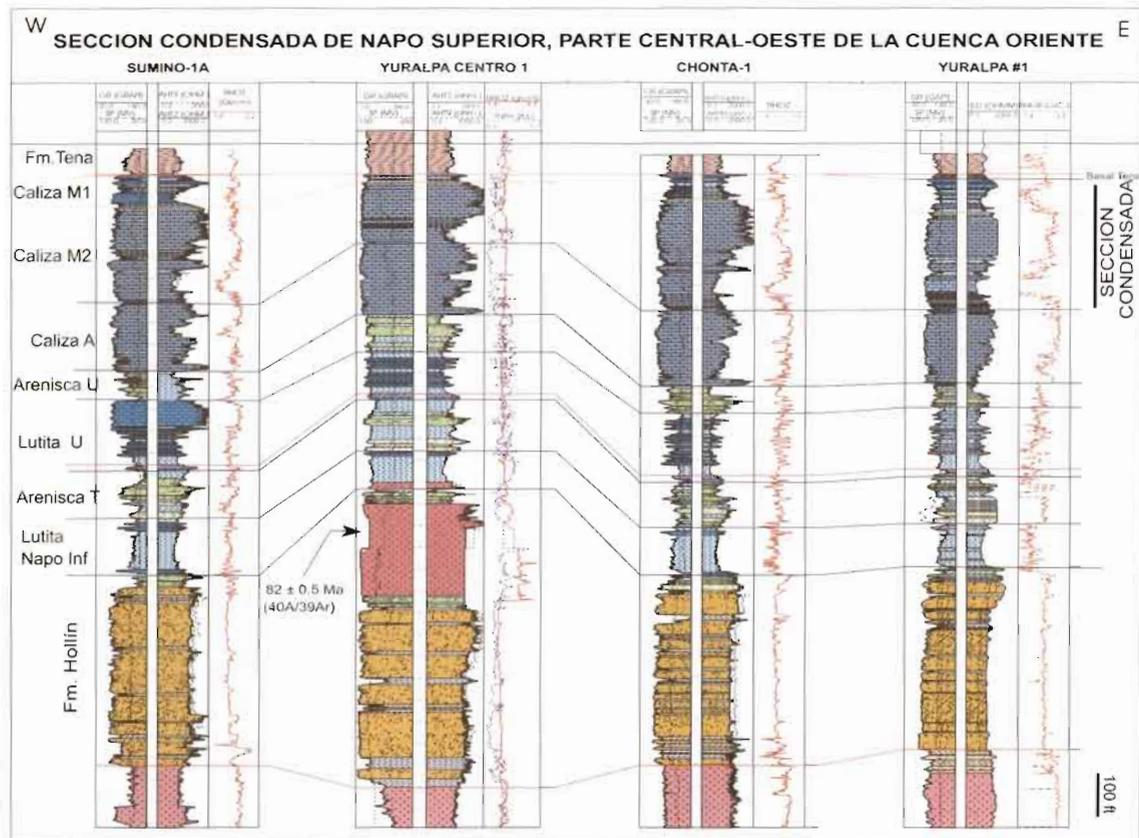


Fig. 14 – Sección condensada de los ciclos IV y V generada por el emplazamiento de un cuerpo volcánico intrusivo (Yuralpa) en el Corredor Sacha-Shushufindi de la Cuenca Oriente.

como el resultado de los consecuentes levantamiento y erosión de la cuenca, los mismos que removieron completamente la sección superior de Napo en la parte occidental antes de la depositación de la arenisca Basal Tena, formando una discordancia regional y una laguna depositacional del Campaniano al Maastrichtiano. Sin embargo, la ocurrencia de este hiatus sedimentario entre la sección Napo y el miembro Basal Tena hacia la zona subandina puede ser explicada más fácilmente por una condensación de Napo Superior, como consecuencia de un evento de ravinamiento asociado al inicio de la tectónica compresiva sinsedimentaria durante el Cretácico Superior, reconocida por Baby *et al.* (1998; 1999).

4. IMPLICACIONES GEODINÁMICAS

El modelo de evolución secuencial propuesto en este trabajo permite revisar la visión clásica del sistema cretácico de la Cuenca Oriente. La idea principal de esta nueva subdivisión secuencial viene a partir de un gran número de puntos comunes entre los depósitos de las formaciones Hollín, Napo y Basal Tena.

En efecto, desde el punto de vista secuencial, los cinco ciclos definidos en este trabajo muestran una evolución depositacional similar. Cada ciclo comienza por una superficie de erosión, que representa un límite de secuencia que marca y se correlaciona aproximadamente con una caída del nivel del mar de segundo a tercer orden en la escala de Haq *et al.* (1987). Los cuerpos arenosos típicamente de ambientes fluviales hacia el este de la cuenca, con influencia estuarina hacia el centro, y que evolucionan hacia facies distales de depósitos finos de plataforma en la parte oeste (Hollín Principal, Arenisca T Principal, Arenisca U Principal, Arenisca M2 y Arenisca M1), representan los depósitos asociados con el prisma de bajo nivel o LST. Encima, se desarrollan las alternancias de areniscas, calco-arenitas y lutitas que traducen ambientes marino someros de plataforma (*i.e.* Hollín superior, T superior, U superior, Caliza M2-M1?), asociados con los eventos transgresivos principales (TST). Seguidos, se tiene una sección espesa de lutitas (*i.e.* Lutita Napo Basal, Lutita U, Lutita Napo Superior) que reflejan el máximo de inundación (MFS) y finalmente una sección calcárea arenosa que traduce el HST o prisma de alto nivel, asociado con el comienzo de la caída del nivel eustático y la progradación de sedimentos clásticos hacia el oeste de la cuenca (*i.e.* Miembro T Basal, Caliza U, Caliza A-miembro superior, calcáreos de Napo Superior y arenisca Basal Tena). Se infiere que esta sección resulta de la progradación de un sistema aluvial, que generó una cuña sedimentaria clástica en la parte este y sureste de la Cuenca Oriente (fig. 7a) reconocida en la Cuenca Marañón (Barragán, 1999).

Sin embargo, a partir del Turoniano, se observan las primeras evidencias de deformación sinsedimentaria y por lo tanto de la estructuración de la cuenca de antepaís. Aunque los ciclos IV y V son similares a los anteriores, presentan indicadores claros de una influencia tectónica. En los mismos, se evidencia una condensación total de la arenisca M1, reducida a una superficie de ravinamiento, y en ciertos casos, de todo el ciclo M1 incluida la sección Basal Tena. Como se mencionó, los ciclos Napo Superior registran el inicio de la inversión tectónica de grabenes y semi-grabenos pre-cretácicos (Baby *et al.*, 1999). Su organización sedimentaria se ve diferenciada y controlada por

fenómenos eustáticos globales y por la tectónica compresiva andina (“secuencia tectónica”).

Por lo tanto, el Cretácico Superior de la Cuenca Oriente marca el inicio de un proceso de inversión tectónica durante el Turoniano-Maastrichtiano (Baby *et al.*, 2001), claramente identificado a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi, y asociado a un volcanismo alcalino activo (Barragán & Baby, 1999 y capítulo I de este libro), que controla localmente la depositación de la parte superior de la Fm. Napo.

CONCLUSIONES

Cinco secuencias estratigráficas de segundo orden en la escala de Haq *et al.* (1987) se han identificado en la Cuenca Oriente dentro del intervalo Aptiano-Maastrichtiano. Corresponden a ciclos sedimentarios que engloban a las formaciones Hollín, Napo y Basal Tena, cuya variación lateral de facies depositacionales y distribución están controladas principalmente por los cambios eustáticos reconocidos a escala global durante el Cretácico. La correlación de las caídas del nivel del mar y las progradaciones clásticas a través de la plataforma cretácica Oriente son soportadas por el contenido biostratigráfico de la serie Hollín-Napo-Basal Tena. La presencia de los miembros clásticos en estas formaciones documenta variaciones dramáticas W-E de la línea de costa de decenas de kilómetros a través de la cuenca. Cada uno de los intervalos sedimentarios es el expediente de un ciclo completo del tránsito de la línea de costa. La base de cada uno de los mismos se puede clasificar como un límite de secuencia. Cada uno está caracterizado por depósitos fluvial-estuarino de relleno de valles incisos asociados al inicio de la transgresión y generalmente restringidos a la parte este y a las partes central y oeste de la cuenca, sucedidas por depósitos marinos de plataforma somera, que reflejan la transgresión total de facies marinas y los depósitos progradantes de prisma de alto nivel.

Dentro de un marco de estratigrafía secuencial, los cambios del nivel del mar son el mecanismo dominante en la sedimentación de la margen peri-cratónica continental pre-Andina Oriente. Controlaron el espacio de acomodación disponible y por lo tanto, ejercieron un control regional sobre la distribución de los sedimentos, especialmente en los tres primeros ciclos. Sin embargo, el inicio de la deformación compresiva en la Cuenca Oriente ejerció un control fundamental en la sedimentación y en el espacio disponible para la acumulación de sedimentos a partir del Turoniano (90 Ma). Durante los dos últimos ciclos depositacionales, los sedimentos se confinan al este y se condensan al oeste de la cuenca. Por lo tanto, los dos últimos ciclos registran el comienzo de la deformación asociada con el sistema de ante-país, y su organización sedimentaria se ve diferenciada y controlada por el eustatismo, el tectonismo y el volcanismo activo.

Agradecimientos

El presente trabajo representa el resumen de una parte de las tesis doctorales obtenidas por R. Barragán y Frédéric Christophoul en la Universidad Paul Sabatier (Toulouse-France).

Los autores agradecen especialmente a Petroproducción por proporcionar el acceso a la información de su base de datos. Deseamos dar las gracias a E. Díaz Martínez por sus revisiones constructivas. También, nuestro agradecimiento al “diablo viejo” Carlos Pérez por toda la ayuda logística brindada durante las campañas de campo.

Referencias citadas

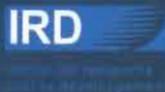
- BABY, P., RIVADENEIRA, M., BERNAL, C., CHRISTOPHOUL, F., DÁVILA, C., GÁLARRAGA, M., MAROCCO, R., VALDEZ, A., VEGA, J. & BARRAGÁN, R., 1998 – Structural style and Timing of hydrocarbon entrapments in the Ecuadorian Oriente Basin. *AAPG convention, Rio de Janeiro*: 464-465.
- BABY, P., RIVADENEIRA, M., CHRISTOPHOUL, F., BARRAGÁN, R., 1999 – Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. Extended Abstract, *International symposium of Andean Geodynamics ISAG99*: 68-72; Gottingen.
- BABY, P., RIVADENEIRA, M., BARRAGÁN, R., CHRISTOPHOUL, F., BES DE BERC, S., DENIAUD, J., VEGA, J., DAVILA, C., BERNAL, C., DÍAZ, M., GALARRAGA, M., LEÓN, E., ROSERO, J., ROSERO, M. VALDEZ, A., 2001 – Estructura y dinámica sedimentaria de la Cuenca Oriente. *Cuarta Jornadas en Ciencias de la Tierra, Escuela Politécnica Nacional*, p. 106; Quito (Ecuador).
- BALDOCK, J. W., 1982 – Geología del Ecuador, Boletín de Explicación del Mapa Geológico del Ecuador a 1:1 000 000, p. 66, *D.G.G.M.* ed.: Quito, Ecuador.
- BALKWILL, H., RODRÍGUEZ, G., PAREDES, F. & ALMEIDA, J., 1995 – Northern part of Oriente basin, Ecuador: reflection seismic expression of structures. In: A. J. Tankard, R. Suárez S. & H. J. Welsink, *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62*: 559-571.
- BARRAGÁN, R., 1999 – Relations entre Volcanisme, Tectonique d'inversion et Sedimentation dans le Bassin Cretace Equatorien, *Ph.D Thesis*, Laboratoire de Dynamique de Bassins, Université Paul Sabatier, Toulouse III, Toulouse, France. 223p.
- BARRAGÁN, R. & BABY, P., 1999 – A Cretaceous hot spot in the Ecuadorian Oriente Basin: geochemical, geochronological, and tectonic indicators. Extended Abstract, *International symposium of Andean Geodynamics ISAG99*, Gottingen, 77-80.
- BARRAGÁN, R., WHITE, H., BABY, P., RIVADENEIRA, M. & RAMÍREZ, F., 1999 – Tectono-Sedimentary evolution of the late Cretaceous Napo Formation, Ecuadorian Oriente Basin, South America. *AAPG Annual Convention*, p A9; San Antonio Texas.
- BRISTOW, C.R. & HOFFSTETTER, R., 1977 – Lexique stratigraphique international : Ecuador. *C.N.R.S.*, Vol. 5, Amérique Latine, Fasc. 5, Équateur, 412p.; Paris, 2 édition.
- CANFIELD, R.W., BONILLA, G. & ROBBINS, R.K., 1982 – Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente, *A.A.P.G. Bull.*, 66, n° 8: 1076-1090.
- DALRYMPLE, R., BOYD, R. & ZAITLIN, B., 1994 – Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences. *SEMP Spec. Publ.*, 51, 390 p.
- DASHWOOD, M. & ABBOTS J., 1990 – Aspects of the Petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. In: Brooks J. Ed., *Classic Petroleum Provinces, Geological Society Special Publication*, n° 50: 89-117.
- EMERY, D. & MYERS, K., 1996 – *Sequence Stratigraphy*, 297p.: London: Blackwell.
- FAUCHER, B., VERNET, R., BIZON, G., BIZON, J., GREKOFF, N., LYS, M. & SIGAL, J. 1971 – Sedimentary Formations in Ecuaoadr. A Stratigraphic and micropaleontological survey. Bureau Etudes Idust. Coop. (BEICIP) Institut Francais du Pétrole, 220 p., 3 vol.
- FAUCHER, B. & SAVOYAT, E. 1973 – Esquisse Géologique des Andes de l'Équateur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, vol. XV, Fasc.1-2: 115-142.

- GARDNER, M., 1995 – Tectonic and eustatic controls on the stratal architecture of mid-Cretaceous stratigraphic sequences, central western interior foreland basin of North America. *SEPM Special Publication*, 52: 243-281.
- GIL W., 2001 – Evolution latérale de la déformation d'un front orogénique : exemple des bassins subandins entre 0° et 16°S., Thèse de doctorat de l'université Paul Sabatier, 214 p.
- GUILLOCHEAU, F., 1995 – Nature, rank and origin of sedimentary cycles. *Compte rendus de l'Académie de Sciences*, Paris, t. 320, série IIa: 1141-1157.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R., 1987 – Chronology of sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- HOFFSTETER, R., 1956 – Lexique stratigraphique international, Amérique Latine - Équateur. *Congrès Géologique International-Commission de Stratigraphie*, V, fascicule 5a, 191 p.
- JAILLARD, E., 1997 – Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador: *Petroproduccion-Orstom*, 163 p.
- JORDAN, D., WADE, W., SCHULTZ D., VAVRA, C. & REINOSO, H., 1997 – Transgressive deposits of the Hollin Formation, Oriente Basin, Ecuador. AAPG Annual Convention Abstracts, Dallas Texas, USA, p. A57.
- KUMMEL, B., 1948 – Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. *Bulletin of the Geological Society*, 59: 1217-1266.
- MARKSTEINER, R. & ALEMÁN, A.M., 1997 – Petroleum systems along the Fold belt Associated to the Marañon-Oriente-Putumayo (MOP) Foreland Basin. In: VI Simposio Bolivariano 'Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas', Memorias Tomo II: 63-74.
- POSAMENTIER, H., ALLEN, D. & TESSON, M., 1992 – Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance: *AAPG Bulletin*, 76: 1687-1709.
- TORO, J., 1997 – Stratigraphie séquentelle de l'intervalle Albien supérieur-Turonien inférieur du Bassin Oriente d'Équateur: DEA Thesis Univ. Grenoble I, 41 p. (unpubl).
- TSCHOPP, H.J., 1953 – Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *A.A.P.G. bull.*, 37: 2303-2347.
- WASSON, T. & SINCLAIR, J., 1927. Geological explorations east of the Andes in Ecuador. *AAPG Bull.*, 11: 1253-1281.
- WHITE, H. J., SKOPEC, R., RAMÍREZ, F., RODAS, J., BONILLA, G., 1995 – Reservoir characteristics of the Hollin and Napo formations, western Oriente basin, Ecuador. In: Tankard, A. J., Suárez S. R., and Welsink, H. J., eds., *Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologist Memoir* 62: 573-596.
- WHITE, H. & BARRAGÁN, R., 1997 – Reservoir Characterization of the Napo Formation, Oriente Basin, Ecuador. Part II: Napo T Sandstone. Unpublished Report, Oryx Energy Company.
- WHITE, H., BARRAGÁN, R., JORDAN, D., ROBBS, E., RAMÍREZ, F., 1999 – Predictability of reservoir facies within a sequence stratigraphic framework, Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Annual Convention*, San Antonio Texas, A149.
- WILGUS, C., *et al.*, 1988 – Sea-level changes: An integrated approach: *SEPM Spec. Publ.* 42, 400 p.
- ZAILTIN, B. A., DALRYMPLE, R. & BOYD, 1994 – The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level changes. In: Dalrymple *et al.*, (eds.), *Incised- Valley systems: Origin and Sedimentary Sequences*. *SEPM Spec. Publ.* 51: 45-62.



LA CUENCA ORIENTE: GEOLOGÍA Y PETRÓLEO

Patrice Baby
Marco Rivadeneira
Roberto Barragán
(Editores científicos)



ÍNDICE

PRÓLOGO	9
<i>René Marocco</i>	
AGRADECIMIENTOS	11
INTRODUCCIÓN	13
<i>Patrice BABY, Marco RIVADENEIRA, Roberto BARRAGÁN</i>	
Capítulo 1: Estratigrafía, estructura y evolución geodinámica de la Cuenca Oriente	
EL PRE-APTENSE EN LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA	23
<i>Marlon DÍAZ, Patrice BABY, Marco RIVADENEIRA, Frédéric CHRISTOPHOUL</i>	
ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL CRETACIO DE LA CUENCA ORIENTE DEL ECUADOR	45
<i>Roberto BARRAGÁN, Frédéric CHRISTOPHOUL, Howard WHITE, Patrice BABY, Marco RIVADENEIRA, Félix RAMÍREZ, José RODAS</i>	
MAGMATISMO ALCALINO INTRA-PLACA EN LA CUENCA CRETÁCICA ORIENTE, ECUADOR: EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS, GEOCRONOLÓGICAS Y TECTÓNICAS	69
<i>Roberto BARRAGÁN, Patrice BABY</i>	
DINÁMICA DE LA CUENCA DE ANTE-PAÍS ORIENTAL DESDE EL PALEÓGENO	93
<i>Frédéric CHRISTOPHOUL, José David BURGOS, Patrice BABY, Jean-Claude SOULA, Séverine BÈS DE BERC, Celso DÁVILA, Michel ROSERO, Marco RIVADENEIRA</i>	

CUANTIFICACIÓN DE LAS EROSIONES TERCIARIAS Y PLIO-CUATERNARIAS EN LA PARTE SUR DE LA CUENCA ORIENTE	115
<i>José David BURGOS, Patrice BABY, Frédéric CHRISTOPHOUL, Jean-Claude SOULA, Philippe ROCHAT</i>	
HIDROCLIMATOLOGÍA DEL ORIENTE E HIDROSEDIMENTOLOGÍA DE LA CUENCA DEL NAPO	131
<i>Alain LARAQUE, Jean Loup GUYOT, Rodrigo POMBOSA</i>	
LA SUPERFICIE MERA-UPANO: MARCADOR GEOMORFOLÓGICO DE LA INCISIÓN FLUVIATIL Y DEL LEVANTAMIENTO TECTÓNICO DE LA ZONA SUBANDINA	153
<i>Séverine BÈS DE BERC, Patrice BABY, Jaime ROSERO, Marc SOURIS, Jean-Claude SOULA, Frédéric CHRISTOPHOUL, Jorge VEGA</i>	
EL ENJAMBRE SÍSMICO DE MACAS (CORDILLERA DE CUTUCÚ)	169
<i>Denis LEGRAND, Patrice BABY, Francis BONDOUX, Catherine DORBATH, Séverine BÈS DE BERC, Marco RIVADENEIRA</i>	
EVOLUCIÓN MAGMÁTICA ACTUAL DE LA ZONA SUBANDINA: VOLCANES EL REVENTADOR Y SUMACO, MODELOS GEODINÁMICOS PRELIMINARES	183
<i>Roberto BARRAGÁN, Patrice BABY</i>	
Capítulo 2: Historia de la exploración y principales campos petroleros de la petroproducción	
BREVE RESEÑA HISTÓRICA DE LA EXPLOTACIÓN PETROLERA DE LA CUENCA ORIENTE	205
<i>Marco RIVADENEIRA</i>	
CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES DE LOS PRINCIPALES CAMPOS PETROLEROS DE PETROPRODUCCIÓN	229
<i>Marco RIVADENEIRA, Patrice BABY</i>	