

# LA CUENCA ORIENTE: GEOLOGÍA Y PETRÓLEO

Patrice Baby Marco Rivadeneira Roberto Barragán (Editores científicos)







PETROECUADOR

## LA CUENCA ORIENTE: GEOLOGIA Y PETROLEO

## LA CUENCA ORIENTE: GEOLOGIA Y PETROLEO

PATRICE BABY, MARCO RIVADENEIRA, ROBERTO BARRAGÁN Editores Científicos



Con el auspicio de SIPEC Ecuador y PETROBRAS Ecuador

Este libro corresponde al **tomo 144** de la colección **"Travaux de l'Institut Français d'Études Andines**" (ISSN 0768-424X)

la edición, octubre de 2004

ISBN 9978-43-859-9

IFEA Instituto Francés de Estudios Andinos O Av. Arequipa 4595 — casilla 18-1217 Lima 18 - Perú Teléf.: (51 1) 447 60 70 Fax: (51 1) 445 76 50 Correo electrónico: postmaster@ifea.org.pe Dirección URL: http://www.ifeanet.org 0 Institut de Recherche pour le Développement (IRD) Representación en Ecuador Whymper 442 y Coruña Apartado 17-12-857 Quito - Ecuador Tel. : (593-2) 2503 944, 504 856 Fax : (593-2) 504 020 e-mail: irdquito@ecnet.ec 0 PETROECUADOR Alpallana E8-86 y Av. 6 de Diciembre, Quito - Ecuador P.O.Box: 17-11-5007, 17-11-5008 Tel: (593-2) 2563060 Fax : (593-2) 503 571 www.petroecuador.com.ec

Carátula

Foto portada: Areniscas de la Formación Hollín, principal reservorio de la Cuenca Oriente, cañón del Río Quijos (Foto: P. Baby).

Foto contraportada: Cascada San Rafael, cañón del Río Quijos (Foto: P. Baby).

Cuidado de la edición: Anne-Marie Brougère

## ÍNDICE

Prólogo	9
René Marocco	
Agradecimientos	11
Introducción	13
Patrice Baby, Marco Rivadeneira, Roberto Barragán	
Capítulo 1: Estratigrafía, estructura y evolución geodinámica de la Cuenca Oriente	
El pre-aptense en la cuenca oriente ecuatoriana	23
Marlon Díaz, Patrice Baby, Marco Rivadeneira, Frédéric	
Christophoul	
Estratigrafía secuencial del Cretacio de la Cuenca	
Oriente del Ecuador	45
Roberto Barragán, Frédéric Christophoul, Howard White,	
Patrice Baby, Marco Rivadeneira, Félix Ramírez, José	
Rodas	
${ m M}$ agmatismo alcalino intra-placa en la cuenca	
cretácica oriente, Ecuador: evidencias geoquímicas,	
GEOCRONOLÓGICAS Y TECTÓNICAS	69
Roberto Barragán, Patrice Baby	
Dinámica de la cuenca de ante-país oriental desde	
EL PALEÓGENO	93
Frédéric Christophoul, José David Burgos, Patrice Baby,	
Jean-Claude Soula, Séverine Bès de Berc, Celso Dávila,	
Michel Rosero, Marco Rivadeneira	

CUANTIFICACIÓN DE LAS EROSIONES TERCIARIAS Y PLIO-	
cuaternarias en la parte sur de la Cuenca Oriente	115
José David Burgos, Patrice BABY, Frédéric Christophoul,	
Jean-Claude Soula, Philippe Rochat	
Hidroclimatología del Oriente e hidrosedimen-	
tología de la Cuenca del Napo	131
Alain Laraque, Jean Loup Guyot, Rodrigo Ромвоза	
La superficie mera-upano: marcador geomorfológico	
DE LA INCISIÓN FLUVIATIL Y DEL LEVANTAMIENTO	
TECTÓNICO DE LA ZONA SUBANDINA	153
Séverine Bès de Berc, Patrice BABY, Jaime Rosero, Marc	
Souris, Jean-Claude Soula, Frédéric Christophoul, Jorge	
VEGA	
El enjambre sísmico de $M$ acas (cordillera de	
<b>C</b> υτυ <b>c</b> ύ)	169
Denis Legrand, Patrice BABY, Francis Bondoux, Catherine	
Dorbath, Séverine Bès de Berc, Marco Rivadeneira	
Evolución magmática actual de la zona subandina:	
volcanes El Reventador y Sumaco, modelos	
GEODINÁMICOS PRELIMINARES	183
Roberto Barragán, Patrice Baby	
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
Marco Rivadeneira	
CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES DE LOS	
PRINCIPALES CAMPOS PETROLEROS DE PETROPRODUCCIÓN	229
Marco Rivadeneira, Patrice Baby	

### PRÓLOGO

El libro que Petroproducción y el IRD me hacen el honor de presentar y cuyo título es "La Cuenca Oriente: Geología y Petróleo", representa una síntesis de las numerosas investigaciones pluridisciplinarias que realizaron las dos entidades en estrecha colaboración científica y técnica. Esta fructífera colaboración se inició a comienzo de los años 90 y, muy rápidamente, las dos partes decidieron focalizar sus esfuerzos sobre la cuenca de ante-país cuyo interés es a la vez científico (su evolución registró los fenómenos que condujerón a la génesis de la Cordillera de los Andes) y económico (la Cuenca Oriente contiene importantes yacimientos de hidrocarburos).

Este doble interés hizo que la colaboración Petroproducción-IRD sea un éxito completo y pueda ser tomada como ejemplo de lo que se debe hacer. Las investigaciones teóricas, realizadas por un equipo de investigadores ecuatorianos y franceses, se fundamentaron en campañas de campo y en la interpretación (o la reinterpretación) de documentos de subsuelo puestos a la disposición del proyecto por Petroproducción. Los resultados científicos obtenidos y los modelos teóricos de evolución del frente oriental andino presentados permiten entender mejor la génesis y la evolución de los hidrocarburos de la Cuenca Oriente y, por ende, ofrecer nuevos criterios científicos para su prospección.

La presente obra muestra la diversidad de las disciplinas que laboraron conjuntamente: estratigrafía, geología estructural, magmatología, sismología, geomorfología, hidrología, etc. Esta obra es también el testigo de que paralelamente a las actividades de investigación se realizó una importante actividad de capacitación de jóvenes profesionales ecuatorianos que participaron activamente en las investigaciones.

Investigación fundamental de alto nivel, capacitación científica y técnica de profesionales ecuatorianos, nuevos criterios de prospección de los recursos han sido los

tres principales aspectos de la colaboración entre el IRD y Petroproducción. La obra «Geología y Petróleo de la Cuenca Oriente» refleja bien la calidad del trabajo realizado.

No puedo concluir sin felicitar y agardecer a mis colegas y amigos, Marco Rivadeneira, Roberto Barragán y Patrice Baby por este libro y por todo el trabajo realizado en el marco del convenio Petroproducción-IRD.

René Marocco Ex representante del IRD en el Ecuador.

Fozières, septiembre de 2004

### AGRADECIMIENTOS

Deseamos expresar nuestro agradecimiento a las instituciones y personas que hicieron posible la realización de estas investigaciones y de este libro, entre ellas:

PETROECUADOR, IFEA e IRD, editores del libro;

PETROPRODUCCION, que es la empresa en donde se desarrollaron muchos de los estudios aquí publicados.

SIPEC y PETROBRAS, auspiciadores;

Los geólogos y geofísicos de PETROPRODUCCION, por sus valioso aporte, derivado del conocimiento de los campos petrolíferos y de la Cuenca Oriente en general;

Los estudiantes ecuatorianos y franceses que realizaron sus tesis en el marco del Convenio IRD-PETROPRODUCCION, y que formaron la "espina dorsal" del proyecto;

Francis Kahn (ex-Representante de IRD en Ecuador) y Jean Vacher (ex-Director del IFEA), que apoyaron desde el principio la idea de hacer este libro;

Anne-Marie Brougère del IFEA, por su trabajo de diagramación;

Carlitos Pérez (o comando Pérez), nuestro guía inolvidable, siempre en busca de nuevos afloramientos en los ríos y en la selva del Oriente ecuatoriano.

Este libro está dedicado a la memoria de Edwin León y Michel Monzier

### INTRODUCCIÓN

Patrice BABY (1.2), Marco RIVADENEIRA (2), Roberto BARRAGÁN (3).

La Cuenca Oriente ecuatoriana representa una de las cuencas subandinas más complejas y más atractivas tanto desde el punto de vista científico como económico. La misma posee alrededor de 30 mil millones de barriles de petróleo en sitio, acumulados en cien campos. La alta densidad de información de subsuelo de la Cuenca Oriente, así como la presencia de afloramientos relativamente buenos en su margen occidental, han permitido desarrollar en el marco del convenio IRD-PETROPRODUCCIÓN varios estudios, afín de precisar su marco estructural y su evolución geodinámica, conocimientos indispensables para guiar las estrategias de exploración y de producción de hidrocarburos.

Este libro, que aunque no es exhaustivo, propone una síntesis de los resultados geológicos obtenidos a partir de varios artículos escritos sobre la temática de la Cuenca Oriente, por la mayoría de los participantes del convenio IRD-PETROPRODUCCIÓN, y del convenio IRD-INAMHI. Una parte de los resultados presentados ha sido ya publicada y aprobada por la comunidad científica internacional.

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup>LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France.

Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 - Perú (Patrice.Baby@ird.fr)

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador (mrivadeneira@petroecuador.com.ec).

<sup>&</sup>lt;sup>(9)</sup>Kerr McGee Oil and Gas Corporation, 16666 NorthChase, Houston, Texas 77060 [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@sipec.com.ec)].

#### 1. SITUATIÓN, MORFOLOGÍA Y DEFORMACIÓN DE LA CUENCA ORIENTE

Al presente, la Cuenca Oriente está en una posición de cuenca de ante-país de transarco de los Andes ecuatorianos. Se ubica en una zona estructuralmente muy compleja, justo al norte de la charnela entre los Andes centrales y los Andes septentrionales (fig. 1). Esta posición particular hace que esta región está sometida a cambios de esfuerzos importantes y, por lo tanto, puede ser responsable de la fuerte actividad sísmica y volcánica que la caracteriza. La geodinámica de los Andes centrales y septentrionales está directamente ligada a la subducción de la placa oceánica Nazca por debajo del continente sudamericano. Al frente de la costa ecuatoriana, la estructura de la placa Nazca está caracterizada por la presencia de la Dorsal asísmica de Carnegie, que se encuentra al momento en proceso de subducción por debajo de los Andes ecuatorianos. La subducción de la Dorsal de Carnegie ha generado en la última década bastante polémica (Gutscher *et al.*, 1999; Guillier *et al.*, 2001; Bourdon *et al.*, 2003), y su influencia sobre las diferentes unidades morfo-tectónicas de los Andes ecuatorianos está todavía en discusión.

La morfología de la Cuenca Oriente (fig. 2) se caracteriza por relieves relativamente importantes en relación con otras cuencas de ante-país andinas. Entre los relieves subandinos del Levantamiento Napo, al NO, y de la Cordillera del Cutucú, al SO, desemboca el mega-cono aluvial del Pastaza que se desarrolla actualmente hacia la cuenca Marañón del Perú. Este cono está considerado como uno de los abanicos aluviales continentales más grandes del mundo (Räsänen *et al.*, 1992), que registra claramente la historia reciente de la Cuenca Oriente. Algunos resultados presentados en este libro a continuación dan una idea del significado geodinámico de este elemento morfológico mayor.

La Cuenca Oriente se desarrolla como resultado de esfuerzos transpresivos presentes a partir del Cretácico Terminal, los que provocan la emersión de la Cordillera Real y la formación de la cuenca de ante-país de transarco propiamente dicha. Su deformación y la estructuración de sus campos petrolíferos resultan de la inversión tectónica de antiguas fallas normales ligadas a un sistema de rift de edad triásico y/o jurásico inferior. Estas fallas, actualmente inversas y de fuerte buzamiento, están orientadas principalmente N-S o NNE-SSO, y limitan tres corredores estructurales-petrolíferos (fig. 3) con características propias como son: el Sistema Subandino (*Play* occidental), el Corredor Sacha-Shushufindi (*Play* central), y el Sistema Capirón-Tiputini (*Play* oriental). Asimismo, el análisis detallado de las estructuras petrolíferas y no petrolíferas ha permitido identificar tres etapas de inversión tectónica, presentes a partir del Turoniano, luego de la depositación de la caliza A. Con la inversión tectónica comienza su desarrollo la totalidad de estructuras petrolíferas de la cuenca (ver fig. 4).

#### 2. LA CONTRIBUCIÓN DEL LIBRO

#### 2. 1. El capítulo I

La columna litoestratigráfica de la figura 4 resume la estratigrafía y los eventos geodinámicos más importantes que controlaron el desarrollo de la Cuenca Oriente y de



Fig. 1 – Mapa de ubicación de la Cuenca Oriente en los Andes centrales y septentrionales (datos SRTM, resolución 90 m).



Fig. 2 – Mapa morfo-estructural de la Cuenca Oriente (datos SRTM, resolución 90 m) y ubicación de las principales estructuras petrolíferas.



Fig. 3 – Mapa y sección estructural de la Cuenca Oriente con sus tres corredores estructurales-petrolíferos.



Fig. 4 – Columna tectóno-estratigráfica y eventos geodinámicos que controlaron el desarrollo de la Cuenca Oriente y de sus sistemas petrolíferos.

sus sistemas petrolíferos. Esos eventos geodinámicos están presentados y discutidos en los diferentes artículos de este capítulo.

Las formaciones sedimentarias del Pre-Aptense están analizadas por Díaz *et al.* Este trabajo describe las características estructurales, estratigráficas y sísmicas de las unidades pre-cretácicas a partir de la elaboración de columnas litológicas de pozos, y de la interpretación de secciones sísmicas. Uno de los intereses de este artículo fue él de estudiar con más detalle la Formación Santiago, que es una potencial y excelente roca madre y además pudo haber generado gran cantidad del petróleo de la Cuenca Oriente.

La sección cretácica de la Cuenca Oriente está constituida por las formaciones Hollín, Napo y Tena Basal. Sus miembros clásticos reflejan 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. Barragán *et al.* diferencian al menos cinco secuencias depositacionales, en un marco de estratigrafía secuencial de segundo orden en la escala de Haq *et al.* (1987), y asociadas a las variaciones eustáticas globales del nivel del mar. Además, dicho artículo nos muestran cómo 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).

Varios cuerpos ígneos básicos alcalinos han sido identificados en esta misma sección sedimentaria cretácica. Barragán & Baby nos presentan las características geoquímicas, geocronológicas y tectónicas de este magmatismo cretácico único, y tratan de darle una explicación enmarcada dentro de un modelo geodinámico regional.

A partir del Turoniano, la Cuenca Oriente ya se ubica en una posición de cuenca de ante-país de transarco. Su funcionamiento durante el Cenozoico y el Cuaternario es complejo y controlado por el crecimiento de los Andes. A través de un análisis sedimentológico detallado del relleno paleógeno y neógeno de la Cuenca Oriente, Christophoul *et al.* describen en términos de relaciones tectónica-sedimentación su dinámica sedimentaria y proponen un modelo de evolución para el Cenozoico.

Para completar el análisis de la dinámica sedimentaria cenozoica de la Cuenca Oriente, Burgos *et al.* cuantifican los procesos de erosión desde el Eoceno hasta el Cuaternario en la parte sur de la cuenca, donde a partir de buenos indicadores térmicos y marcadores de enterramiento sedimentario, tales como la reflectancia de vitrinita y trazas de fisión de apatitas, nos muestran cómo estas tasas de erosión pueden reflejar la historia del crecimiento de los Andes ecuatorianos.

Los valores más fuertes de tasas de erosión en la Cuenca Oriente se encuentran al final del Neógeno y en el Cuaternario. Estas fuertes tasas de erosión están corroboradas por los resultados de Laraque *et al.*, los mismos que nos presentan el estado de conocimiento actual de la hidroclimatología y de la hidrosedimentología de la cuenca.

Los procesos de erosión recientes y actuales se reflejan también en la morfología de la zona subandina de la Cuenca Oriente, que se caracteriza por la presencia de terrazas aluviales espectaculares y la formación de grandes deslizamientos. Gracias a un estudio morfo-estructural de la zona subandina, Bès de Berc *et al.* ponen en evidencia y analizan un marcador morfológico de escala regional, que cubre los depósitos aluviales recientes desde la Depresión Pastaza hasta el valle del Upano ("Superficie Mera-Upano").

Utilizando esta superficie como marcador de la incisión fluviátil y del levantamiento tectónico actual de la zona subandina, las tasas de incisión y de levantamiento tectónico obtenidas son del orden del centímetro, lo que es excepcional e implica una importante actividad sísmica.

Esta alta actividad sísmica existe. Legrand *et al.* nos presentan un experimento (1999-2000) realizado en el marco del convenio IRD-Petroproducción, cerca de la ciudad de Macas, para estudiar el enjambre sísmico de la Cordillera de Cutucú. Las ubicaciones de los terremotos registrados fueron comparadas y correlacionadas con las estructuras geológicas. Los resultados muestran que estos terremotos pueden ser interpretados como la consecuencia de la inversión tectónica actual del Corredor Sacha-Shushufindi, que emerge en la Cordillera de Cutucú.

Finalmente, Barragán & Baby presentan las características geoquímicas de los dos volcanes holocénicos activos en la Cuenca Oriente (El Reventador y Sumaco), que constituyen marcadores importantes de su última evolución geodinámica y proponen un modelo volcanogénico regional para entender su evolución

#### 2. 2. El capítulo II

Este capítulo permite tener una idea de las características geológicas de los campos petroleros de Petroproducción, de la riqueza de la Cuenca Oriente y de la historia de su exploración. Después de una breve, pero sumamente interesante reseña histórica de la exploración petrolera de la Cuenca Oriente presentada por M. Rivadeneira, Rivadeneira & Baby exponen las características geológicas de los veinte campos más importantes de Petroproducción. Se define la edad de cada uno, las características de sus crudos, un esbozo del sistema deposicional de sus principales reservorios, y secciones sísmicas ilustrando sus características estructurales principales.

#### **Referencias citadas**

- BOURDON E., EISSEN J.-P., GUTSCHER M.-A., MONZIER M., HALL M. L. & COTTEN J., 2003 – Magmatic response to early aseismic ridge subduction: the Ecuadorian margin case (South America). *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 123-138.
- GUILLIER B., CHATELAIN J.-L., JAILLARD É., YEPES H., POUPINET G., FELS J.-F., 2001 – Seismological evidence on the geometry of the orogenic system in centralnorthern Ecuador (South America). *Geophysical Research Letters*, 28, 19: 3749-3752.
- GUTSCHER M., MALAVIEILLE S., LALLEMAND S. & COLLOT J., 1999 Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet Sci. Lett.*, 168: 255-270.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R., 1987 Chronology of sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1167.
- RÄSÄNEN M., NELLER R., SALO J. & JUNGNER, H., 1992 Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru. *Geol. Mag.*, 129: 293-306.

## Capítulo 1 Estratigrafía, estructura y evolución geodinámica de la Cuenca Oriente



Calizas y lutitas de la Fm. Napo (Foto: P. Baby)

### EL PRE-APTENSE EN LA CUENCA ORIENTE ECUATORIANA

Marlon Díaz <sup>(1)</sup>, Patrice Baby <sup>(2, 3<sup>r</sup>)</sup> Marco Rivadeneira <sup>(4)</sup>, Frédéric Christophoul <sup>(2)</sup>

#### Resumen

El presente trabajo describe las características estructurales, estratigráficas y sísmicas de las unidades pre-Aptense en la Cuenca Oriente. La elaboración de columnas litológicas de pozos tales como: Sacha Profundo, Tambococha-1, etc., y la interpretación de secciones sísmicas permitieron redefinir las formaciones pre-Aptenses en el centro Norte y Este de la cuenca. Una nueva formación fue definida en este estudio como **Fm. Tambococha** (Jurásico Medio-Cretácico Temprano) al este de la cuenca.

El análisis tectono-sedimentario permitió caracterizar el contexto geodinámico de la Cuenca Oriente pre-Aptense. Se estableció el desarrollo de dos sub-cuencas de "back-arc" durante el Jurásico Medio a Cretácico Temprano con estilos tectónicos diferentes. La primera conocida como Corredor Sacha-Shushufindi, controlada por fallas normales de gran profundidad y asociadas con un sistema de "Rift" previamente desarrollado durante el Triásico y Jurásico inferior. La segunda, conocida como Sistema Capirón-Tiputini, con juegos de fallas normales de tipo lístrico conectadas sobre un nivel de despegue horizontal ubicado en el basamento.

El sistema petrolífero pre-Aptense de la Cuenca Oriente es pobremente conocido. La Fm. Santiago es una buena roca generadora, pero su variación y desarrollo lateral de facies en la cuenca no han sido aún definidos.

**Palabras claves**: Cuenca Oriente, Ecuador, pre-Aptense, rift, back-arc, roca madre.

<sup>(1)</sup> OCCIDENTAL, P.O. Box: 17-15-0095-C, Quito, Ecuador (marlon\_diaz@oxy.com).

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup>LMTG. IRD/CNRS/UPS, 38 Rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France [\* Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 – Perú (<u>Patrice.Baby@ird.fr</u>)].

<sup>&</sup>lt;sup>(3)</sup> Convenio PETROPRODUCCION-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador.

<sup>(4)</sup> PETROPRODUCCIÓN, Casilla Postal 17-10-7019, Quito, Ecuador

<sup>(</sup>mrivadeneira@petroecuador.com.ec).

#### INTRODUCCIÓN

El presente trabajo fue realizado en el marco del Convenio Petroproducción-IRD (ex-ORSTOM) como un aporte al conocimiento general de las formaciones geológicas y de la geodinámica del pre-Aptense (mejor conocido como "pre-Cretácico") de la Cuenca Oriente.

El pre-Aptense está integrado por un grupo de formaciones cuyas edades varían entre el Paleozoico y Mesozoico y que reposan directamente sobre un basamento pre-Cámbrico asociado al Escudo Guayanés. Estas formaciones constituyen las primeras fases de evolución tectono-sedimentaria de la cuenca, afloran únicamente en el Sistema Subandino, sobre todo el Jurásico. El Paleozoico y Triásico afloran solo en la parte Sur (Cordillera de Cutucú) de este sistema. En el centro de la cuenca, se conoce de estas formaciones únicamente a través de datos de pozos y sísmica de reflexión.

Este estudio fue realizado principalmente para el centro de la cuenca, donde fueron establecidas las características sismo-estratigráficas de la secuencia pre-Aptense, mediante la interpretación de secciones sísmicas y datos de pozos tales como el Sacha Profundo-1, que fue el pozo que mayor información del pre-Aptense ha brindado hasta la fecha en la Cuenca Oriente.

Se tuvo en cuenta el potencial hidrocarburífero que pudo haber generado esta sección, el mismo que podría estar entrampado en estructuras pre-Aptenses y posteriores, presentes a lo largo de toda la cuenca.

#### 1. GEOLOGÍA REGIONAL

#### 1. 1. Marco estructural

Estudios realizados por el Convenio Petroproducción-IRD ponen en evidencia tres dominios tectónicos en la Cuenca Oriente (fig.1). Este nuevo modelo estructural presenta sus propias características geométricas y cinemáticas relacionadas a una herencia pre-cretácica propia (Baby *et al.*, 1999). El *Dominio Occidental o Sistema Subandino* presenta de Norte a Sur 3 zonas morfo-estructurales: el *Levantamiento Napo* que corresponde a un inmenso domo alargado en orientación NNE-SSO, limitado al Este y al Oeste por fallas transpresivas; la Depresión Pastaza donde las fallas se vuelven más cabalgantes al contacto Zona Subandina-Cordillera Oriental; la *Cordillera de Cutucú*, la cual se caracteriza por un cambio de orientación de las estructuras, de N-S a NNO-SSE, y la aparición de formaciones triásicas y jurásicas (Fms. Santiago y Chapiza) y en menor proporción paleozoicas (Fms. Pumbuiza y Macuma). Según Baby *et al.* (1999) este cordillera parece corresponder a la continuación suroeste del Corredor Central Sacha-Shushufindi.

El **Dominio Central o Corredor Sacha-Shushufindi** abarca los campos petrolíferos más importantes de la Cuenca Oriente (Sacha, Shushufindi, Libertador). Está deformado por mega-fallas en transpresion, orientadas NNE-SSO, que se verticalizan en profundidad y pueden evolucionar a estructuras en flor hacia la superficie (Baby *et al.*, 1999).

El *Dominio Oriental o Sistema Capirón–Tiputini* corresponde a una cuenca extensiva, actualmente invertida, estructurada por fallas lístricas que se conectan sobre un nivel de despegue horizontal (Balkwill *et al.*, 1995; Baby *et al.*, 1999).



Fig. 1 - Mapa tectónico de la Cuenca Oriente (modificado de Baby et al., 1999).

#### 1. 2. Ciclos tectono-sedimentarios pre-Aptense

El pre-Aptense de la Cuenca Oriente (fig. 2) comprende 4 ciclos tectonosedimentarios que agrupan 7 formaciones. Estas descansan sobre un substrato pre-Cámbrico, el cual está constituido por rocas (gneas (granito) y metamórficas, relacionadas con el escudo Guayano-Brasileño.

El Ciclo Pumbuiza (Silúrico?-Devónico) está representado por la Formación Pumbuiza (Goldschmid, 1941), compuesta de pizarras grises a negras y areniscas cuarcíticas de ambiente marino de plataforma. Estas rocas han sufrido fuertes



Fig. 2 – Columna tectono-estratigáfica de la Cuenca Oriente (modificado de Baby *et al.*, 1999).

plegamientos y fallamientos, y un cierto grado de metamorfismo anterior a la sedimentación de la Fm. Macuma.

El Ciclo Macuma (Carbonífero-Pérmico?), representado por la Formación Macuma (Dozy & Baggelaar, 1940; 1941; Goldschmid, 1941), descansa en discordancia angular sobre la Fm. Pumbuiza. Comprende potentes estratos de calizas bioclásticas y dolomitas, con intercalaciones de lutitas y areniscas finas a veces glauconíticas. En las secciones sísmicas analizadas, no se observan deformaciones sin-sedimentarias, lo cual indica condiciones tectónicas relativamente estables.

El Ciclo Santiago/Sacha (Triásico Sup.-Jurásico Inf.). La Formación Santiago, nombrada por Goldschmid (1941), aflora únicamente en la Cordillera de Cutucú. Está constituida por sedimentos marinos ricos en materia orgánica y volcano-sedimentos hacia la parte superior. En el Norte, está presente solamente en el Corredor Sacha-Shushufindi donde se la correlaciona con la *Fm. Sacha* de ambiente continental (Rivadeneira & Sánchez, 1989), compuesta por limolitas, arcillolitas, y esporádicamente calizas y dolomitas de variados colores. Este ciclo es sin-tectónico y registra la apertura de un "Rift" (Christophoul, 1999), evidenciada por un volcanismo toleítico continental (Romeuf *et al.*, 1997).

El Ciclo Chapiza/Yaupi/Misahualli (Jurásico Med.-Cretácico Temp.). La Formación Chapiza (Goldschmid, 1941; Tschopp, 1953) comprende una sucesión de sedimentos clásticos continentales (capas rojas), que se depositaron en un clima seco o desértico. Tschopp (1953) introduce tres divisiones: Chapiza Inferior, Chapiza Medio y Chapiza Superior. Esta última fue definida como Miembro Yaupi (Jaillard, 1997). La Formación Misahuallí, cuya zona de afloramiento se restringe a la Zona Subandina, es el equivalente lateral de los miembros inferior y medio de la Fm. Chapiza (Jaillard, 1997). Está constituida de acumulaciones volcánicas, que forman parte del potente arco magmático que corre desde el norte de Perú hasta el norte de Colombia (Romeuf et al., 1995), y que estaría asociada a la actividad tectónica Jurásica como parte efusiva de la intrusión de los batolitos de Abitagua, Azafrán y Rosa Florida (Aspden & Litherland, 1992; Eguez & Aspden, 1993). La edad radiométrica es 172,3±2,1 Ma. (Romeuf et al., 1995). Este ciclo tectono-sedimentario comienza con una fuerte superficie erosional a la base de la Fm. Chapiza. Esta discordancia angular y la reducida acomodación de la sedimentación reflejan un levantamiento y emersión de la zona estudiada, y por consiguiente el fin del "rifting". Este fenómeno está relacionado con un cambio en el marco geodinámico, el cual corresponde al arranque de la subducción andina evidenciado por el volcanismo calco-alcalino Misahuallí.

#### 2. ANÁLISIS SISMO-ESTRATIGRÁFICO

El análisis sismo-estratigráfico del presente trabajo fue realizado para cada dominio estructural de la Cuenca Oriente y establece las facies sísmicas que presentan las unidades estratigráficas pre-Aptense.

#### 2. 1. Sistema Subandino

En este dominio se definen únicamente dos facies sísmicas (fig. 3): *FSS-1* (Facies Sísmica Subandina-1), que representa al basamento granítico y/o metamórfico,



Fig. 3 - Estructura Bermejo (facies sísmicas del pre-Aptense).

y *FSS-2*, que corresponde a la Fm. Misahuallí. Esta última ha sido descrita en afloramiento: ubicados a lo largo de este dominio tectónico y por descripciones litológicas de pozos que han atravesado esta formación (campos Bermejo y Pungarayacu). Como se observa en la sección sísmica de la figura 3, no se notan reflectores sísmicos claros que caracterizan esta formación, su presencia debajo de la sección cretácica se confirma por los datos de perforación. Se asume que esta formación descansa directamente sobre el basamento pre-cámbrico (?), a pesar de no observarse un reflector claro y continuo que indique este posible contacto.

#### 2. 2. Corredor Sacha-Shushufindi

Para calibrar las facies sísmicas en el Corredor Sacha-Shushufindi, se utilizó la información litológica de los pozos Sacha Profundo-1 (fig. 4) y Shushufindi A-39, los mismos que atravesaron parcialmente las formaciones pre-Aptense, 5925 y 2710 pies de pre-Aptense respectivamente. El análisis de la sección sísmica de la figura 5 permitió dividir al pre-Aptense en seis facies sísmicas (FSC) diferenciables por el marcado contraste de las reflexiones y por la presencia de fuertes reflectores que las separan (discontinuidades regionales).

*FSC-1* (Facies Sísmica Central–1; pre-Cámbrico) constituye el basamento cristalino y metamórfico relacionado al escudo Guayanés. En la sección analizada (fig. 5), y al igual que en otras, muestra una respuesta difusa y caótica.

*FSC-2* presenta dificultades en la equivalencia, pudiendo corresponder a la parte inferior de la Fm. Pumbuiza, pero lo más probable es que se trate de una formación más



Fig. 4 - Registro del pozo Sacha Profundo (pre-Aptense).

antigua (de edad anterior al Silúrico Tardío). La respuesta sísmica es *muy clara, con reflectores muy continuos lateralmente.* 

*FSC-3* corresponde a la Fm. Pumbuiza (Silúrico (?) - Devónico) propiamente dicha, presentando un contacto bien marcado con la Fm. Macuma (Carbonífero - Pérmico (?)), observado en varias secciones sísmicas del corredor. Este contacto representa una superficie de erosión regional que separa a estas dos formaciones, la misma que produce cambios laterales muy fuertes de espesor.

**FSC-4** se caracteriza por tener reflectores sísmicos muy claros y continuos, de buena continuidad lateral y configuración paralela, que corresponden a la Fm. Macuma. Estos reflectores son característicos de secuencias carbonatadas y pueden ser considerados como buenos *horizontes sísmicos marcadores*.

*FSC-5* representa la Fm. Sacha definida por Rivadeneira & Sánchez (1989) en el pozo Sacha Profundo (fig. 4), sobre la base de resultados de los estudios palinológicos



Fig. 5 - Estructura Sacha-Shushufindi (facies sísmicas del pre-Aptense).

que dan una edad triásica a las capas rojas localizadas inmediatamente sobre los sedimentos de la Formación Macuma. Esta formación podría constituir un equivalente lateral continental de la Formación Santiago, definida más al sur en la Cordillera de Cutucú (Tschopp, 1953). Está conservada en grabens o semi-grabens. Los reflectores de esta formación son difusos. Su reflector basal, que marca el contacto con la FSC-4, es claro pero no tiene muy buena continuidad lateral. Este contacto corresponde posiblemente a una superficie de erosión de carácter regional. Aunque no se ha comprobado la presencia de la Fm. Santiago en los pozos perforados hasta la actualidad en la Cuenca Oriente, por sus características litológicas ya descritas en los afloramientos de la Cordillera de Cutucú, ésta debe presentar reflexiones sísmicas fuertes y con gran continuidad lateral, formando una subfacies con características de reflexión bastante parecidas a las facies sísmicas que representan la Fm. Macuma (Rivadeneira & Sánchez, 1989).

**FSC-6** representa a la Formacion Chapiza integrada por depósitos volcanosedimentarios (equivalente de la Fm. Misahuallí del Sistema Subandino), con basaltos en su parte superior datados en 132 Ma en el pozo Sacha Profundo (Hall & Calle, 1982; *cf.* fig. 4). Esta, en la sección analizada (fig. 5), presenta reflectores sísmicos más claros que en la FSC-5, y parece sellar el anticlinal "Sacha Profundo" que afecta las formaciones sedimentarias subyacientes. La sección sísmica muestra que este anticlinal resulta de una primera inversion tectónica de la falla normal del borde oeste del graben Sacha-Shushufindi. Hacia el techo de FCS-6, se presenta un truncamiento erosional con una marcada discordancia angular al contacto con la Fm. Hollín.

#### 2. 3. Sistema Capirón-Tiputini

En este sistema, se definen con claridad las facies sísmicas pre-Aptense presentes en el "trend" ITT, pero también presentes en estructuras como Pañacocha. Por la poca información obtenida de los pozos presentes en estas estructuras, no se ha podido correlacionar de manera precisa estas facies sísmicas con las formaciones pre-Aptense ya descritas.

En la sección sísmica de la figura 6, se distinguen varias facies sísmicas, las cuales se ha tratado de correlacionar con las unidades anteriormente definidas en el Corredor Sacha-Shushufindi, tomando como referencia el tipo de reflexión sísmica que presentan.

*FSO-1* (Facies Sísmica Oriental–1), al igual que FSC-1 en el Corredor Sacha-Shushufindi, corresponde al basamento cristalino y metamórfico.

*FSO-2* no difiere mucho de lo observado en el Corredor Sacha-Shushufindi. En secciones sísmicas analizadas, FSO-2 presenta reflectores muy claros y coninuos, paralelos entre sí y concordantes al basamento. Por la claridad y el contraste de éstos, podría tratarse de la Fm. Macuma.

FSO-3 en este sistema aún es muy incierta, de acuerdo a las consideraciones tectono-sedimentarias que se mencionan más adelante. Parece corresponder a sedimentos



Fig. 6 - Estructura Tambococha (facies sísmicas del pre-Aptense).

depositados después de un período de erosión, como lo muestra la sección sísmica de Tambococha (fig. 6). Se nota una fuerte incisión en los depósitos representados por FSO-2 (paleovalle en la Fm. Macuma?), sellada por sedimentos del FSO-3 que podrían pertenecer ya al relleno del semi-graben de Tambococha.

Encima de FSO-3, los depósitos del relleno del semi-graben muestran varias facies sísmicas que cambian lateralmente. *FSO-4.1.*, en la parte occidental del semigraben, está separada de FSO-3 por dos claros y continuos reflectores paralelos entre sí. Hacia el tope, muestra truncamientos por debajo de la superficie erosional de la base del Cretacico. Hacia el Este, contra la falla del semi-graben, *FSO-4.2.* está representada por una respuesta sísmica muy caótica que corresponde probablemente a un facies proximal de escarpe de falla (brechas y conglomerados), ya descrito en los núcleos de los pozos Tiputini M-1 y Ishpingo-1 (Informes internos PETROPRODUCCIÓN). *FSO-4.3.*, tanto en secciones sísmicas como en su litología, está representada por reflectores claros y continuos que corresponden a los depósitos marinos carbonáticos de aguas someras, evidenciados en el pozo Tambococha-1 y datados del Jurásico Medio-Valanginiano (Labogeo, 1996).

FSO-4.1., FSO-4.2. y FSO-4.3. representan una gran parte del relleno sedimentario del semi-graben de Tambococha, que muestra un medio de depositación marino de aguas someras nunca descrito más al Oeste. Razón por la cual, denominamos a este relleno sedimentario *Fm. Tambococha*. Esta podría estar presente en todo el "trend" ITT. Por edad es el equivalente lateral de los sedimentos continentales de la Fm. Chapiza.

#### 3. PALEOGEOGRAFÍA DE LAS CUENCAS PRE-APTENSES

Los mapas paleogeográficos presentados en este trabajo fueron realizados tomando como base mapas de distribución de las unidades pre-Aptense (Diaz, 2000). Para la Cuenca Marañón, fueron complementados con mapas del pre-Cretácico Peruano (Gil, 1995). Estos permiten observar de manera general su distribución. No se han elaborado mapas paleogeográficos de la sección paleozoica por la poca información que se tiene acerca de ésta.

#### 3. 1. Paleogeografía del Triásico Superior-Jurásico Inferior

Depósitos de esta edad han sido descritos en la Cordillera de Cutucú (Goldschmid, 1941; Tshopp, 1953; Christophoul, 1999), los cuales registran una importante ingresión marina proveniente del SSO (Cuenca Santiago del Perú), que da comienzo a la depositación del miembro Santiago Inferior constituido por sedimentos marinos someros ricos en materia orgánica. El miembro Santiago Superior está caracterizado por sedimentos volcanoclásticos dominados por un volcanismo toleítico submarino y continental (Romeuf *et al.*, 1997; Christophoul *et al.*, 1999).

La presencia de depósitos marinos triásicos en el Ecuador fue registrada por primera vez en el área perteneciente a la mina de Guaysimi (Provincia de Zamora Chinchipe), en rocas skarnificadas. Bivalvos del tipo *Entomonitis richmondiana* posiblemente de edad Noriana fueron encontrados en estas rocas (Fm. Piuntza: Aspden & Ivimey-Cook, 1992). Estos podrían ser atribuidos al miembro inferior de la Fm. Santiago de la Cordillera de Cutucú, que no sufrió el metamorfizmo de contacto causado por las intrusiones del Jurásico Medio.

En la zona norte de la cuenca, únicamente en el pozo Sacha Profundo-1, se registraron por estudios palinológicos sedimentos triásicos (*cf.* fig. 4). Son de tipo continental y fueron considerados como el equivalente lateral de la Fm. Santiago (Fm. Sacha: Rivadeneira & Sánchez, 1989). El pozo Zorro-1 atravesó una roca volcánica básica datada por Ar<sup>40</sup>-K<sup>40</sup> en 181 Ma (Coral Gables Lab.-Texaco, 1974) ubicada hacia el techo de la secuencia que da una edad Toarciano. Esos datos confirman la presencia de depósitos triásico-jurásicos en este sector.

Durante este período, se registra un tectonismo distensivo como lo muestran los datos sísmicos (*cf.* fig. 5). La sedimentación en el Corredor Sacha-Shushufindi fue controlada por fallas normales de alto ángulo que afectan el basamento, y que evidencian la apertura de un "Rift" de edad triásico a jurásico inferior (Christophoul, 1999). El volcanismo continental de tipo toleítico descrito en la Fm. Santiago de la Cordillera de Cutucú (Romeuf *et al.*, 1997) confirma la apertura de este "Rift", que coincide hacia el norte con el Corredor Sacha-Shushufindi (fig. 1). Está relacionado a la apertura Tetiana que influenció la evolución de los Andes Septentrionales (Jaillard *et al.*, 1990).

Al sur (Cuenca Marañón), los depósitos del Triásico Superior-Jurásico Inferior son bien conocidos (Grupo Pucará: Rosas *et al.*, 1997), y tienen mayores espesores. Son controlados también por fallas normales (Gil, 1995). Al norte de la Cuenca Oriente (Cuenca Putumayo), se conoce el equivalente lateral que corresponde a estratos marinos someros conteniendo brechas y de edad Rhaetiano (o Noriano Tardío, según la escala americana). Estos se encuentran sobreyacidos por capas rojas de edad Liásica con intercalaciones volcánicas (Geyer, 1974).

En la figura 7, se presenta un esquema paleogeográfico durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior. El mar Liásico posiblemente llegó hasta el centro de la cuenca.

#### 3. 2. Paleogeografía del Jurásico Medio

Este período registra un cambio importante en el marco geodinámico de la Cuenca Oriente. Procesos de subducción con dirección Sureste dan origen a un potente arco magmático de tipo calcoalcalino de orientación NNE-SSO, que corre desde el norte de Perú hasta el norte de Colombia (Romeuf *et al.*, 1995). Este arco volcánico, caracterizado en Ecuador por la Fm. Misahualli (172 Ma: Romeuf *et al.*, 1995), se encuentra intruido por rocas calco-alcalinas tales como los batolito de Abitagua (162 Ma: Aspend & Litherland, 1992; Romeuf *et al.*, 1995), batolito de Zamora y Rosa Florida de edad jurásica media a superior (Aspden *et al.*, 1990).

Este evento geodinámico pone fin a la apertura del "Rift" ("Rift" abortado), lo cual provoca un levantamiento y emersión del mismo, que da lugar a la superficie erosional de la base de la Fm. Chapiza (Christophoul *et al.*, 1999). La Fm. Chapiza de ambiente continental es contemporánea al arco volcánico Misahuallí.



Fig. 7 - Mapa paleogeográfico del Triásico Sup-Jurásico Inf.

Durante este período, posiblemente se da lugar al desarrollo de dos subcuencas de "back-arc" en la Cuenca Oriente, cada una con características geométricas diferentes, separadas por un paleoalto de basamento. La más occidental (actual Corredor Sacha-Shushufindi) inicia una gradual subsidencia de los depósitos, provocando un hundimiento del rift y la reactivación de algunas fallas extensivas. En la subcuenca oriental (semigrabens del Sistema Capirón-Tiputini), los procesos extensivos se manifiestan con juegos de fallas de tipo lístrico, que se conectan sobre un nivel de despegue horizontal ubicado en el basamento y evidenciado por sísmica de reflexión (Balkwill *et al.*, 1995; Baby *et al.*, 1998).

En los semi-grabens orientales, únicamente han sido datados los depósitos superiores (Pozo Tambococha-1) correspondiente a los FSO-4 (fig. 6), separados de la FSO-3 por un claro reflector que indica una superficie de erosión. Por la poca información con que se cuenta de este sector, se propone que la FSO-3 representaría depósitos sedimentarios correspondientes a un primer ciclo de relleno de los semigrabens, posiblemente de edad Jurásico Medio (?). Aunque esta facies sísmica también podría corresponder a una formación sincrónica a la Fm. Sacha. En la figura 8, se indica un esquema paleogeográfico durante este período, donde los sedimentos de la Fm. Chapiza constituyen facies laterales del arco volcánico Misahuallí. Al Este, aún es incierta la presencia o no de depósitos continentales sincrónicos a la Fm. Chapiza durante este período.

#### 3. 3. Paleogeografía del Jurásico Superior-Cretácico Temprano

A partir del Kimmeridgiano-Titoniano, la dirección de la subducción ocurre hacia el Noreste, producto de la cual se forma un nuevo arco magmático de orientación NO-SE en el Perú central (Jaillard *et al.*, 1990).

Este episodio puede haber provocado un tectonismo de tipo transpresional dextral en nuestra cuenca, y al cual podrían ser asociados una primera inversion del rift Sacha-Shushufindi, y anticlinales probablemente en "échelon" tipo "Sacha Profundo" (*cf.* fig. 5). Durante este período, la Fm. Chapiza tuvo su mayor desarrollo. Al norte del Corredor Sacha-Shushufindi, se evidencia una mayor subsidencia. En el borde oriental de la Cuenca Oriente, la distribución de los depósitos jurásicos fue controlada por el sistema de semi-grabens.



Fig. 8 - Mapa paleogeográfico del Jurásico Medio.

Los depósitos de origen marino de la nueva Fm. Tambococha (equivalente oriental de la Fm. Chapiza), que fueron evidenciados por la perforación del pozo Tambococha-1 y datados del Jurásico Medio-Valanginiano (*cf.* más ariba 2. 3.), constituyen parte del relleno sedimentario de este sistema juntamente con depósitos detríticos (conos aluviales) que desembocaban directamente en un medio marino somero en un régimen distensivo (fig. 9). Estos depósitos provienen de la erosión de "horsts" y de escarpas de fallas constituidas por rocas paleozoicas y de basamento. Podrían formar un segundo ciclo de relleno de los semi-grabens orientales, pero, con mayor intensidad en la depositación. En Colombia, se registraron depósitos marinos de agua somera de edad Neocomiana en la cuenca Putumayo (Pindell & Tabbutt, 1995). Estos se correlacionan con las facies marinas calcáreas de la Fm. Tambococha (FSO-4. 3, fig. 6), lo que podría indicar que hubo una ingresión marina proveniente del norte (fig. 10), que constituyó un último evento durante este período.



Fig. 9 – Modelo tecto-sedimentario para el semi-graben de Tambococha (inspirado del modelo propuesto por Guzmán & Mello [1999]) para la cuenca sureste del Golfo de México [Oxfordiano]).


Fig. 10 – Mapa paleogeográfico del Jurásico Sup.-Cretácico Temprano.

En la figura 11, se esquematiza la evolución geodínamica del Triásico Superior al Cretácico Temprano.

### 4. EL SISTEMA PETROLIFERO DEL PRE-APTENSE

El potencial del sistema petrolífero del pre-Aptense en la Cuenca Oriente es muy incierto, la escasa información que se tiene no permite tener un criterio definitivo acerca del mismo. Sin embargo, no se puede descartar la posibilidad de que el pre-Aptense pudiera contener acumulaciones aún desconocidas de hidrocarburos líquidos y/o gaseosos, y que contengan rocas madre efectivas que los hayan generado.

En las cuencas peruanas y bolivianas, donde parte de la sedimentación, sobre todo paleozoica, tuvo similares características de depositación, existen yacimientos probados de gas y condensado (Garmezy *et al.*, 1997).



Fig. 11 – Esquema de la evolución geodinámica durante el Triásico Superior a Cretácico Temprano.

38

### 4. 1. Roca Madre, Reservorio y Sello

La *Fm. Pumbuiza* reúne las condiciones de depositación necesarias para ser considerada como una roca madre potencial, pero en Ecuador, los resultados geoquímicos no confirman esto. Los sedimentos de esta formación están sobre la ventana de generación de hidrocarburos líquidos, y se ubican como generadores marginales de gas seco (Alvarado *et al.*, 1985).

Los análisis de los núcleos tomados en el pozo Sacha Profundo (Core Laboratories Inc, 1985; Labogeo, 1996) confirman que esta formación puede ser considerada como roca generadora para gas seco. Los eventos orogénicos del ciclo Eohercínico sometieron a estas rocas a presiones y temperaturas muy altas, que provocaron un cierto grado de metamorfismo y la destrucción de los hidrocarburos que pudieron haber sido generados. Esta formación ya no tiene capacidad de generar hidrocarburos. En las cuencas subandinas más meridionales, el Devónico presenta más potencial.

La *Fm. Macuma*, según los datos geoquímicos registrados en el centro de la cuenca (pozos Sacha Profundo, Shushufindi A-39 y Pichincha-1), no puede ser considerarda como una buena roca madre. Su ambiente de depósito cálido y *pobremente* oxigenado a anóxico pudo haber contribuido a la preservación de materia orgánica. Pero, durante el Permo-Carbonífero, a nivel mundial se han registrado bajos desarrollos de roca madre en depósitos marinos (Emery & Myers, 1997). En el pozo Shushufindi A-39, dentro de una capa de areniscas atribuidas a la Fm. Macuma, se reportó muestras de petróleo, pero no en cantidades como para justificar pruebas (datos del pozo). Los potentes estratos calcáreos, que presenta esta formación, podrían haber adquirido una porosidad secundaria debido a fracturamientos posteriores a su depositación o por fenómenos de carstificación.

Las *Fm. Santiago*, según Rivadeneira (1986), de acuerdo a los análisis geoquímicos realizados en muestras recolectadas en la Cordillera de Cutucú (TOC = 1,3-2,52% y Ro = 0,84-1,87%; Alvarado *et al.*, 1985) y por correlación con la Fm. Pucará del Perú (roca madre probada según **PERUPETRO**), presenta niveles de lutitas negras con buenas características cuantitativas y cualitativas de roca madre.

Las *Fms. Misahuallí*, *Yaupi y Chapiza*, por sus características litológicas, no constituyen de ninguna manera rocas madres. pero las posibilidades de rocas reservorio no se descartan. La *Fm. Chapiza*, por ser eminentemente continental, contiene niveles de roca arenosa que podrían constituir reservorios potenciales, aunque esto todavía no se ha probado en ningún pozo de la cuenca.

En la estructura Tambococha, a los 6000', se presume la presencia de una posible roca madre (nueva *Fm. Tambococha*; *cf.* 2. 3.) con pobre a regular capacidad para la generación de hidrocarburos (Labogeo, 1993). Sus parámetros geoquímicos son: TOC: 1,26 y Tmax: 433°C.

### 4. 2. Generación y migración del Petróleo

La roca madre la más probable del pre-Aptense se encuentra dentro de la Fm. Santiago del rift Sacha-Shushufindi. Continúa en discusión si ésta generó parte del crudo del Oriente que actualmente se encuentra entrampado en los reservorios de las

FACIES SISMICAS PRE-APTENSES DE LA CUENCA ORIENTE			
CICLOS	SISTEMA SUBANDINO	CORREDOR SACHA - SHUSHUFINDI	SISTEMA CAPIRON - TIPUTINI
Cretácico Temprano Jurásico Medio	FSS- 2 (Fm. Misahualli	FSC-6 (Fm. Chapiza)	FSO-4 (2do. ciclo de relleno: <b>Fm. Tambococha</b> definida en este trabajo)
Jurásico Inferior Triásico Superior	No se observa	FSC- 5 (Fm. Sacha al Norte y Fm. Santiago al Sur)	FSO- 3 (1er. ciclo de relleno, edad ?)
			No se observa
Carbonifero Superior - Pérmico?	No se observa	FSC-4 (Fm Macuma)	FSD-2 (Fm. Macuma, por su configuración sismica)
Silúrico? - Devónico	No se observa	FSC- 3 (Fm. Pumbuiza)	No se observa
?	No se observa	FSC-2	No se observa
Pre-Cambrico	Basamento granítico y/o metamórfico		

# Fig. 12 – Cuadro de la distribución de las facies sísmicas del pre-Aptense de la Cuenca Oriente.

formaciones cretácicas. Si así lo fuera, como en el caso de la Cuenca Marañón de Perú donde se probó que la Fm. Pucara alimenta una parte de los resorvorios cretácicos (comunicación de PERÚPETRO), esta formación pudo alimentar prioritariamente los reservorios entrampados dentro del Corredor Sacha-Shushufindi.

Planteamos así las siguientes hipótesis acerca del camino seguido por el crudo generado por esta formación:

- migración vertical hacia las areniscas Hollín en contacto discordante sobre la Fm. Santiago;
- acumulación en reservorios de la misma formación, representados por areniscas, o por calizas fracturadas o cavidades de disolución;
- migración vertical hacia reservorios arenosos o rocas volcánicas fracturadas de la suprayacente Fm. Chapiza.

### 4. 3. Trampas

En nuestra Cuenca Oriente pre-Aptense, el gas o petróleo que pudo haber generado la sección, podría haberse quedado en trampas estructurales tipo anticlinal "Sacha Profundo" o/y estratigráficas.

### CONCLUSIONES

La distribución de las facies sísmicas definidas en este trabajo está resumido en el cuadro de la figura 12.

La **FSC-2**, evidenciada por los análisis sismo-estratigráficos, parece corresponder a una formación paleozoica más antigua que la Fm. Pumbuiza. Sin más argumentos no se puede especular sobre sus características sedimentológicas y tectónicas.

La *Fm. Pumbuiza (Silúrico (?) - Devónico)*, puesta en evidencia al norte del Corredor Sacha-Shushufindi por datos pozos y reprentada por *FSC-3*, se desconoce en el Sistema Capirón-Tiputini.

La *Fm. Macuma (Carbonífero Sup.-Pérmico)* está bien definida en el norte del Corredor por datos de pozos y sísmica. En el pozo Sacha Profundo-1, alcanza un espesor *FSC-4* de esta formación permiten establecer una mayor distribución regional. Las Fms. Pumbuiza y Macuma están separadas por una superficie erosional regional observada en sísmica. Forman el substrato de los grabens triásicos y jurásicos en el Corredor Sacha-Shushufindi, y en el borde oriental el substrato de los semigrabens lo constituye la Fm. Macuma.

La *Fm. Sacha/Santiago (Triásico Sup.-Jurásico Inf.)* caracteriza el Corredor Sacha-Shushufindi (*FSC-5*). Se confirma su edad en la zona por el dato registrado en el pozo Zorro-1 (roca volcánica básica datada por  $Ar^{40}$ - $K^{40}$  en 181 Ma: Coral Gables Lab.-Texaco, 1974). Esta sequencia sedimentaria se desarrolla durante la apertura de un "rift" controlado por fallas normales de alto ángulo, y sincrónico de un volcanismo toleítico continental (Romeuf *et al.*, 1997). Secciones sísmicas analizadas en la parte norte del corredor ponen en evidencia grabens rellenados por la Fm. Sacha y limitados por fallas normales de escala cortical.

El mapa de distribución muestra la presencia de estos depósitos en todo en corredor que emerge al Sur en la Cordillera de Cutucú. La mala calidad de la sísmica para el pre-Aptense en la parte centro-Sur de la cuenca no ha permitido precisar correctamente la distribución de esta formación. Por la prolongación del "Rift" y los datos de la Cuenca Marañón, las facies marinas de la Fm. Santiago sí estarían presentes en ese lugar. El mapa paleogeográfico indica una dirección NNE de la ingresión marina durante la cual se depositaron las facies carbonatadas de la Fm. Santiago. No se puede precisar hasta donde llegó este mar. Sin embargo, se especula que este pudo avanzar hasta el centro de la cuenca. El contexto geodinámico extensivo durante este período está marcado por la separación del gran continente Pangea (200 Ma) y la apertura Tetiana que controló la evolución de los Andes Septentrionales (Jaillard *et al.*, 1990).

La nueva *Fm. Tambococha (FSO-4)* es el equivalente lateral oriental de la Fm. Chapiza (FSC-6). Esta fue definida en el pozo Tambococha-1 (Jurásico Medio -Cretácico Temprano) ubicado en el borde oriental de la cuenca, y presenta características litológicas (facies carbonatadas) y un medio de depositación diferente. Estos sedimentos se depositaron en la subcuenca Capirón-Tiputini (semi-grabens), donde los procesos extensivos se manifiestan a través de fallas normales de tipo lístrico conectadas a un nivel de despegue horizontal ubicado en el basamento (Balkwill *et al.*, 1995; Baby *et al.*, 1999). Los sedimentos de la Fm. Chapiza se depositaron más al oeste, en una subcuenca desarrollada sobre el "rift" abortado del Corredor Sacha-Shushufindi, donde se reactivan algunas fallas extensivas.

La distribución de los depósitos del Jurásico Medio-Cretácico Temprano es mayor a los anteriores. En la subcuenca Sacha-Shushufindi, la distribución de las facies es homogénea. En la subcuenca oriental, la distribución está netamente controlada por los semi-grabens.

A partir del Jurásico Medio, la Cuenca Oriente sufrió un cambio geodinámico provocado por el inicio de la subducción, con una dirección Sureste (Jaillard *et al.*, 1990). Este cambio dio lugar a la formación del arco volcánico Misahuallí de composición calco-alcalina (172 Ma. Ar<sup>40</sup>- Ar<sup>39</sup>; Romeuf *et al.*, 1995; 1997), y a la intrusión de cuerpos de la misma composición (Batolito de Zamora, Abitagua, Rosa Florida; Aspden *et al.*, 1990; Romeuf *et al.*, 1995). Esto provocó el fin del "rifting" y dio lugar a la formación de las dos subcuencas (de "**back-arc**") en régimen extensivo (Fm. Chapiza y Fm. Tambococha), separadas por un paleoalto de basamento, que pudo ser producto del levantamiento de la corteza litosférica que sufrió un adelgazamiento y arqueamiento durante el inicio de la subducción.

Durante el *Jurásico Superior-Cretácico Temprano*, por el borde oriental de la cuenca se produjo una ingresión marina proveniente aparentemente del norte que da lugar a la depositación de facies carbonatadas de la Fm. Tambococha.

El potencial del Sistema Petrolífero del Paleozoico requiere de estudios más detallados que permitan definir si tiene algún valor económico. Los mapas de distribución y paleogeográficos de los depósitos del Triásico Superior-Jurásico Inferior permiten de alguna manera enfocar futuras campañas exploratorias en la continuación meridional de la subcuenca Sacha-Shushufindi donde podrían estar presentes las facies marinas de la Fm. Santiago (caracterizada como buena roca madre generadora de hidrocarburos). En la subcuenca Capirón-Tiputini, se ha evidenciado un delgado nivel de roca madre en los depósitos marinos someros encontrados en el pozo Tambococha-1 (nueva Fm. Tambococha). Su repartición geográfica no está aún conocida. Las posibles trampas petrolíferas pre-Aptense han sido evidenciadas mediante el análisis de algunas estructuras, de las que se destacan: estructuras pre-Aptense tipo "Sacha Profundo" (inversion del Jurásico Superior) y trampas estratigráficas selladas por discordancias regionales.

### Agradecimientos

El presente trabajo fue realizado en el marco del Convenio Petroproducción-IRD (ex-ORSTOM). Agradecemos al Subgerente de Petroproducción, por autorizar la presentación de la información expuesta en este trabajo.

# **Referencias citadas**

- ALVARADO G., SANTOS M. & ZUMARRAGA R., 1985–Evaluación Geológica–Geoquímica de la Cordillera de Cutucú. Informe interno de CEPE: IRG-85-33.
- ASPDEN J., RUNDLE C., VITERI F., BERMUDEZ R. & HARRISON S., 1990 Edades Radiométricas del Batolito de Zamora - río Mayo. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, v, l: 85-88.
- ASPDEN J. & LITHERLAND M., 1992. The geology and Mesozoic history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 187-204.
- ASPDEN J. & IVIMEY-COOK H. C., 1992 Nuevos Datos Paleontológicos del centro y Sureste del Ecuador. *Bol. Geol. Ecuat.*, Vol. 3, 1: 33-42.
- BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F. & VALDEZ A., 1998 Modelo estructural y ciclos tectono-sedimentarios de la cuenca Oriente, 77 p. Informe interno, Convenio Petroproducción-ORSTOM,
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGAN R., 1999 Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador, 4nd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99), Univ. Göttingen (Germany), Extended Abstracts Volume: 68-72.
- BALKWILL H. R., RODRIGUES G., PAREDES F. I. & ALMEIDA J. P., 1995 Northern Part of Oriente Basin, Ecuador: Reflection Seismic Expression of Structures. AAPG Memoir, 62: 559-571.
- BARRAGAN R., BABY P., 1999 A Cretaceous Hot Spot in the Ecuadorian Oriente Basin: geochimical, geochronogical, and tectonic indicators, 4nd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99), Univ. Göttingen (Germany), Extended Abstracts Volume: 77-81.
- CHRISTOPHOUL F., 1999 Discrimination des influences tectoniques et eustatiques dans les bassins liés à des zones de convergence : exemples du bassin subandin d'Équateur. Phd thesis, Université Toulouse III, Paul Sabatier, 184 p.
- CORAL GABLES LAB.-TEXACO, 1974 Geocronometría K-Ar, pozo Zorro-1. Informe preparado para CEPE.
- CORE LABORATORIES INC., 1985 Estudio Geoquímico y Bioestratigráfico del pozo Sacha Profundo 1. Informe preparado para CEPE, CORE 23-010.
- DIAZ M., 2000 Caracterización y reconstrucción paleogeográfica de las cuencas pre-aptenses en el Oriente ecuatoriano. Tesis de Grado, Universidad Central del Ecuador, 126 p., 45 figs., 9 tablas, 2 anexos.
- DOZY, J.J. & BAGGELAAR, H., 1940 Geological reconnaissance of the Middle Pastaza and Macuma area. Shell Geological Report n° 9, Informe Interno ITG-40-003, Petroproducción-Quito, 40 p.
- DOZY, J.J. & BAGGELAAR, H., 1941 Geological reconnaissance of the area around Morona (Lower Mangosiza, Cusuimi, Cangaime & Macuma rivers). Shell Geological Report n°11, Informe Interno ITG-41-003, Petroproducción-Quito, 12 p.
- EGUEZ A. & ASPDEN J. A., 1993 The Meso-Cenozoic Evolution of the Ecuadorian Andes. 2nd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'93), Univ. Oxford (UK), Extended Abstracts Volume: 179-181.
- EMERY, D. & MYERS, K. J., 1997 Sequence Startigraphy. Blackwell Science, 297 p.
- GARMEZY L., HANSPETER M., KEITH J. & DOUST H., 1997 The Subandean Foothills basins, a regional study.VI Simposio Bolivariano, Cartagena de Indias, Colombia, Memorias, Tomo II: 121-149.
- GEYER, O. F., 1974 Der Unterjura (Santiago formation) von Ekuador. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie*, 9: 525-541.

- GIL W., 1995 Tectónica de Inversión Cretácica y Terciaria en el Antepaís Andino: Ejemplo de la Cuenca Marañón. Perú. Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco (Perú). Tesis de Grado.
- GOLDSCHMID K. T., 1941 Geological Compilation on the Cutucu Macuma Cangaime Region. SHELL Geological Report (Archivo Técnico Petroproducción, ECUA 131).
- GUZMAN-VEGA M. A. & MELLO M. R., 1999 Origin of Oil in the Sureste Basin, Mexico. AAPG Bulletin, V. 83, n° 7: 1068-1095.
- HALL M. & CALLE J., 1982 Geochronological Control for the Main Tectonic-Magmatic Events of Ecuador. *Earth Science Review*, V. 18: 215-239.
- JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G. & MOURIER T., 1990 Geodynamic evolution of the Northern and Central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society, London*, V. 147: 1009-1022.
- JAILLARD E., 1997 Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Petroproducción-ORSTOM Edición, 163 p.
- LABOGEO, 1993 Estudio Geológico Pozo Tambococha 1 (Tomo I): Sintesis Geológica, Sedimentologia, Bioestratigrafia y Geoquimica. Informe interno de Petroproducción (I.1.P): PPR GL 12.
- LABOGEO, 1996-Estudio Geológico Pozo Sacha Profundo. Informe interno de Petroproducción.
- LABOGEO, 1998 Informe Sedimentológico pozo Shushufindi A-39. Informe interno de Petroproducción.
- PINDELL, J. L. & TABBUTT, K. D., 1995 Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. In: A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 101-128.
- RIVADENEIRA M., 1986 Evaluación Geoquimíca de Rocas Madres de la Cuenca Amazónica Ecuatoriana. IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo (Quito), Memoria Tomo III: 164-207.
- RIVADENEIRA M. & SANCHEZ CH, 1989 Consideraciones Geológicas del Preaptense de la Cuenca Oriente. Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingenería en Geología, Minas, Petróleo y Geotécnia: 214-252.
- ROMEUF N., AGUIRRE L., SOLER P., FERAUD G., JAILLARD E. & RUFFET G., 1995 Middle Jurassic Volcanism in the Northern and Central Andes. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, 2: 245-259.
- ROMEUF N., MUNCH P., SOLER P., JAILLARD E., PIK R. & AGUIRRE L., 1997 Mise en évidence de 2 lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone Subandine Équatorienne. Compte Rendus l'Académie des Sciences, 324: 361-368; Paris.
- ROSAS S., FONTBOTÉ L. & MORCHE W., 1997 Vulvanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucara (Triasico superior – Jurasico inferior, Peru Central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Permico superior – Triasico). In: IX Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos, Sociedad Geológica del Perú, Vol. Esp. 1: 393-396; Lima.
- TSCHOPP H. J., 1953 Oil explorations in the Oriente of Ecuador. AAPG Bulletin, 37: 2303-2347.

# ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL CRETÁCICO DE LA CUENCA ORIENTE DEL ECUADOR

Roberto Barragán <sup>(1)</sup>, Frédéric Christophoul <sup>(1)</sup>, Howard White <sup>(2)</sup>, Patrice Baby <sup>(1-4<sup>(4)</sup>)</sup>, Marco Rivadeneira <sup>(4)</sup>, Félix Ramirez <sup>(5)</sup>, José Rodas <sup>(5)</sup>

#### 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.

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup>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 (<u>rbarragan@sipec.com.ec</u>)].

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Kerr McGee Oil and Gas Corporation, 16666 NorthChase, Houston, Texas 77060.

<sup>&</sup>lt;sup>(3)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador.

<sup>&</sup>lt;sup>(4)</sup> PETROPRODUCCIÓN, Casilla Postal 17-10-7019, Quito-Ecuador [<sup>24]</sup> Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 – Perú (<u>Patrice.Baby@ird.fr</u>)].

<sup>&</sup>lt;sup>(5)</sup> PERENCO, av. Amazonas nº 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-Maastritchtiano (?). 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 diagrafías 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, agrupándo el mismo 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 fanerozóica (*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 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>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 dístales;
- 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 eustatica 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 clástico 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 fluviátiles de arenas canalizadas erosivas, transportadas desde una fuente localizada al este-sureste de la cuenca. Este sistema fluviátil 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-tardio 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 clástico, de playa-deltáico-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





5 I

(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, caida 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, parasequencia transgresiva (TST).

53

rellenados 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) Depositación 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).

55

# 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 diagrafías 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).





ESTE

OESTE

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 Hag 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 diagrafías 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 (¿Maastritchtiano 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 Maastritchtiano 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 fluviomarina 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).

85



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).

59



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 (¿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 (¿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 diagrafías de pozos ponen en evidencia una organización sedimentaria controlada por una tectónica compresiva y por la inversión de antiguas estructuras extensivas (*cf.* capítulo I 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 1 de este libro), se manifiesta por el emplazamiento de cuerpos intrusivos a nivel somero (Ar/Ar  $\approx$ 82+/-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 Maastritchtiano. 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 Hag 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-grabenes 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-Maastritchtiano. 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 parte central 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. *Cuartas 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, Universite 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*, nº 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 Ecuaodr. 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 Lexíque stratígraphique international, Amérique Latine Équateur. Congrés Géologique International-Comission 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 incisedvalley 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.

# MAGMATISMO ALCALINO INTRA-PLACA EN LA CUENCA CRETÁCICA ORIENTE, ECUADOR: EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS, GEOCRONOLÓGICAS Y TECTÓNICAS

Roberto BARRAGÁN<sup>(1\*)</sup>, Patrice BABY<sup>(1, 2\*+)</sup>

#### Resumen

Varios cuerpos ígneos alcalino-basálticos han sido identificados en la sección sedimentaria cretácica de la cuenca ecuatoriana Oriente ( $\cong$  110-80 Ma). Los mismos están caracterizados por valores bajos en los radios LILE/HFSE y en los radios isotópicos de Sr y Nd, todos dentro del rango observado en las signaturas composicionales de basaltos de isla oceánica o punto caliente ("hot-spot"), consistentes con una fuente astenosférica. Sísmica de reflexión muestra que la ubicación de los distintos centros eruptivos es controlada por las estructuras pre-existentes del rift Triásico-Jurásico invertido en un régimen transpresivo a partir del Cretácico Superior. Edades radiométricas y el registro biostratigráfico de los sedimentos cretácicos sugieren una variación diacrónica de la posición geográfica de este volcanismo alcalino, ocurrido al menos a partir del Albiano ( $^{40}$ Ar/<sup>39</sup>K, 106±5 Ma) en la parte septentrional de la Cuenca Oriente, y hasta el Campaniano ( $^{40}$ Ar/<sup>39</sup>Ar, 84±2 Ma y 82±0.5 Ma) en la parte occidental-central (zona subandina).

Se propone un mecanismo de "slab roll-back", originado a partir de la cesación de los procesos de subducción en el Cretácico Inferior (≅130-120 Ma), como el modelo geodinámico más probable para explicar la generación de este magmatismo. El mismo está asociado con la migración lateral y vertical de material astenosférico hacia zonas previamente adelgazadas de la corteza o "thin-spots" litosféricos. Por lo tanto, el paleo-rift Triásico-Jurásico ejerció un control fundamental en la generación de estos magmas alcalinos, facilitando la fusión parcial de una

<sup>&</sup>lt;sup>11</sup> LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France. [\* Dirección actual: Sociedad Internacional Petrolera S. A, República 396, Edif. Forum 300, 8vo piso, Quito, Ecuador (<u>rbarragan@sipec.com.ec</u>)].

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador.

<sup>[&</sup>lt;sup>15]</sup> Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 – Perú (Patrice.Baby@ird.fr)].

fuente astenosférica no afectada por procesos de subducción. Finalmente, la inversión tectónica del Cretácico Superior da lugar a la reactivación de las estructuras extensivas pre-existentes en un régimen transpresivo, lo que originó la migración del magmatismo hacia el sur-suroeste principalmente a lo largo del Corredor Sacha-Sushufindi de la Cuenca Oriente.

**Palabras claves**: Magmatismo alcalino, elementos incompatibles, isótopos Sr-Nd, "thin-spot", "roll-back", Cretácico, Cuenca Oriente.

## **INTRODUCCIÓN**

Magmatismo intra-placa de tipo alcalino-basáltico ha sido identificado en varias secuencias Mesozoicas y Cenozoicas a lo largo de la margen occidental de las Américas y de la Península Antártica. Dependiendo del ambiente tectónico imperante, diversos son los procesos magmáticos que pueden explicar su ocurrencia y generación. Estos mecanismos incluyen:

- <sup>(1)</sup> Plumas mantélicas o "mantle plumes" presentes debajo de la corteza continental con temperaturas anormalmente altas (Campbell & Griffiths, 1992; Kerr *et al.*, 1995; Gibson *et al.*, 1995; Hill, 1993), (e.g. Columbia River Basalts, noroeste de los Estados Unidos [Thompson & Gibson, 1991]);
- <sup>(2)</sup> fusión parcial de material astenosférico por descompresión adiabática debido a extensión litosférica de gran escala (McKenzie & Bickle, 1988) y asociada a la propagación de zonas de rift (e.g. cuencas Triásico-Jurásicas andinas de "backarc" entre 25°S y 0° [Romeuf et al., 1997);
- <sup>(3)</sup> desarrollo de "slab windows" relacionados con procesos de subducción a lo largo de márgenes continentales activas (Thorkelson & Taylor, 1989; Hole *et al.*, 1991) después de la colisión y subducción de dorsales mid-oceánicas (e.g. Baja California [Storey *et al.*, 1989], Patagonia meridional [Ramos & Kay, 1992; Stern *et al.*, 1990] y Península Antártica [Hole *et al.*, 1993; 1995]);
- <sup>(4)</sup> "slab roll back", debido a la migración lateral y vertical de material magmático astenosférico en zonas litosféricas previamente adelgazadas o "thin-spots" (e.g. La Antártica-James Ross Island [Hole *et al.*, 1995]).

La Cuenca Oriente de Ecuador, localizada al este de la cordillera andina actual (fig. 1), proporciona nuevas evidencias de un magmatismo continental alcalino-basáltico intra-placa, asociado con la evolución del margen noroccidental de la placa continental sudamericana durante el Cretácico. El mismo se desarrolla sobre una sección sedimentaria Fanerozoica durante condiciones marino someras estables que correspondían a la depositación de las Fms. Cretácicas Hollín y Napo (Barragán *et al.*, en este libro). La distribución geográfica de estos eventos ígneos alcalinos se confina en gran parte a las estructuras pre-extensivas invertidas durante el Cretácico, alineadas a lo largo del Corredor Sacha-Sushufindi en una dirección NNE-SSW en la parte central de la Cuenca.

A continuación, se pone en evidencia los resultados de un estudio geoquímico, geocronológico y tectónico, dirigidos a entender la evolución geodinámica de esta pequeña provincia ígnea máfica, denominada "Volcanismo Basáltico Cretácico de la

70



Figura 1 – Mapa tectónico sintético de la Cuenca Oriente (modificado a partir de Baby *et al.*, 1999) y su relación con la distribución de los eventos volcánicos.

Cuenca Oriente (OBB = Oriente Basin Basalts)", y a establecer su relación con la evolución de la margen noroccidental activa de Sudamérica.

# 1. CUADRO GEOLÓGICO Y CONTROL TECTÓNICO DEL MAGMATISMO CRETÁCICO

La Cuenca Oriente de Ecuador forma parte del sistema actual de cuencas subandinas de ante-país o cuencas de foreland (Marksteiner & Alemán, 1997) desarrolladas entre el escudo Precámbrico Brasileño-Guyanés, al este, y el arco magmático andino actual al oeste (Dashwood & Abbotts, 1990) (fig. 1). Sus configuraciones estructural y estratigrafía han sido descritas en varias publicaciones (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Dashwood & Abbotts, 1990; Balkwill *et al.*, 1995; White *et al.*, 1995; Jaillard, 1997; Baby *et al.*, 1999; Rivadeneira & Baby, 1999). Un resumen del contexto estratigráfico, estructural y de la evolución geodinámica de la Cuenca Oriente se presenta en el capítulo I de este libro.

Sísmica de reflexión muestra que la localización y ocurrencia del volcanismo alcalino-cretácico están restringidas principalmente al Corredor Sacha-Shushufindi siguiendo una dirección NNE-SSW, siendo controlado su emplazamiento por estructuras pre-Cretácicas extensivas, particularmente fallas normales de escala cortical que limitan semi-grabenes Triásico-Jurásicos (figs. 3 y 4, véase fig. 2 para ubicación), invertidos en contexto transpresivo dextral a partir del Cretácico Superior ( $\cong$  90 Ma). Esta relación entre tectónica y volcanismo se ve reflejada en la distribución de los cuerpos magmáticos a escala regional de la cuenca (figs. 1 y 2), sugiriendo que las estructuras pre-existentes ejercieron un control fundamental para la generación del magmatismo cretácico alcalino durante la evolución de la cuenca cratónica Oriente. Por lo tanto, el ascenso de material magmático a la superficie estuvo posiblemente limitado a las discontinuidades estructurales pre-existentes. Dichas zonas litosféricas previamente adelgazadas, correspondientes en la Cuenca Oriente a zonas afectadas por el sistema de Rift pre-Cretácico Tetyano, han sido definidas previamente por Thompson & Gibson (1991) como "thin-spots litosféricos".

## 2. ACTIVIDAD MAGMÁTICA EN LA CUENCA CRETÁCICA ORIENTE

La distribución regional de los cuerpos extrusivos e intrusivos cretácicos reconocidos dentro del ciclo sedimentario Hollín-Napo de la Cuenca Oriente se sumariza en la figura 2. Aunque el volumen de volcanismo generado es relativamente pequeño, el OBB es un evento regional alineado y desarrollado a lo largo de una zona orientada NNE compuesta de por al menos 40 centros eruptivos aislados. Los mismos están caracterizados por depósitos hyaloclástiticos, diques basálticos y cuerpos intrusivos someros gabróicos (sills), el más grande de estos con un espesor de 150 a 200 m, cubriendo un área de 20 km<sup>2</sup> (Áreas Yuralpa-Dayuno, véase figura 2 para localización). Sus características principales son sumarizadas en la tabla 1.

Las facies extrusivas están caracterizadas dominantemente por conos de tobas y maars formando centros volcánicos monogenéticos (Walker, 1993), definidos en varias secciones sísmicas (figs. 3 y 4), y confirmados a través de varios núcleos de perforación y del análisis de registros eléctricos de pozos que atraviesan los mencionados cuerpos ígneos, además de la descripción de afloramientos especialmente en la zona subandina. Los componentes volcanoclásticos, identificados en estas sucesiones volcánicas, consisten principalmente en capas finas de tobas basálticas estratificadas, ceniza fina, fragmentos de lapilli, vidrio basáltico y minerales máficos. Es muy común la presencia de lapilli acrecional y sideromelano que evidencia condiciones depositacionales húmedas y un enfriamiento rápido. La mayoría de los productos volcánicos están palagonitizados. Por lo tanto, estos depósitos volcanoclásticos reconocidos en la sección cretácica sugieren eventos freatomagmáticos con típico estilo eruptivo Surtseyano (Cas & Wright, 1988).

Los cuerpos ígneos intrusivos equivalentes están caracterizados por sills diabásicos-gabróicos y diques basálticos. Los mismos fueron emplazados a varios niveles estratigráficos en la serie cretácica (figs. 3 y 4), y analizados a través de muestras de núcleos de perforación bien preservados sin mayor alteración secundaria (tabla 1, véase fig. 2 para su ubicación). En general, presentan una composición mineralógico y


Figura 2 – Distribución geográfica y localización de los eventos extrusivos e intrusos cretácicos a lo largo de la Cuenca Oriente. Son ubicadas las diferentes muestras analizadas (análisis geoquímicos y radiométricos).



Figura 3 – Secciones sísmicas de reflexión mostrando el emplazamiento de los eventos extrusivos e intrusivos en la Cuenca Oriente, sindepositionales a la Formación Napo Superior durante el Campaniano: (a) cuerpo extrusivo Jaguar (cono de toba o maars); (b) cuerpos extrusivos (cono de tobas) e intrusos someros (gabros) de Yuralpa. Los datos de registros eléctricos y testigos de pozos confirman las interpretaciones sísmicas. Véase figura 2 para la localización de los perfiles sísmicos.

textural uniforme. Petrográficamente, dichos cuerpos intrusivos contienen texturas faneríticas de grano fino siendo olivino el fenocristal dominante ( $\geq 60\%$ ), y labradorita (< 20%) y clinopiroxeno (< 20%) los fenocristales subordinados. La matriz presenta una textura intergranular con olivino, microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, y magnetita. Los diques diabásicos, con texturas dominantemente afaníticas, contienen olivino como fenocristal dominante, teniendo clinopiroxeno y trazas de plagioclasa



Figura 4 – Secciones sísmicas de reflexión que muestran el emplazamiento de los depósitos extrusivos en la Cuenca sindepositionales a las Fms. Hollín Superior y Napo Basal del Albiano: (a) Vista y (b) Tapi (conos de toba). Véase figura 2 para la localización de los perfiles sísmicos.

	Eventos Extrusivos						Eventos Intrusivos			
NNE	Area (*)TobasEspesoBasált(m) (**CTapi100-20Vista100-20		Espesor (m) (**)	Intervalo estratigráfico	Bioestratigráfia Edad (***)	Dikes Basálticos	Sills Gabróicos	Espesor (m) (**)	Edad (Ma) Radiométrica	Método Radiométrico
			100-200 Fm. Hollin		Albiano medio			1-2		
			100-200	Hollin Superior -Napo Basal	Albiano medio			1-2	106 ± 5	<sup>40</sup> Ar/ <sup>40</sup> K (***)
	Jivino							1-25	$101 \pm 0.8$	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar
	Laguna			Napo Inferior	Albian Superior- Cenomanian Inferior			50-60	92 ± 3,9 ?	$^{40}$ Ar/ $^{40}$ K (***)
	Indillana- Itaya		30	Napo Inferior	Albian Superior- Cenomanian Inferior			20		
	Ginta		40	Napo InfMedio	Cenomaniano Superior					
	Auca	<u>UIIIII</u>	20-100	Napo Superior	Turoniano-Santoniano	<u>VIIIIIIII</u>		0.1-1	$91 \pm 4.6$	40Ar/39Ar (***)
1 2	Armadillo		40-80	Napo Superior	Turoniano-Santoniano					
	Cononaco	AIIIII)	50-70	Napo Superior	Turoniano-Santoniano					
1.1	Puma		70	Napo Superior	Coniaciano-Santoniano					
	Jaguar		150-200	Napo Superior	Coniaciano-Santoniano			1		
	Punga- rayacu		10	Napo Superior	Santoniano-Campaniano			1-50		
	Waponi							150	91 ±3	40 Ar/39 Ar
	Yuralpa	IIIII.	100-150	Napo Superior	Santoniano-Campaniano			80-200	$82 \pm 0.5$	40Ar/39Ar
SSW	Dayuno		100	Napo Superior	Santoniano-Campaniano			50-100	84 ± 2	40Ar/39Ar (***)

Tabla 1 - Resumen de los eventos extrusivos e intrusivos encontrados en la Cuenca Oriente.

Información Biostratigráfica (\*) basada en White et al. (1995) y Jaillard et al. (1997).

\*\* Nuevas determinaciones radiométricas a través del método 40Ar-39Ar.

\*\*\* Datos no publicados (Informes Petroproducción no publicados).

como fenocristales subordinados. Los microlitos de plagioclasa, clinopiroxeno, magnetita y óxidos de hierro forman la matriz con una textura igualmente intergranular.

# 3. PROCEDIMIENTOS ANÁLITICOS

La composición y abundancia geoquímica de elementos mayores y menores de muestras representativas del volcanismo cretácico están sumarizadas en la tabla 2. Es importante indicar que la espesa sección cenozoica sobreyacente limita los afloramientos cretácicos de la Cuenca Oriente. Por lo tanto, la distribución de los diferentes cuerpos ígneos, identificados en este estudio, está restringida únicamente a muestras de testigos de pozos exploratorios y al análisis de sus correspondientes registros eléctricos y secciones sísmicas, siendo difícil cuantificar el volumen verdadero de magma generado durante este evento volcánico.

Elementos mayores (Ni, Cr, Sc, V, Ba, Rb, Sr, Zr, Y y Nb) y elementos menores fueron analizados por procedimientos de rayos X y de ICP-MS en el laboratorio de "Washington State University" (Johnson *et al.*, commun. pers., 1998). La precisión fue probada por análisis múltiples de un solo espécimen. Precisión en los elementos mayores es < 2 % de la abundancia absoluta, la precisión de elementos trazas es < 5 % excepto por Nb y Rb, que es del 10 % en muestras con bajo contenido. Datos isotópicos de Sr y Nd (tabla 2) fueron determinados en la "Cornell University". Detalles más precisos del procedimiento utilizados se pueden encontrar en White & Patchett (1984).

Cuatro dataciones radiométricas fueron determinadas usando el método de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar en muestras no alteradas. Estos resultados junto a los datos no publicados de dataciones por el método de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>K (Informes Petroproducción no publicados) son resumidos en la tabla 1 (véase también la figura 2 para su ubicación). Las determinaciones radiométricas fueron realizadas en la "Oregon State University". Las edades fueron calculadas usando el procedimiento descrito en Dalrymple *et al.* (1981), Duncan & Hogan (1994), y Duncan *et al.* (1997).

# 4. CARÁCTER GEOQUÍMICO Y PETROGÉNESIS

A pesar de estar localizados en diferentes posiciones geográficas y presentar un rango amplio de edades ( $\cong$  110-80 Ma), las muestras analizadas exhiben un rango restringido tanto en elementos mayores como en elementos trazas. El volcanismo OBB cae dentro del rango observado para el campo de basaltos alcalinos (fig. 5), en los diagramas de Harker de álcalis total (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) *versus* SiO<sub>2</sub>. Además, están caracterizadas por un alto contenido en TiO<sub>2</sub> ( $\ge$  3 wt%), K<sub>2</sub>O (1,5-2 wt%), Na<sub>2</sub>O (2-3 wt%) y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (> 0,6 wt%), lo que sugiere un origen en zonas profundas astenosféricas. La abundancia de MgO (8,4-15,8 wt%), Ni (50-340 ppm), Cr (270-500) y V (225-350 ppm) sugieren una naturaleza primitiva. El número del magnesio (Mg#) varía entre 60 a 74 con la mayoría de valores sobre 67 (tabla 2). Los mismos representan composiciones primitivas de magmas que han experimentado cantidades pequeñas de fraccionamiento de una fuente mantélica asumiendo para esta última un número de magnesio típico de 88-90 (Wilson, 1993).

	Jivino-1	Auca-16	Auca-23	Pungara	Yuralpa-1
Elementos M	Mayores Normaliza	dos (Peso %):		Jaco	
SiO <sub>2</sub> AI <sub>2</sub> O <sub>3</sub> TiO <sub>2</sub> FeO' MnO CaO MgO K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O	46.43 11.48 3.09 11.73 0,17 12.07 10.48 1.29 2.67 2.67	45.18 13.21 3.20 13.67 0.12 10.83 8.41 2.01 2.54	45.29 9.91 2.72 11.96 0.13 12.30 14.20 0.80 1.93	43,09 11,05 3,21 12,19 0,20 12,44 12,60 1,19 3,19	45.37 9,34 2,49 12,18 0,176 10,88 15,54 1,07 2,52
P <sub>3</sub> O <sub>5</sub>	0,59	0.85	0,76	0.85	0,435
Ni Cr Sc V Ba Rb Sr Zr Y Nb Ga Cu Zn	258 317 24 264 518 26 662 194 25 60.5 20 63 116	58 277 21 276 697 38 1008 246 26 84 23 28 128	344 482 25 250 380 16 460 187 23 60 14 44 141	234 314 28 297 559 14 782 233 26 81 20 58 120	404 535 31 246 301 17 592 168 18 43.1 19.1 56 115
Pb	1	1	4	4	
(ICP-MS)					
La Ce Pr Nd Sm Eu Gd Dy Ho Er Tm Yb Lu Th Hf Ta Pb Cs Mg/Mg+Fe <sup>87</sup> Sr/ <sup>96</sup> Sr	36,93 70,41 8,33 34,85 8,16 2,73 7,61 5,9 1,04 2,34 0,31 1,73 0,25 3,57 4,73 3,55 2,29 0,91 66,000 0,705192	$\begin{array}{c} 47,57\\ 88,99\\ 10,21\\ 41,64\\ 9,65\\ 3,11\\ 8,12\\ 6,12\\ 1,06\\ 2,43\\ 0,31\\ 1,7\\ 0,24\\ 4,87\\ 5,34\\ 4,5\\ 3,78\\ 3,33\\ 57,000\\ 0,704422\\ \end{array}$	40,77 77,11 9,11 38,49 8,6 2,81 7,49 5,57 0,95 2,15 0,27 1,49 0,22 3,81 4,61 3,47 5,59 2,54 71,886	47,08 89,2 10,44 43,39 9,67 3,2 8,55 6,36 1,06 2,43 0,3 1,69 0,23 4,81 5,52 4,86 3,46 3,.97 69,000	57.51 107.03 12.51 52.46 12.25 3.53 10.53 7.69 1.32 2.84 0.34 1.83 0.25 7.10 6.92 5.58 2.23 4.49 74.000 0.703547

Tabla 2 – Composición geoquímica de elementos mayores y trazas de muestras de testigos de perforación de basaltos cretácicos de la Cuenca Oriente (OBB). Análisis geoquímicos de elementos mayores y menores determinados por métodos de XRF y ICP-MFS. Hierro total está expresado como FeO. Las técnicas de análisis están discutidas en el texto y en las referencias citadas. El número de Magnesio (Mg#) fue\_calculado usando FeO/Fe2O3 = 0,33.

(\*) muestras de diques diabásicos.

(\*\*) muestras de sills gabróicos (véase figura 2 para localización de muestras).



Figura 5 – Diagramas de Na2O + K2O vs. SiO2 para las rocas ígneas de la cuenca cretácica Oriente (OBB), y por comparación para otras muestras de diferentes ambientes tectónicos: Punto Caliente, análisis representativo de Morb, y basaltos continentales (CAB) según Cas & Wright (1988). La línea diagonal divide los campos alcalino y toleítico según Reynolds & Geist (1995).

♦ OBB OIB △ N-MORB

FBP (CAB)

0 101 (040

En general, las muestras del volcanismo cretácico de la Cuenca Oriente presentan valores similares de elementos trazas con relación a magmas basáltico alcalinos originados en diversos ambientes tectónicos, sean continentales (Basaltos de "Slab Window", e.g. San Quintín, Baja California [Storey *et al.*, 1989; Saunders *et al.*, 1987], Península Antártica (Hole *et al.*, 1993) y Patagonia (Stern *et al.*, 1990); Basaltos de mesetas continentales o "Continental Flood Basalts", e.g. Provincia de Karoo [Duncan *et al.*, 1997; Gibson *et al.*, 1995]) y oceánicos (Basaltos alcalinos de islas Oceánicas "OIB", e.g. Cameroon [Fitton & Dunlop, 1985] y Galapagos [Geist *et al.*, 1998; Reynolds & Geist, 1995]).

El volcanismo OBB se caracteriza por presentar valores bajos en los radios LILE/ HFSE (e.g.: Ba/Nb  $\approx$  6,33-8.56; Th/Ta  $\approx$  0,98-1,44; La/Nb  $\approx$  0,57-0,67; Ba/Zr  $\approx$  1,79-2,83), (tabla 3; modificado de Shinjo, 1998; Wilson, 1993; Hole *et al.*, 1993), sin presentar la característica deflexión en el contenido de Nb y Ta, típico de magmas relacionados a procesos de subducción (Ramos & Kay, 1992) (fig. 6a). Además, el OBB

	N	No afecta	do por	Basaltos relacionados con procesos de subducción					
1	OBB	MORB	OIB	pluma	"Slab window"	,	"Roll Back"	IAT	HAB y CA
	(Volc. Cretac Cuenca Or.)			mantélica (Camerum)	(San Quintin)	(Antartic Penins)	(James Ross Island)	-	
K/Zr	35,5-67,8	12	44		57,5-60,08			147	216
Rb/Zr	0,06-0,15	0,01	0,1	0,129	0,128-0,138	0,038-0,119	0,09-0,125	0,21	0,35
Ba/Zr	1,79-2,83	0,1	1,7	1,93	1,54-1,83	0,399-1,188	0,877-1,43	5	7,5
Ba/Nb	6,33-8,56	4	7	8,09	7,14-9,19	2,69-8,21	4,73-6,14	157	214
Ba/Ce	4,93-7,83	1	5	5,25	6,86-5,52	1,81-5,4	7,16-8,52	30	13
La/Nb	0,57-0,67	0,97	0,66	0,8056	0,66-0,74	0,61-0,881	1,22-3,47	1,86	7,14
Zr/Nb	2,63-3,89	27	4	4,194	4,5-5,37	4,657-7,66	5,87-10,6	31	29
Zr/Y	7,76-9,46	2,9	7,3	10,34	9,64-7,807	5,43-18,57	4,81-10,46	1,8	2,7
Ce/Yb	40-60	-	-	-	24,61-35,29	15,67-44,978	10,97-45,33	-	-
Sm/Yb	4,71-6,86	-	-	-	2,69-3,72	2,606-4,387	2,61-4,6	-	-
(Ce/Y)n	6,51-8,35	0,7	4,73-9,1	8,78	4,88-7,825	2,58-9,15		1,2	3, 05

Tabla 3 – Radios de elementos incompatibles de OBB y de basaltos de varios ambientes tectónicos. OBB = Basaltos de la Cuenca Oriente (localización de las muestras véase figura 2); IAT = arco de isla toleítico; HAB = basalto de alto-aluminio; CA = basalto calco-alcalino; OIB = basalto de isla oceánica. (Fuente de datos: Wilson, 1993; Sun, 1980; Shinjo, 1998; Fitton & Dunlop, 1985; Storey *et al.*, 1989;

Hole et al., 1995).

08



Figura 6 – Diagramas de araña normalizados con respecto a valores de coindrita: a) mostrando la distribución de elementos de tierras raras en muestras de OBB, es evidente una variación restringida en el rangocomposicional; b) comparando las rocas de OBB (muestra representativa) con otros basaltos de ambientes tectónicos diferentes (OIB, MORB, y basaltos continentales (FBP)). Datos de manto primitivo y de coindrita según Sun & McDonough (1989).

exibe perfiles típicos de basaltos alcalinos tipo OIB, como se observa en los diagramas de multi-elementos normalizados con respecto a valores de MORB y de coindrita (fig. 6b). Estos perfiles son un indicativo de un origen asociado a grados bajos de fusión parcial de una fuente astenosférica profunda (Hole *et al.*, 1995). Igualmente, radios de Ba/Ta (50-150) and La/Ta (8,84-11,75) caen dentro del rango observado para basaltos de origen oceánico (punto caliente-OIB) y de basaltos de origen continental (pluma

mantélica), que no han sufrido interacción con material litosférico enriquecido por procesos de asimilación de corteza continental (fig. 7a). La abundancia de elementos de tierras raras pesados es consistente y la signatura geoquímica de estos magmas basáltico alcalinos (La/Yb  $\approx$  21,3-32,6, Sr/Y  $\approx$ 12,4-32,9, Ce/Yb  $\approx$  40,7-62,3, Sm/Yb  $\approx$  4,7-6,9) confirma un origen asociado a bajos grados de fusión parcial de un manto astenosférico con facies de granate residual, a una profundidad de origen de al menos 80 kilómetros según los modelos propuestos por Ellam (1992) para basaltos primitivos.

La relación de isótopos de Sr y Nd obtenida en tres muestras del volcanismo OBB (fig. 7b) muestra valores (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr: 0,703547-0,705192 y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd: 0,512815-0,512836) dentro del rango observado en basaltos de isla oceánica (OIB), y similar a los campos composicionales de basaltos alcalinos de origen continental (e.g. Península Antártica, James Ross Island y basaltos cratónicos de la Patagonia [Stern *et al.*, 1990]).

### 5. GEOCRONOLOGÍA: EMPLAZAMIENTO DEL MAGMATISMO CRETÁCICO EN LA CUENCA ORIENTE

Nuevas dataciones radiométricas de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar junto con otras de <sup>40</sup>Ar/ <sup>39</sup>K de muestras basálticas en testigos de perforación obtenidos a lo largo de la Cuenca Oriente son resumidas en la tabla 1 (véase fig. 2 para ubicación). Estos datos absolutos combinados con las edades biostratigráficas de los sedimientos circundantes de las Fms. Hollín y Napo, definidas por varios autores (e.g.: Tschopp, 1953; Faucher & Savoyat, 1973; Hoffstetter, 1956; Jaillard, 1997), sugieren una variación cronológica con la posición geográfica para el emplazamiento de estos magmas máficos a partir del Albiano hasta el Campaniano (~110-80 Ma). La figura 8 ilustra la posición estratigráfica de los diferentes eventos ígneos observados en la cuenca ecuatoriana Oriente y su relación con las formaciones cretácicas Napo y Hollín. El evento volcánico más antiguo corresponde a conos de toba basálticos y diques diabásicos, emplazados contemporáneamente a la depositación de la Fm. Hollín Superior en el Albiano Medio-Superior en la parte nor-central de la Cuenca Oriente (áreas de los campos Vista y Tapi, véase la figura 2 para su ubicación). Las edades radiométricas obtenidas confirman el registro biostratigráfico en esta localización ( ${}^{40}Ar/{}^{39}K \cong 106\pm 5$  Ma; Informe Petroproducción no publicado). Evidencias de un volcanismo basáltico alcalino diacrónico se observa a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi, sinsedimentario a las secciones Napo Inferior del Albiano Superior-Cenomaniano en la parte central de la cuenca (áreas de Laguna-Jivino y Ginta), Napo Medio del Turoniano (áreas Auca-Armadillo) y Napo Superior del Santoniano-Campaniano en la parte occidental surcentral de la Cuenca Oriente (zona subandina actual- áreas de Pungarayacu, Yuralpa y Dayuno). Las edades radiométricas, en las correspondientes localidades, confirman igualmente el registro biostratigráfico, respectivamente:  ${}^{40}Ar/{}^{39}Ar \cong 101,6\pm0.8$  Ma y 91±4,6 Ma (Barragán, 1999), parte central de la cuenca;  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar  $\approx$  84±2 Ma (Informe Petroproducción no publicado) y 82±0,5 Ma (Barragán, 1999), parte sur-central occidental de la Cuenca Oriente.

Por lo tanto, la variación cronológica de edades para el emplazamiento de los diferentes cuerpos ígneos máficos está directamente relacionada con la posición geográfica, desde el Albiano ( $\cong$  106±5 Ma) en la parte septentrional de la cuenca, hasta



 Figura 7 – a) Diagrama de Ba/Ta vs. La/Ta (modificado de Ramos & Kay, 1992) mostrando la afinidad general de los magmas de OBB con los basaltos de isla oceánica (OIB). Además, se muestra el campo correspondiente al arco magmático continental andino. b) Variación del 43Nd/144Nd vs. 87Sr/86Sr para los magmas alcalinos OBB y de otros ambientes tectónicos (OIB y MORB) (modificado de White & Hofmann, 1982).



Figura 8 – Sección transversal esquemática que muestra la posición estratigráfica de la facies ígneas observadas en la Cuenca Oriente, y su relación con las diferentes unidades, miembros y formaciones cretácicas de Napo y de Hollín.

el Campaniano (82±0,5 Ma) en la parte central-oeste (Zona Subandina), sugiriendo una migración progresiva del magmatismo hacia el S-SW a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi (fig. 2).

# 6. DISCUSIÓN: GENERACIÓN DEL EVENTO ALCALINO OBB

La Cuenca Oriente de Ecuador registró los cambios geodinámicos asociados con la reorganización de placas tectónicas en el margen noroccidental de Sudamérica durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior. A lo largo del segmento Ecuatoriano-Colombiano, este período ( $\cong$  130-120 Ma) fue marcado por la acreción lateral de terrenos alóctonos (e.g. Chaucha Arenillas - Aspden & Litherland, 1992; Jaillard *et al.*, 2000), y por la cesación de los procesos de subducción y magmatismo relacionados al arco continental Misahualli (Jaillard *et al.*, 1995; 2000). Todos estos eventos dieron lugar a cambios paleogeográficos importantes (Pindell & Tabbutt, 1995): levantamiento y erosión de la sección pre-Cretácica, instalación de una plataforma marina somero en el Cretácico de la Cuenca Oriente (sistema MOP) (Marksteiner & Alemán, 1997; Dashwood & Abbotts, 1990; White *et al.*, 1995), y desarrollo de un magmatismo continental alcalino intra-placa orientado en una dirección casi paralela al arco magmático pre-existente.

Como se mencionó al inicio, la ocurrencia y generación del volcanismo intraplaca en la Cuenca Oriente pueden explicarse por varios mecanismos. Sea por la formación de "slab window" (Thorkelson & Taylor, 1989), por la interacción de un punto caliente (Campbell & Griffiths, 1992; Gibson *et al.*, 1995; Hill, 1993), por la propagación de un rift (McKenzie & Bickle, 1988), o por "slab roll back" de la placa subductada (Hole *et al.*, 1995; Stern *et al.*, 1990). Cualquiera de estos mecanismos tendrá que explicar las siguientes observaciones geológicas:

- el volumen de productos eruptivos generados por este volcanismo alcalino es relativamente pequeño;
- las signaturas geoquímicas e isotópicas de tipo OIB son consistentes con una fuente astenosférica sin ninguna evidencia geoquímica de interacción con componentes de procesos de subducción;
- el control tectónico en el emplazamiento del volcanismo OBB es evidente y es ejercido por las estructuras pre-existentes Triásico-Jurásicas del paleo-rift Tetiano, invertidas en un régimen transpresivo a partir del Turaniano;
- finalmente, la migración del volcanismo hacia el SE a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi y orientado NNE-SSW, es sugerido por la variación cronológica sistemática del magmatismo respecto a la posición geográfica de los diferentes eventos eruptivos, desde el Albiano (~110 Ma) en la parte norte, hasta el Campaniano (~80 Ma) en la parte oeste-central de la Cuenca Oriente.

Primeramente, cualquier posibilidad de magmatismo alcalino asociado a procesos de rifting continental debe ser eliminada. No existen evidencias de extensión litosférica de suficiente magnitud para generar fusión parcial por descompresión adiabática en la Cuenca Cretácica Oriente. En contraste, y como es sugerido por todas las evidencias tectónicas, la mayoría de centros eruptivos

alcalinos son controlados por estructuras invertidas en transpresión desde el Turoniano (Baby *et al.*, 1998; 1999; Rivadeneira & Baby, 1999). Por otro lado, un modelo de punto caliente continental podría explicar la variación sistemática de edades con la posición geográfica, y por lo tanto, la migración magmática del volcanismo alcalino OBB hacia el SE, a lo largo del Corredor Sacha-Shushufindi como es sugerido por los datos radiométricos. Sin embargo, el volumen de volcanismo generado por el evento magmático OBB es pequeño, y no puede ser justificado por un modelo de "hot-spot".

¿Es entonces el evento alcalino OBB un indicador de procesos de "slab window" en la placa subductada del margen ecuatoriano durante el Cretácico inferior? Si éste es el caso, el modelo de "slab-window" podría explicar la generación de volúmenes limitados de magmas máficos en un área que no ha sido afectada por una extensión litosférica significante. Sin embargo estamos omitiendo el elemento más importante de un modelo de "slab window": "slab windows" se forman como consecuencia de la colisión de una dorsal mid-oceánica (Thorkelson, 1996), y no hay evidencias geológicas en la Cuenca Oriente de la interacción de una dorsal después del evento acrecional del terreno alóctono Chaucha-Arenillas ( $\approx$ 130-120 Ma) (Jaillard *et al.*, 2000; Aspden & Litherland, 1992), debido a que la subducción cesó automáticamente a lo largo del margen ecuatoriano.

Proponemos, por lo tanto, un mecanismo de "slab-roll back" como el proceso más probable para explicar el origen de este magmatismo alcalino intracontinental tan peculiar en la cuenca cretácica Oriente. La figura 9 (a-c) muestra un esquema del modelo geodinámico propuesto. A partir de la cesación de los procesos de subducción, después del evento acrecional (fig. 9a), el material relicto de la placa subductada correspondiente a su parte más baja fue gravitacionalmente hundida y rotada como resultado del gran contraste de densidades con el material astenosférico circundante (fig. 9b). Esto resultó en una migración lateral y vertical de material mantélico astenosférico no modificado por procesos de subducción, siguiendo posiblemente la trayectoria de la subducción jurásica previa, y posiblemente remplazando la cuña mantélica SSW-NNE pre-existente. Esto simplemente pudo inducir el "roll-back" de la porción de placa oceánica subductada (fig. 9c). A partir del Albiano (~110 Ma), el material astenosférico no modificado por procesos de subducción migró lateralmente y verticalmente siguiendo las paleo-estructuras del rift Triásico-Jurásico o "thin-spot" litosférico, promoviendo fusión parcial y facilitando la evacuación de magmas a la superficie, especialmente en la parte nor-central de la cuenca. La inversión tectónica a partir del Turoniano (90 Ma) (Baby et al., 1999) generó la reactivación total en transpresión de las estructuras extensivas pre-existentes, que originó la migración del magmatismo alcalino hacia el S-SW, siguiendo la trayectoria del Corredor Sacha-Shushufindi. Ejemplos similares, que vienen lo más cercano posible a demostrar este mecanismo, son los observados en la evolución magmática de James Ross Island de la Península Antártica (Hole et al., 1995), y en las lavas basálticas de las pampas patagónicas (Stern et al., 1990).





### CONCLUSIONES

La composición geoquímica e isotópica del volcanismo cretácico alcalino en la Cuenca Oriente (OBB) es consistente con un origen astenosférico no afectado por procesos de subducción. Exhibe un rango restringido en la variación composicional: contenidos bajos de SiO<sub>2</sub> (42,58-46,72 %), altos en álcalis (3,4-4,6 %), bajos en elementos incompatibles (e.g. Ba/Nb  $\approx$  6,33-8,56; Th/Ta  $\approx$  1-1,44; La/Nb  $\approx$  0,57-0,67; Ba/Zr  $\approx$  1,79-2,83), y valores isotópicos de Sr–Nd (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 0,703547-0,705192, <sup>143</sup>Nd/ <sup>144</sup>Nd 0,512815-0,512836), todos ellos similares a basaltos tipo OIB originados en una pluma mantélica o punto caliente.

Un mecanismo de "slab roll-back", asociado con la migración lateral y vertical de magma astenosférico, facilitó la generación del volcanismo alcalino intra-placa en la Cuenca Oriente cretácica, a partir de la cesación de los procesos de subducción ( $\approx$  130-120 Ma). El rift pre-Cretácico ejerció un control fundamental en la generación de estos magmas, actuando como "thin-spots" litosféricos. En la Cuenca Oriente, la inversión tectónica a partir del Turoniano ( $\approx$  90 Ma) dio lugar a la reactivación en transpresión de las estructuras extensivas pre-existentes, originando la migración hacia el S-SW de la actividad magmática, y siguiendo la dirección del Corredor Sacha-Shushufindi.

### Agradecimientos

El presente trabajo representa un resumen de una parte de la tesis doctoral obtenida por R. Barragán en la Universidad Paul Sabatier de Toulouse (Francia).

Los autores agradecen especialmente a Petroproducción por proporcionar acceso a la información radiométrica y a todas las muestras de testigos de perforación obtenidas para análisis geoquímicos y radiométricos. Nuestros agradecimientos a Dennis Geist por sus revisiones constructivas.

# **Referencias citadas**

- ASPDEN J. & LITHERLAND M., 1992 The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 187-204.
- BABY P., RIVADENEIRA M., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F., DÁVILA C., GALARRAGA M., MAROCCO R., VALDEZ A., VEGA J. & BARRAGÁN R., 1998 – Structural style and timing of hydrocarbon entrapments in the Ecuadorian Oriente Basin. *American Association of Petroleum Geologist*, Annual Meeting, Rio de Janeiro, Brazil, Abstracts: 464-465.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGÁN R., 1999 Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99); Univ. Göttingen (Germany), Extended Abstracts Volume: 68-72.
- BALDOCK J.W., 1982 Geología del Ecuador. Boletín de Explicación del Mapa Geológico del Ecuador al 1:1 000 000. *D.G.G.M ed.*, Quito, Ecuador, 66 p.
- 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 Sédimentation dans le Bassin Crétacé Équatorien. *Ph.D Thesis*, Laboratoire de Dynamique de Bassins, Université Paul Sabatier, Toulouse III, France, 223 p.
- CAMPBELL I. & GRIFFITHS R., 1992 The changing nature of mantle hotspots through time: Implications for the chemical evolution of the mantle. *The Journal of Geology*, 92: 497-523.

CAS R. & WRIGHT J., 1988 - Volcanic Successions. Chapman & Hall, 466 p.

DALRYMPLE G., ALEXANDER E., LANPHERE M. & KRAKER G., 1981 – Irradiation of samples for <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating using the geological Survey TRIGA reactor. U. S. Geol. Surv. Prof. Pap., 1176, 55 p.

- DASHWOOD M. & ABBOTS I., 1990 Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. In: Brooks J., ed., Classic Petroleum Provinces: Boulder, Colorado, Geological Society Special Publication, 50: 89-117.
- DUNCAN R. & HOGAN L., 1994 Radiometric dating of young MORB using the <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar incremental heating method. *Geophys. Res. Lett.* 21: 1927-1930.
- DUNCAN R., HOOPER P., REHACEK J., MARSH J. & DUNCAN A., 1997 The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. J. Geophys. Res. 102: 18127-18138.
- ELLAM R., 1992 Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology*, 20: 153-156.
- FAUCHET 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.
- FITTON J. & DUNLOP H., 1985 The Cameroon line, West Africa, and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 72: 23-38.
- GEIST D., NAUMANN T., LARSON P.B., 1998 Evolution of Galapagos magmas: mantle and crustal level fractionation without assimilation. *Journal of Petrology* 39: 953-971.
- GIBSON S., THOMPSON R., DICKIN A. & LEONARDOS O., 1995 High-Ti and Low-Ti mafic potassic magmas: key to plume-lithosphere interactions and continental floodbasalt genesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 141: 325-341.
- HILL R., 1993 Mantle plumes and continental tectonics. Lithos, 30: 193-206.
- HOFFSTETER R., 1956 Lexique stratigraphique international, Amérique Latine-Ecuador. Congrés Géologique International-Comission de Stratigraphie, V, fascicule 5a, 191 p.
- HOLE M., ROGERS, G. & SAUNDERS A., 1991 Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology*, 19: 657-600.
- HOLE M., KEMPTO P. & MILLAR I., 1993 Trace-element and isotopic characteristics of small degree melts of the asthenosphere: Evidence from the alkalic basalts of the Antarctic Peninsula. *Chemical Geology*, 109: 51-68.
- HOLE M., SAUNDERS A., ROGERS G. & SYKERS M., 1995 The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. From Smellie, J. L. (ed.), 1995, Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate margins, Geological Society Special Publication, 81: 265-285.
- JAILLARD E., SEMPERE T., SOLER P., CARLIER G. & MAROCCO M., 1995 The role of Thethys in the evolution of the northern Andes between late Permian and late Eocene times. *In:* The Ocean Basins and Margins, Volume 8: The Thethys Ocean, edited by A. E. M. Nairn et al., Plenum Press, New York.
- JAILLARD E., 1997 Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. *Petroproducción – Orstom*, 163 p.
- JAILLARD E., HÉRAIL G., MONFRET T., DIAZ-MARTINEZ E., BABY P., LAVENU A., DUMONT J. F., 2000 – Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northermost Chile. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), Tectonic Evolution of South America, 31<sup>st</sup> International Geological Congress, Rio de Janeiro: 481-559.
- KERR A., SAUNDERS A., TARNEY J., BERRY N. & HARDS V., 1995 Depleted mantle-plume geochemical signatures: no paradox for plume theories. *Geology*, 23: 843-846.
- MARKSTEINER R. & ALEMÁN A., 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.
- MCKENZIE D. & BICKLE M., 1988 The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625-679.

- PINDELL J. L. & TABBUTT K. D. 1995 Mezosoic-Cenozoic andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. *In:* A. J. Tankard, R. Suárez S. & H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: *AAPG* Memoir 62: 101-128.
- RAMOS V. & KAY S. M., 1992 Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- REYNOLDS R. & GEIST D., 1995 Petrology of basalts from Sierra Negra volcano, Galápagos Archipelago. *Journal of Geophysical Research*, 100, 24: 537-553.
- RIVADENEIRA M. & BABY P., 1999 La Cuenca Oriente: Estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción. *Petroproducción – Institut de Recherche pour le Dévelopement*, 88 p.
- ROMEUF N., MUNCH P., SOLER P., JAILLARD E., PIK R., AGUIRRE L., 1997 Mise en évidence de 2 lignées magmatiques dans le volcanisme du Jurassique inférieur de la zone Subandine Équatorienne. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 324, IIa: 361-368.
- SAUNDERS A., ROGERS G., MARRINER G., TERRELL D. & VERMA S., 1987 Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 223-245.
- SHINJO R., 1998 Petrochemistry and tectonic significance of the emerged late Cenozoic basalts behind the Okinawa Troughs Ryukyu arc system. *Journal of Vulcanolgy and Geothermal Research*, 80: 39-53.
- SOLER P. & SEMPERE T., 1993 Stratigraphie, géochimie et signification paléotectonique des roches volcaniques basiques mésozoïques des Andes Boliviennes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 316: 777-784.
- STERN C., FREY F., FUTA K., ZARTMAN R., PENG Z. & KYSER T., 1990 Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotopic composition of Pliocene and Quaternary alkali basalts of the Patagonia Plateau lavas of southernmost South America. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104: 294-308.
- STOREY M., ROGERS G., SAUNDERS A. & TERRELL D., 1989 San Quintín volcanic field, Baja California, Mexico: 'within-plate' magmatism following ridge subduction. *Terra Research*, 1: 195-202.
- SUN J. & MCDONOUGH W., 1989 Magmatism in the ocean basins. In Saunders A. D. and Norry M. J., ed., Special Publication: Geological Society of America, 42: 313-345.
- THOMPSON R. & GIBSON S., 1991 Subcontinental mantle plumes, hotspots and pre-existing thin-spots. *Journal of the Geological Society*, London, 148: 973-977.
- THORKELSON D. & TAYLOR R., 1989. Cordilleran slab windows. Geology, 17, 833-836.
- THORKELSON D., 1996 Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255: 47-63.
- TSCHOPP H. J., 1953 Oil explorations in the Oriente of Ecuador. AAPG.Bull., 37, 2303-2347.
- WALKER G., 1993 Basaltic-volcano systems. In: Prichard, H., Alabaster, T., Harris, N., and Neary, C., (eds), Magmatic processes and plate tectonics, Special Publication: Geological Society of America, 76: 3-38.
- WHITE W. & HOFMANN A., 1982 Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296: 821-825.
- WHITE, H., SKOPEC, R., RAMIREZ, 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. & Welsink, H. J., eds., Petroleum basins of South America: *American Association of Petroleum Geologist* Memoir 62: 573–596.

### ECUADOR: MAGMATISMO ALCALINO INTRA-PLACA EN LA CUENCA CRETÁCICA 91

- WHITE W. & PATCHETT J., 1984 Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crustal mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 167-185.
- WILSON M., 1993 Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics? *Journal of the Geological Society*, 150: 977–990.

# DINÁMICA DE LA CUENCA DE ANTE-PAÍS ORIENTE DESDE EL PALEÓGENO

Frédéric Christophoul <sup>(1)</sup>, José David Burgos <sup>(1–2)</sup>, Patrice BABY <sup>(1, 2\*)</sup>, Jean-Claude Soula <sup>(1)</sup>, Séverine Bès de Berc<sup>(1, 2\*\*)</sup>, Celso Dávila<sup>(2)</sup>, Michel Rosero <sup>(2, 3)</sup>, Marco Rivadeneira <sup>(2)</sup>

### Resumen

Desde fines del Cretácico Superior, la Cuenca Oriente se ubica en posición de retrocuenca de antepaís relacionada con el crecimiento de una protocordillera de los Andes. El tema de este artículo es mostrar la evolución de esa cuenca de antepaís en términos de relaciones tectónica-sedimentación a lo largo del Paleógeno y del Neógeno. En base al análisis de facies sedimentarias, datos de subsuelo y mapas isópacos, varios son los indicios que muestran una deformación tectónica sinsedimentaria, como son:

- a escala local, numerosas discordancias progresivas en el Paleógeno;
- a escala regional, ciclos de "loading/unloading" durante el Paleógeno y el Neógeno.

Todos esos procesos tectónicos tienen una firma particular en la sedimentación contemporánea de la cuenca de antepaís. Cada modo de respuesta sedimentaria está ilustrado. Un modelo de evolución geodinámica es propuesto.

**Palabras claves**: Ecuador, Cuenca Oriente, relaciones tectónica-sedimentación, Paleógeno, Neógeno.

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup>LMTG, IRD/CNRS/UPS. 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France (christop@Imtg.obs-mip.fr, jcsoula@Imtg.obs-mip.fr)

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12-857, Quito, Ecuador [<sup>\*</sup> Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18-Perú (<u>Patrice.Baby@ird.fr</u>)]. [<sup>\*\*</sup> Dirección actual: BRGM-SGR/GUA. Morne Houëlmont, Route de l'Observatoire, 97 113 Gourbeyre, Guadeloupe, France (<u>S.BesdeBerc@brgm.fr</u>)].

<sup>&</sup>lt;sup>(3)</sup> Oxy-Ecuador, Quito, Ecuador.

### INTRODUCCIÓN

Las cuencas de antepaís han sido siempre zonas favorables para el estudio de los eventos orogénicos a través de su relleno sedimentario (Burbank, 1996; DeCelles & Giles, 1996; Sinclair, 1997). En forma clásica, los ciclos "loading-unloading" tienen una firma sedimentaria típica, tanto en términos de geometría de los cuerpos sedimentarios como de sucesión de las superficies de erosión. Dichos fenómenos generan secuencias de depósitos de orden 2 según Vail et al. (1991). Los sedimentos paleógenos y neógenos de la Cuenca Oriente (fig. 1) tienen grabado la evolución de la misma durante dicho periodo. La evolución tectóno-sedimentaria de la Cuenca Oriente se caracteriza por una tasa de acortamiento débil (menos de 10 %; Baby et al., 1999a), y parece muy diferente a la de las otras cuencas subandinas (en Perú, Bolivia o Colombia), donde la tasa de acortamiento al nivel del prisma orogénico es mucho más importante. Sin embargo, desde el fin del Cretácico superior, la Cuenca Oriente (fig. 1) se ubica en posición de retro-cuenca de antepaís de los Andes ecuatorianos (Barragán et al., capítulo 1 de este libro). Así, en los depósitos terciarios de la cuenca, hemos podido interpretar la firma sedimentaria de la evolución de los Andes ecuatorianos. Por medio del análisis sedimentario, de mapas isópacos y de datos de subsuelo, en este artículo, tratamos de mostrar las modalidades de la respuesta sedimentaria a los fenómenos tectónicos que afectaron la cordillera y la cuenca de antepaís. Proponemos además un modelo de evolución geodinámica.

### 1. ESTRATIGRAFÍA

## 1. 1. Paleógeno

El Paleógeno de la Cuenca Oriente (fig. 2) está constituido por cuatro formaciones: Tena, Tiyuyacu, Orteguaza y Chalcana. Aunque empieza en el Paleógeno, la Fm. Chalcana será descrita en el párrafo sobre el Neógeno, para agrupar las formaciones según una lógica tectóno-sedimentaria y no solo cronoestratigráfica. La Formación Tena, que empieza en el Cretácico superior, está interpretada como parte del ciclo cretácico (Barragán *et al.*, capítulo 1 de este libro).

La Formación Tiyuyacu (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Almeida, 1992; Marocco *et al.*, 1996; Zambrano *et al.*, 1996; Valdez Pardo, 1997; Christophoul *et al.*, 2002a) tiene una edad eocénica (fig. 2). Ha sido dividida en dos miembros en base a criterios sedimentológicos y tectónicos (Marocco *et al.*, 1996; Baby *et al.*, 1999a; 1999c). El miembro inferior (Tiyuyacu inferior) tiene una edad eocénica inferior. La base de la Formación Tiyuyacu corresponde a una superficie de erosión, identificada en afloramientos y en sísmica (Baby *et al.*, 1999a; 1999c). El miembro superior tiene una edad eocénica medio a superior. Una datación radiométrica (<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar) de un nivel de toba ubicado cerca de la base del Mb. Tiyuyacu superior (Campo Bermejo, norte del levantamiento Napo) dio una edad de 46+/- 0,4 Ma, que corresponde al Eoceno medio (Christophoul *et al.*, 2002; Gradstein *et al.*, 2004).

La Formación Orteguaza (fig. 2) de edad oligocénica inferior (Zambrano *et al.*, 1996) está constituida por depósitos marinos, y se desarrolla hacia el este de la cuenca. En la zona subandina, los depósitos equivalentes son continentales y pertenecen a la



Fig. 1 – Mapa de ubicación y mapa geológico simplificado de la Cuenca Oriente (modificado de Baby et al., 1999).

96 CHRISTOPHOUL, BURGOS, BABY, SOULA, BÈS DE BERC, DÁVILA, ROSELO, RIVADENEIRA

ž



Fig. 2 – Columna estratigráfica sintética del Paleogeno y Neógeno de la Cuenca Oriente (modificado de Baby *et al.*, 1999; Christophoul, 1999; Bès de Berc, 2003).

Formación Chalcana; sin embargo, al norte en las márgenes del río Aguarico, al sur del campo Bermejo, se encuentran sedimentos marinos. La Formación Chalcana por lo tanto empieza en el Oligoceno inferior, donde corresponde al equivalente continental de la Fm. Orteguaza, y alcanza el Mioceno (Zambrano *et al.*, 1996).

### 1. 2. Neógeno

La estratigrafía del Neógeno de la Cuenca Oriente es bien conocida desde el punto de vista litoestratigráfico, aunque existen pocos datos bioestratigráficos (*i.e.* Tschopp, 1953; Baldock, 1982). Cuatro formaciones (fig. 2) están descritas en este rango de tiempo :

- La Formación Chalcana, de edad oligocénica superior a miocénica (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Baby et al., 1999a);
- La Formación Arajuno, de edad miocénica superior (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Baby *et al.*, 1999a; Rosero, 1999);
- La Formación Chambira, de edad miocénica superior a pliocénica;
- La Formación Mera, de edad pleistocénica (Bès de Berc, 2003).

Todas esas formaciones se depositaron en un depocentro único. Sus tasas de sedimentación máximas en el centro de la Cuenca Oriente, computadas según el método de "backstripping" (Einsele, 1992) son:

Fm. Chalcana: 86 m.Ma<sup>-1</sup>;

Fm. Arajuno: 162 m.Ma<sup>-1</sup>;

Fm. Chambira: 336 m.Ma<sup>-1</sup>.

Todas esas formaciones están constituidas por depósitos fluviales, excepto la Fm. Curaray en la cual se encuentran depósitos marinos.

# 2. SEDIMENTOLOGÍA

### 2. 1. Metodología

Se ha utilizado la metodología de Miall (1977; 1985; 1996) para analizar los depósitos de las diferentes formaciones fluviales. Este método empieza por la identificación de litofacies (caracterizadas por su granulometría promedio y sus estructuras sedimentarias) en afloramientos claves. La tabla 1 presenta los códigos que corresponden a las litofacies identificadas. Después, se han definido las asociaciones de litofacies típicas de "elementos arquitectónicos" (tabla 2; Miall, 1985), que corresponden a cuerpos sedimentarios característicos del lecho fluvial (relleno de canal, barra de migración, llanura de inundación). Finalmente, esos elementos arquitectónicos son combinados para definir el "estilo fluvial" de la formación estudiada y han sido comparados con los modelos clásicos de facies (*i.e.* Miall, 1977; 1996; Bentham *et al.*, 1993; Bridge, 2003).

Las direcciones de paleocorrientes han sido determinadas por medio de imbricaciones de clastos, direcciones de progradación de barras o por medio de la estratificación cruzada en artesas, siguiendo los métodos de Potter & Pettijohn (1963),

Codigo	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Conglomerado macizo con	Granocreciente o granodecre-	flujo torrencial viscoso,
	mayor proporción de matriz	ciente. No existente a débil	muy potente
Gmg	Conglomerado macizo con	Granocreciente o grano	flujo torrencial viscoso,
0	mayor proporción de matriz	decreciente	menos potente
Gci	Conglomerado con clastos juntos	Granocreciente	flujo de escombros
Gcm	Conglomerado macizo con clastos juntos	Ninguna	flujo torrencial con carga de fondo importante, caudal turbulento.
Gh	Conglomerado con mayor proporción de matriz	Estratificación horizontal, imbricaciones de clastos	Barras longitudinales, resedimentación
Gt	Conglomerado estratificado	Estratificación cruzada en artesas	Elemento de relleno de canal,base de barra de acreción lateral
Gp St	Conglomerado estratificado Arenisca fina a gruesa	Estratificación cruzada plana Artesas aisladas cruzada	Barra de gravas Dunas 3D
Sp	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Estratificación plana en láminas aisladas o en estratificación cruzada	Dunas transversales 2D
Sr	Arenisca fina a gruesa	ripples	Ripples de corriente
Sh	Arenisca fina a gruesa	Estratificación o	Flujo no canalizado
SI	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Estratificación cruzada de bajo ángulo	Relleno de cavamiento del fondo, dunas arrastradas, antidunas
Ss	Arenisca fina a gruesa o conglomeratica	Cavamiento del fondo poco profundo	Relleno de cavaviento del fondo, dunas arrastradas, antidunas
Sm Fl	Arenisca fina a gruesa Areniscas, limolitas o arcillolitas	Macizo o laminación débil Laminación delgada o pequeñas ripples	Corrientes gravitacionales Depósitos de crecida o de baja de crecida, relleno de canal abandonado
Fm	Limolitas, arcillolitas	Masivas, grietas de desecación	Depósitos de crecida en la Ilanura de inundación o relleno de canal abandonado
Fr	Limolitas, arcillolitas	Macizo, trazas de raíces, bioturbación	Zona con vegetación de la llanura de inundación o suelo poco maduro
С	Carbón, arcillas bituminosas	Flora fosil, laminación horizontal	Depósitos de pantano con vegetación
Р	Paleosuelos, concreciones carbonatadas, niveles de óxidos de hierro.	Trazas de pedogénesis: nódulos, cortezas	Suelo maduro con precipitaciones químicas

Tabla 1 – Nomenclatura de las litofacies encontradas en las formaciones fluviales de la Cuenca Oriente (modificado de Miall, 1977; 1996).

Elemento arquitectural	Sím- bolo	Asociación de facies	Geometría y sucesión
Canales ( <b>Channels</b> )	СН	Todos tipos de facies	Base erosiva, concavidad hacia el tope, tope plano cuando no está erosionado, morfología y tamaño variable. Se encuentra adentro superficies de 3er orden con concavidad hacia el tope
Canal de "Crevasse" (Crevasse Channel)	CR	Sr, Fl	Base cóncava, relleno con alternancias de Sr y Fl
Barra de gravas (Gravel Bar)	GB	Gm, Gp, Gt	Lentes o cuerpos tabulares, interestra- tificada con elementos SB.
Barra arenosa ( <b>Sandy Bedforms</b> )	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lenticular, tabular o prismático, elemento de relleno de canal o de delta de "Crevasse".
Barra de Acreción Longitudinal <b>Macroform)</b>	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lenticular con base planar o concava y tope convexo contiene surperficies convexas hacia el tope de 3 <sup>er</sup> orden. Surperficie superior de 4 <sup>to</sup> orden.
Barra de Acreción Lateral (Lateral Accretion Macroform)	LA	St, Sp, Sh, SI, Se, Ss, (Gm), Gt, Gp	Cuerpo prismático, sigmoïdal, con superficies cóncavas o convexas de 3 <sup>er</sup> orden.
Canal de confluencia (Hollow scour)	НО	Gh, Gt, St, Sl	Base cóncava hacia el tope, relleno asimétrico.
Flujos gravitacionales (Sediment gravity flows)	SG	Gmm, Gmg, Gci. Gcm	Base cóncava hacia el tope, clásicamente asociada con elementos GB
Cuerpos arenosos laminados (Laminated Sand Sheets)	LS	Sh, Sl, (Sp, Sr)	Cuerpo arenoso con gran extensión lateral de espesor decimétrica a métrica.
Depósitos de crecida en (Flooding - Overbank fines)	FF	Fm, Fl	Cuerpos isópacos con gran extensión lateral, la llanura de inundación aveces asociados con elementos SB o rellenos des canales abandonados (CH(FF))
Levées (Levees)	LV	FI	Cuerpos prismáticos con base irregular o plana y tope convexo hacia el tope, espesor superior a 10 metros y de más de 1 km de ancho.

# Tabla 2 – Nomenclatura de los elementos arquitectónicos encontrados en las formaciones fluviales de la Cuenca Oriente (modificado de Miall, 1985; 1996).

aplicados en el marco del método de los elementos arquitectónicos de Miall (1985; 1996).

### 2. 2. Sedimentología de las formaciones paleógenas

### 2. 2. 1. Fm. Tiyuyacu

Afloramientos de la Formación Tiyuyacu se encuentran principalmente en el hundimiento sur del Levantamiento Napo, pero también en el norte de la zona subandina, en el campo petrolero Bermejo, y al sur en la Cordillera de Shaime (este de la Cordillera de Cutucú). Su base corresponde a una superficie de erosión regional (Baby *et al.*, 1999a; 1999c; Christophoul *et al.*, 2002) identificada tanto en afloramientos como en sísmica. La base del Miembro superior es también una superficie de erosión a tal punto que en ciertos lugares de la cuenca (cordillera de Shaime), el miembro inferior está completamente erosionado, por lo que el Miembro Tiyuyacu superior sobreyace directamente a la Fm. Tena.

### Miembro inferior

El Miembro inferior de la Fm. Tiyuyacu aflora escasamente en la cuenca. Está expuesto en la quebrada Tiyuyacu, en las márgenes del río Misahuallí, cerca a su desembocadura en el río Napo, y en la carretera Tena-Puyo, a pocos kilómetros de Puerto Napo en dirección al Puyo.

El Miembro Tiyuyacu inferior está constituido principalmente de conglomerados y en menor proporción de areniscas gruesas y de lutitas (fig. 3a). Los conglomerados contienen un 90 % de cherts rojizos y angulosos y 10% de cuarzos lechosos y rocas metamórficas. Dichos depósitos están organizados en rellenos de canales complejos (elemento CH; Miall, 1996, ver tabla 2). Dentro de esos elementos CH se encuentran facies tipo Gt y Gp (Miall, 1996, ver tabla 1) que pueden ser interpretados como barras de gravas (GB, tabla 2). Hacia arriba, se encuentran cuerpos arenosos mostrando facies SI y Sm (tabla 1) organizados en elementos DA (tabla 2). El tope de los canales está conformado por areniscas finas y a veces por lutitas en facies Fl y P (tabla 1) revelando elementos arquitectónicos tipo FF (tabla 2). Esos rellenos de canales se repiten mostrando una evolución grano decreciente.

En secciones sísmicas, el Miembro Tiyuyacu inferior presenta discordancias progresivas (fig. 4), que registran una deformación en la cuenca durante su depositación. Este tipo de discordancias progresivas se encuentra al nivel de cada gran estructura de la cuenca. Esas variaciones de espesor localizadas en pequeñas estructuras generan una repartición de los depósitos del miembro Tiyuyacu Inferior bastante particular (ver sección siguiente).

### Miembro superior

El Miembro Tiyuyacu superior aflora igualmente en la zona subandina. La mejor sección conocida se encuentra en el norte, en el campo petrolero Bermejo (fig. 3b). La sección está formada en su mayoría por conglomerados y en menor proporción por



Fig. 3 – Columnas sedimentológicas de las formaciones paleógenas de la Cuenca Oriente: 3a –
 Miembro inferior de la Formacion Tiyuyacu (sección de Puerto Napo); 3b – Miembro superior de la Formación Tiyuyacu (sección del Campo Bermejo); 3c – Formación Orteguaza (sección del "Puente del Suizo", Cascales). Ubicación de las secciones en la figura 1.





Fig. 4 – Sección sísmica mostrando una discordancia progresiva en el miembro inferior de la Formación Tiyuyacu, ubicación en la figura 1.

areniscas y lutitas. Las litofacies identificadas en el Miembro Tiyuyacu superior son parecidas a las del Miembro Tiyuyacu inferior. La sección se presenta como una repetición de un motivo elemental en lo cual se encuentran, de la base al tope, las litofacies Gp, Gt (tabla 1, Miall, 1996) St, Sr, y al tope, Fl, P y Fr. Esa última asociación sola se encuentra al tope de la sección y no ha sido preservada en la base. Junto con los datos de paleocorrientes, las asociaciones pueden ser agrupadas en elementos arquitectónicos del tipo DA (o LA para algunas en las que se presentan direcciones de paleocorrientes más dispersas) y GB. Las asociaciones Fl, P y Fr pueden ser agrupadas en elementos FF (tabla 2; Miall, 1996). Esa repetición puede ser interpretada como resultando del apilamiento de canales fluviales. Esos canales parecen ser simétricos. La presencia de una gran proporción de elementos DA, con una granulometría fuerte, y la baja preservación de las facies de llanura de inundación (FF) nos permiten interpretar un tipo de ríos entrenzados de baja sinuosidad con transporte de clastos únicamente por carga de fondo, sin flujos de lodo. Es importante notar que la naturaleza de los clastos encontrados en el Mb. Tiyuyacu superior cambia drásticamente respecto a la del Miembro Tiyuyacu inferior : los clastos son en un 90 % de cuarzo lechoso.

### 2. 2. 2. Fm. Orteguaza

Solamente es conocido un afloramiento de la Formación Orteguaza, descrito por Marocco *et al.* (1996), Valdez Pardo (1997) y Christophoul *et al.* (2002), e ilustrado por la figura 3c. Este afloramiento se ubica al este del frente subandino, a orillas del río Aguarico, cerca de la población de Cascales, junto al "Puente del Suizo". Ahí, se encuentra una columna continua de las formaciones Tiyuyacu, Orteguaza y Chalcana (ver párrafo siguiente).

La sección es de aproximadamente 40 metros de altura y se compone de lutitas, en parte arenosas, verdosas, endurecidas, intercaladas con bancos de areniscas medias a gruesas y areniscas conglomeraticas al tope de la sección. La base de la sección está representada por areniscas gruesas glauconíticas sin estructuras sedimentarias, sobre las cuales se desarrollan unos 10 metros de lutitas compactadas, a veces arenosas, sobreyacidas por unos 5 metros de intercalaciones de lutitas verdes con capas de areniscas. Las primeras areniscas son glauconíticas, y hacia el tope se identifican "ripplemarks" y "megaripples" 3D. Sobre esta sección, se encuentran 5 metros de lutitas verdes a veces bioturbadas. Luego empieza un apilamiento granocreciente con disminución progresiva del espesor de las intercalaciones de lutitas mostrando un cambio progresivo de ambientes de depositación ("landward stepping"; Van Wagoner et al., 1990). Las estructuras sedimentarias encontradas en esta parte, de la base al tope son: "flaser"y "wavy bedding" y "trough cross bedding", lechos de areniscas gruesas en la base y de conglomerados al tope. Las intercalaciones de lutitas muestran una intensa bioturbación y moldes de bivalvos. En términos de ambientes de depositación, la Fm. Orteguaza muestra una mezcla de ambientes partiendo de una plataforma abierta (lutitas y lutitas bioturbadas), pasando por zonas bajo influencia de mareas (caracterizada por "flaser" y "wavy bedding") hasta una llanura aluvial (canales conglomeraticos al tope).

La sección descrita puede ser divida en dos ciclos transgresivos / regresivos (fig. 5). Ambos ciclos pueden ser evidenciados en los perfiles de pozos. La figura 5 muestra que el intervalo regresivo, al fin del primer ciclo, es menos evidente hacia el este, mostrando un cambio de facies menos marcado que en el oeste de la cuenca. En la parte central, este intervalo regresivo es bien marcado dando la repuesta eléctrica clásica de la Fm. Orteguaza en doble campana. Hacia el oeste, este intervalo desaparece mostrando que el cambio de facies debido a la regresión no es tan importante como en la parte central de la cuenca. La desaparición de este intervalo progradante se debe probablemente al hecho de que, en esta área (al nivel del subandino actual), estaba dominado por ambientes continentales.

### 2. 3. Sedimentología de los depósitos fluviales neógenos

### 2. 3. I. Fm. Chalcana

La Fm. Chalcana aflora principalmente en los flancos y en el periclinal sur del Levantamiento Napo. Los mejores afloramientos conocidos se ubican cerca de Cascales, en la orilla del río Aguarico (fig. 6a), y en la carretera Tena Puyo, a pocos kilómetros del puente sobre el río Napo, en dirección al Puyo.



Fig. 5 – Correlacion oeste-este de pozos para la Formacion Orteguaza a través de la Cuenca Oriente, ubicación en la figura 1.



Fig. 6 – Columnas sedimentológicas de las formaciones neógenas de la Cuenca Oriente: 6a – Formación Chalcana (sección del "Puente del Suizo", Cascales); 6b – Formación Arajuno (sección de la carretera Puerto Napo-Santa Rosa y del río\_Arajuno); 6c – Formación Chambira (sección del río Uchuculín, sinclinal de Tálag, oeste de Tena); 6d – Formación Mera (columnas de la depresión de Santa Inés y de Mera). Ubicación de las columnas en la figura 1.

La mayor parte de los sedimentos encontrados a lo largo de la sección del río Aguarico son depósitos finos (arcillolitas, limolitas) intercalados con finos lentes de areniscas finas a medias. Pocas estructuras sedimentarias pudieron ser identificadas. Las litofacies identificadas (tabla 1) son de tipo Fr, Fsm y P en los sedimentos finos, y Sh-St en las areniscas. Litofacies St fueron encontradas en los lentes de areniscas, las mismas que pueden interpretarse como canales de "crevasse" (elemento de tipo CR, en tabla 2). La asociación de facies Fr, Fsm y P en las arcillolitas y las limolitas es clásicamente interpretada como característica de ambientes de llanura de inundación. Ese tipo de asociación de elementos arquitectónicos con un importante desarrollo de la llanura de inundación con depósitos de "crevasse splay" puede ser interpretado como un tipo de río meandriforme de baja sinuosidad con carga sedimentaria fina ("sandy meandering"; Miall, 1996), o como ríos anastomosados comparables a los ríos de la llanura amazónica actual. La ausencia de depósitos correspondientes a los canales principales indica que la sección está ubicada en una zona interdistributaria.

El estudio de las paleocorrientes (fig. 7a) indica dos direcciones principales: una NO-SE y la otra N-S. Estos datos pueden ser interpretados como resultado de un drenaje perpendicular a la Protocordillera andina desembocando en un tributario paralelo a la misma cordillera.

#### 2. 3. 2. Fm. Arajuno

La Fm. Arajuno aflora principalmente a orillas del río Napo y del río Arajuno. Se han encontrado también buenos afloramientos en la carretera Puyo-Tena y Puerto Napo-Sta. Rosa.

Esta formación (fig. 6b) está constituida principalmente por areniscas finas a gruesas, conglomerados intercalados con limolitas y arcillolitas rojizas. En las areniscas, se han encontrado litofacies (tabla 1) de tipo St y Sh. En los conglomerados solo se han encontrado facies correspondientes a procesos de transporte de sedimentos por tracción (Gh, Gp, Gs, Gt). En las limolitas y las arcillolitas, se identificaron facies Fl, Fsm y P. Estas litofacies pueden ser agrupadas en elementos arquitectónicos de tipo LA (tabla 2), DA o FF. Esa coexistencia de elementos LA y DA demuestra que el estilo fluvial de la Fm. Arajuno correspondía a un sistema de tipo divagante de baja sinuosidad con carga sedimentaria gruesa, donde se han encontrado conglomerados "Gravel wandering", y a meandros con carga arenosa de baja sinuosidad "Sandy Meandering" donde la granulometría es más baja.

El estudio de las paleocorrientes (fig. 7b) muestra dos direcciones principales de drenaje: ONO-ESE o cerca de O-E y N-S, igual a lo encontrado en la Fm. Chalcana. Se puede notar que posiblemente el eje del drenaje longitudinal se desplazó hacia el este.

### 2. 3. 3. Fm. Chambira

La Fm. Chambira aflora esencialmente en la Depresión Pastaza, a lo largo del río Napo, y en el sinclinal de Talag al oeste de Tena. La mayor parte de la formación (fig. 6c) está formada de conglomerados con una mayoría de clastos de cuarzo lechoso con matriz arcillo-arenosa cuarzosa. En la parte basal, se encontraron litofacies tipo Gt



Fig. 7 – Mapa de paleocorrientes de las formaciones neógenas de la Cuenca Oriente:
 7a - Formación Chalcana; 7b - Formación Arajuno; 7c - Formación Chambira;
 7d - Formación Mera.

y Gms. En la parte superior, se ven conglomerados pasando progresivamente a depósitos más finos (areniscas y limolitas) con litofacies Gt, Gh, St, Sr y Fr en menor proporción (tabla 1). Los elementos arquitectónicos correspondientes son de tipo SG, GB (barra de gravas), HO y SB (barra emigrante de arena). Este conjunto de elementos arquitectónicos indica un tipo de río potente con episodios de flujos de lodo (caracterizados por los elementos SG). El conjunto SG/GB es clásico de los ríos entrelazados (Miall, 1996; Bridge, 2003). La presencia de flujos gravitacionales (SG) indica una pendiente bastante fuerte del lecho, como se puede encontrar en ríos de piedemonte, cerca de la zona apical de un abanico aluvial ("Fanhead entrenchment", Schumm, 1993).

Las paleocorrientes (fig. 7c) tienen una dirección principal que va de NO-SE a E-W, indicando un drenaje transversal. Parece que el drenaje longitudinal identificado en la Fm. Chalcana y Arajuno desaparece en la Fm. Chambira.

### 2. 3. 4. Fm. Curaray

La Formación Curaray está descrita como el equivalente hacia el este de las formaciones Arajuno y Chambira (Tschopp, 1953; Baldock, 1982; Baby *et al.*, 1999a). Puede además ser considerada como el equivalente en la Cuenca Oriente de la Formación Pebas conocida en la Cuenca Marañón (Roddaz *et al.*, en prensa). Esta formación se compone de areniscas con estructuras de marea. Se encontró también una fauna marina (Bristow & Hoffstetter, 1977) caracterizada por tortugas marinas y cocodrilos. Esta fauna y las estructuras sedimentarias permiten interpretar la Fm. Curaray como resultado de ambientes costeros (¿estuarios?). No se pudo evidenciar una dirección de paleocorrientes nítida en estos depósitos.

### 2. 3. 5. Fm. Mera

La Formación Mera aflora principalmente en los márgenes del Río Pastaza donde constituye las paredes de su terrazas aluviales holocenas. Constituye un abanico de piedemonte cuyo ápex se ubica a algunos kilómetros aguas arriba de Shell. El abanico actual del Pastaza (ver Bès de Berc *et al.*, capítulo 1 de este libro) se sobrepone en parte al abanico de la Fm. Mera. Los mejores afloramientos conocidos de la Fm Mera se ubican en la depresión de Santa Inés (Bès de Berc *et al.*, capítulo 1 de este libro) y al nivel de Shell y Mera.

La formación está conformada por depósitos gruesos (fig. 6d), esencialmente constituidos de material volcánico (clastos y matriz arenosa a conglomeratica) y en menor proporción de clastos de granito o de rocas metamórficas. Esos componentes constituyen a veces lentes donde representan la mayoría de los clastos.

La granulometría de los depósitos es fuerte y sus elementos alcanzan a veces más de 1 metro de diámetro. Las litofacies encontradas son de tipo Gp, Gt, Gmm et Gmt y también Sp y Sh, dispuestas en lentes en los conglomerados. Estas facies pueden ser agrupadas en elementos arquitectónicos de tipo GB (Gp y Gt), SG (Gmm, Gmt) y SB (Sp, Sh). Esa asociación de barras de gravas (GB) y de flujos de bloques (con poco lodo en ese caso) es típica de ríos entrenzados con doble régimen hidráulico ubicados en la cabecera del abanico aluvial, donde se producen frecuentes "debris flow". En ese caso, los elementos SB preservados pueden ser interpretados como dunas de arenas depositadas durante el descenso del agua luego de una crecida. Ese estilo fluvial es muy parecido al drenaje observado actualmente en el río Pastaza.

Los datos de paleocorrientes indican una corriente principal O-E separándose en corrientes SW-NE y NW-SE hacia el este (fig. 7d).

# **3. REPARTICIÓN ESPACIAL DE LOS SEDIMENTOS**

Para este párrafo, hemos realizado mapas isópacos en base a un banco de datos de más de 220 pozos exploratorios de la cuenca. Según la formación estudiada, el

número de pozos utilizado para interpolar los mapas isópacos varían entre 70 y 220. El algoritmo de interpolación utilizado es de "curvatura mínima".

### 3. 1. Paleógeno

Los isópacos del Miembro Tiyuyacu inferior muestran un espesor que varia de 20 a 450m (fig. 8a). Dos áreas de poco espesor aparecen en la zona subandina (controladas por afloramientos) y en la zona oriental de la cuenca. Entre esas dos zonas, se observa un eje deposicional de orientación N-10° Este. En este eje, se ven dos depocentros, uno en la parte norte, y otro al sur del corredor Sacha-Shushufindi. Un último depocentro se ubica en la parte centro sur de la cuenca. Es importante acotar que aparte de esos depocentros de importancia regional, se encuentran una multitud de depocentros locales de tamaño kilométrico.



Fig. 8 – Mapas isópacos de las formaciones paleógenas y neogenas de la Cuenca Oriente: 8a – Formación Tiyuyacu (Mb. Inferior); 8b – Formación Tiyuyacu (Mb. Superior) y Fm. Orteguaza; 8c – Formaciones neogenas.
Los isópacos del conjunto Miembro Tiyuyacu superior/Orteguaza (fig. 8b) (que no parecen separadas por superficies de erosión ) muestran un espesor que varía entre 200 y 440 m, con contrastes débiles de espesor, observándose esencialmente 2 depocentros: uno, complejo, en el norte de la cuenca; y el otro en el suroeste, junto a la frontera con Perú.

#### 3. 2. Neógeno

Los depósitos neógenos de la Cuenca Oriente presentan un eje depositacional alineado en dirección N10°-N20° (fig. 8c), siguiendo la morfología actual de la cordillera. El depocentro se ubica en la Depresión Pastaza. En las secciones sísmicas, las relaciones estratigráficas demuestran que la Formación Arajuno/Curaray sobreyace a la Formación Chalcana en onlap en la parte este de la cuenca, sellando las estructuras de Tiputini (Rosero, 1999).

### 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

#### 4. 1. Paleógeno

Muchos autores (Fauchet & Savoyat, 1973; Aspden & Litherland, 1992; Baby *et al.*, 1999a; Christophoul *et al.*, 1999) han propuesto que la cuenca de antepaís oriental inició su desarrollo con la progresiva emersión de la protocordillera entre la zona de forearc y la Cuenca Oriente.

Un estudio reciente de Spikings et al. (2000) presenta resultados de trazas de fisión de apatita y de zircón. Esos datos corresponden a tres cortes a través de la Cordillera Real. Los resultados muestran que hubo dos períodos de exhumación rápida, durante el Eoceno y el Neógeno. El período de exhumación durante el Eoceno puede ser considerado como la firma de un evento tectónico en la cordillera. Se puede correlacionar esta intensa exhumación con la acreción del bloque Piñon en la Costa (Van Thournout et al., 1992; Jaillard et al., 1997; Pecora et al., 1997). Se puede suponer que esa exhumación acompañó a un levantamiento (posiblemente mediante corrimientos), que produjo un ascenso de la cordillera y, una flexura de la placa suramericana bajo el peso de la misma. En la Cuenca Oriente, se hace evidente la elevación de las fuentes de sedimentos y la flexura por el inicio de la sedimentación fluvial y su acumulación (consecuencia de la subsidencia) en el piedemonte (Miembro Tiyuyacu inferior). Ese fenómeno correspondería a un período de "tectonic loading". Más al este en la cuenca, este evento tectónico en la cordillera se manifiesta por una inversión de las estructuras pre-cretácicas, iniciando discordancias progresivas locales (Baby et al., 1999a; 1999c; Christophoul, 1999).

Durante el Eoceno Medio y Superior, la exhumación continúa fuertemente en la Cordillera. En la Cuenca Oriente, se observa un importante cambio sedimentológico, así:

- se forma una superficie erosiva regional (base del MiembroTiyuyacu superior);
- aumenta la madurez de los sedimentos (el porcentaje de clastos cuarzosos se incrementa, y los clastos son más redondos, mostrando un transporte más largo);

- en la parte proximal de la cuenca (Zona Subandina actual), el miembro Tiyuyacu inferior se encuentra erosionado (totalmente en ciertas partes);
- las discordancias progresivas identificadas en el miembro Tiyuyacu inferior desaparecen.

Estas constataciones muestran un cambio geodinámico importante. La exhumación en la cordillera, junto con la erosión del Miembro Tiyuyacu inferior, demuestra que durante el Eoceno Medio y Superior, hubo levantamiento y erosión (siendo alimentado con más sedimentos el miembro Tiyuyacu superior) de la cordillera, sin subsidencia relacionada en la cuenca de antepaís (erosión del Miembro Tiyuyacu inferior). Así se puede pensar que ese levantamiento sin subsidencia corresponde a un período de "erosional unloading". Esa calma tectónica se confirma con la terminación de la inversión de las estructuras pre-cretácicas en la cuenca. En términos de paleomorfología, la madurez sedimentaria indica un aumento del transporte, que puede ser relacionado a una erosión regresiva que alarga los tributarios principales. Esto está confirmado por la ocurrencia en la matriz de los conglomerados del miembro Tiyuyacu superior, de arcillas azules conocidas en la Cordillera Occidental (Valdez Pardo, 1997), y con el cambio de fuente sedimentaria entre los miembros Tiyuyacu inferior y superior sugerido por Ruiz (2002).

Al fin del Eoceno o principios del Oligoceno, la exhumación en la cordillera se reduce (Spikings *et al.*, 2000). En la cuenca de antepaís, se observa una reducción de la tasa de sedimentación y la aparición de depósitos marinos (Fm. Orteguaza). Los resultados de Delfaud *et al.* (1999) indican, en base al análisis de minerales arcillosos, que la cordillera estaba bajo los 1000 m de altura. Esta detención de la exhumación, junto con este dato de la cordillera con una altura promedia baja, indica que el proceso de "erosional unloading" siguió durante el Eoceno medio, superior y durante el Oligoceno. La reducción de altura indica una tasa de surrección/erosión < 1, lo que significa que la cordillera pasó progresivamente de un estado de evolución de topografía de "Steady state", durante el Eoceno inferior (Mb. Tiyuyacu inferior), a "Post Steady State" del Eoceno medio hasta el Oligoceno (Mb. Tiyuyacu superior y Fm. Orteguaza).

#### 4. 2. Neógeno

El estudio sedimentológico de los depósitos fluviales neógenos de la Cuenca Oriente demuestra que el sistema fluvial evolucionó, desde una llanura aluvial (Fm. Chalcana), hasta un sistema de abanicos aluviales de piedemonte (Fm. Chambira y Mera). Al mismo tiempo, el drenaje cambió desde un drenaje esencialmente longitudinal, a un drenaje transversal. Este tipo de evolución demuestra que la Cuenca Oriente pasó de una cuenca de antepaís sub-alimentada a sobre-alimentada (*sensu* Jordan, 1996).

Además, el aumento progresivo de la granulometría promedio de los depósitos se puede correlacionar con el aumento de la potencia de los ríos y, asimismo, con el aumento general de su pendiente, como se ha demostrado en otras cuencas, por ejemplo en la cuenca de antepaís de los Alpes, *i.e.* Homewood *et al.* (1986). Esta observación empata con los resultados de otros trabajos como los de Delfaud *et al.* (1999), que demuestran, en base a análisis de minerales arcillosos, que la cordillera era bastante baja

(inferior a los 1000 metros de altura) al fin del Oligoceno y, que esa altura no dejó de subir durante todo el Neógeno. Por otra parte, los estudios de surrección de la Cordillera Real, deducidos de trazas de fisión de apatita y zircón por Spikings *et al.* (2000), muestran que hubo dos episodios con fuerte tasa de exhumación en el Mioceno inferior y superior. Esto permite suponer que por lo menos la relación surrección/erosión era positiva (relieve en "pre-steady state").

Una evolución de ese tipo, en términos de potencia de ríos, ha sido también reconocida en la cuenca subandina de Bolivia (Horton & DeCelles, 2000). Pero, al contrario de las cuencas subandinas de Bolivia, Perú (Gil Rodríguez, 2001; Gil Rodríguez *et al.*, 2001) y Colombia (Cooper *et al.*, 1995), que formaron varios depocentros, fueron progresivamente integrados al prisma orogénico mientras los corrimientos progresaban hacia el este. En Ecuador, la depositación de los sedimentos se hizo en un solo depocentro, con tasa de sedimentación promedia hasta el Pleistoceno superior (Bès de Berc, 2003). La surrección actual de la Cuenca Oriente, puesta en evidencia por la fuerte incisión de las formaciones pre-holocénicas (Bès de Berc, 2003), por parte de los ríos actuales, parece aumentar, haciendo pasar la cuenca de una zona de depocentro, a una zona de erosión, aunque las otras cuencas subandinas siguen acumulando sedimentos (Baby *et al.*, 1999b).

La evolución de la red de drenaje, y la progradación hacia el este de los sucesivos abanicos aluviales revelada por este estudio, muestran que esos abanicos resultan de su propia expansión en el borde de la cuenca de antepaís, y que no son dirigidos por la migración hacia la cuenca de los corrimientos o un aumento de la tasa de acortamiento, como es admitido clásicamente.

Eso supone que esa evolución resulta de otros procesos como el "erosional unloading" (ver párrafo precedente) u otro proceso de escala cortical.

# **Referencias citadas**

- ALMEIDA T. B., 1992 Estudio regional de la Formación Tiyuyacu. Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador, 125 p.
- ASPDEN & J. A. & LITHERLAND M., 1992 The geology and Mesozoic history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 187-204.
- BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F., ROSERO J., GALARRAGA M., VALDEZ A., MAROCCO R. & RIVADENEIRA M., 1999a – Deformación y ciclos tectonosedimentarios en la Cuenca Oriente, versión 1.0, Convenio ORSTOM-Petroproducción, Quito, Ecuador, 75 p.
- BABY P., GUYOT J. L., DENIAUD Y., ZUBIETA D., CHRISTOPHOUL F., RIVADENEIRA M. & JARA F., 1999b – The high Amazonian Basin-: tectonic control and mass balance. In: Manaus'99 - Hydrological and Geochimical Processes in Large Scale Basins, Manaus, Brazil.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGÁN R., 1999c Style and timing of deformation in the Oriente of Ecuador. In: 4th International Symposium of Andean Geodynamics, Vol. 1 (Ed. by Orstom), ORSTOM, Göttinge: 68-72.
- BALDOCK J. W., 1982 Boletín de Explicación del Mapa Geológico del Ecuador. DGGM, Quito, Ecuador.

- BENTHAM P.A., TALLING P.J. & BURBANK D.W., 1993 Braided streams and floodplains in a rapidly aggrading basin: the Escanilla Group, Spanish Pyrenees. *In:* Best JL, Bristow C.S. (eds) Braided rivers, *Geological Society Special Publication* 75-: 177-194.
- BÈS DE BERC S., 2003 Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviatile (exemple de la zone subandine équatorienne, haut bassin amazonien). Phd, Université Paul Sabatier.
- BRIDGE J. S., 2003 Rivers and Floodplains, forms, processes and sedimentary record. Blackwell Science Ltd., London, 491 p.
- BRISTOW C.R. & HOFFSTETTER R., 1977 Lexique stratigraphique international: Ecuador. *C.N.R.S.*, Vol. 5, Amérique Latine, Fasc. 5, Équateur, 2 édition, Paris, 412 p.
- BURBANK D. W., 1996 Causes of the recent Himalayan uplift deduced from deposited pattern in the Ganges Basin. *Nature*, 357: 680-682.
- CHRISTOPHOUL F., 1999 Discrimination des influences eustatiques et tectoniques dans les bassins liés à des chaînes de convergences : exemples du bassin Subandin d'Équateur. Phd, Université Paul Sabatier.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DÁVILA C., 2002a Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin-: the Ecuadorian Oriente from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, 345: 281-298.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P., SOULA J.-C., ROSERO M. & BURGOS J. D., 2002b Les ensembles fluviatiles néogènes du bassin subandin d'Équateur et implications dynamiques. *Compte Rendus Géosciences*, 334: 1029-1037.
- COOPER E., et al., 1995 Basin development and tectonic history of the Llanos basin, Eastern Cordillera, and the Middle Magdalena Valley, Colombia. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79: 1421-1443.
- DECELLES P. G. & GILES K. A., 1996-Foreland Basin Systems. Basin Research, 8: 105-123.
- EINSELE G., 1992 Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer-Verlag, Berlin, 592 p.
- DELFAUD J., SABRIER M., LAVENU A. & MAROCCO R., 1999 Reconstitution des étapes de la surrection des Andes d'Équateur à partir de l'interprétation de minéraux argileux contenus dans les bassins intramontagneux (Miocènes à Actuel). Bulletin de la Société Géologique de France, 170 (1): 13-24.
- FAUCHET B. & SAVOYAT E., 1973 Esquisse Géologique des Andes de l'Équateur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XV(1-2): 115-142.
- GIL RODRÍGUEZ W., 2001 Evolución lateral de la deformación de un frente orogenico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial #4, Lima, Perú, 146 p.
- GIL RODRÍGUEZW., BABY P. & BALLARD J. F., 2001 Structure et contrôle paléogégraphique de la Zone Subandine Péruvienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences IIa*, 333: 741-748.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G & 38 otros colaboradores, 2004 A Geological Timescale 2004, Cambridge University Press.
- HOMEWOOD P., ALLEN P. A. & WILLIAMS G. D., 1986 Dynamics of the Molasse basin of western Switzerland. In: Foreland Basins, IAS Special Publication Vol. 8 (Ed. by P. A. Allen and P. Homewood): 199-217.
- HORTON B. K. & DECELLES P. G., 2000 Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the Central Andes, Southern Bolivia: implications for drainage network evolution of fold-thrust belts. *Basin Research*, 13:<u>4</u>3-63.
- JAILLARD É., MASCLES G. & BENITEZ S., 1997 Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc équatorienne\_en relation avec l'évolution géodynamique. Bulletin de la Société Géologique de France, 168: 403-412.
- JORDAN T. E., 1995 Retroarc foreland and related basins. *In: Tectonics of sedimentary basins* (Ed. by C. J. Busby and R. V. Ingersoll), Blackwell Science, London: 331-362.

- MAROCCO R., VALDEZ PARDO A. & RIVADENEIRA M., 1996 Sedimentología de las formaciones de edad eocena y oligocena de la Cuenca Oriente, Convenio ORSTOM-Petroproducción, Quito, Ecuador, 35 p.
- MIALL A. D., 1977 A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, 13: 1-62.
- MIALL A. D., 1985 Element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Review*, 22: 261-308.
- MIALL A. D., 1996 The Geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Blackwell Science, London, 582 p.
- PECORA L., JAILLARD É. & LAPIERRE H., 1999 Paleogene accretion and dextral displacement of an oceanic terrane in northern Peru. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, IIa*, 329 (6): 389-396.
- POTTER P. E. & PETTIJOHN F. J., 1963 Paleocurrents and basin analysis. Springer Verlag, Berlin, London, New York, 326 p.
- RODDAZ M., BABY P., BRUSSET S., HERMOZA W. & DARROZES J.M., in press Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: the case study of the arch of Iquitos (Peru), *Tectonophysics* (ISAG Special publicatio).
- ROSERO M., 1999 Análisis tectóno-sedimentaria y interpretación geodinámica de las secuencias Oligocenas y Neógenas de la Cuenca Oriente Ecuatoriana. Tesis de grado, Universidad Central del Ecuador, 104 p.
- RUIZ G., 2002 Exhumation of the northern Sub-Andean Zone of Ecudor and its source regions: a combined thermochronological and heavy minerals approach. Phd, Swiss Federal Institute of Technology Zurich.
- SINCLAIR H. D., 1997 Tectonostratigraphic model for underfilled peripheral basins: an Alpine perspective. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (3): 324-346.
- SCHUMM S. A., MOSLEY M. P. & WEAVER W.E., 1987 Experimental Fluvial Geomorphology, Wiley Interscience, New Yourk, 411 p.
- SPIKINGS R., SEWARD D., WINKLER W. & RUIZ G., 2000 Low temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: tectonic insights for zircon, and apatite fission tracks analysis. *Tectonics*, 198 (4): 649-668.
- TSCHOPP H. J., 1953 Oil explorations in the Oriente of Ecuador. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 37: 2303-2347.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N. & PÉREZ-CRUZ C., 1991 The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. *In:* Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A. (eds) "Cycles and Events in Stratigraphy", Springer-Verlag: 617-659.
- VALDEZ PARDO A., 1997 Reinterpretación sedimentológica, estratigráfica de la Formación Tiyuyacu y su relación con la tectónica del Terciario inferior. Tesis de Grado, Universidad Central del Ecuador.
- VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. & QUEVEDO L., 1992 Allochtonous terranes in nothwestern Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 205-221.
- VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. & RAHMANIAN -V.D., 1990 Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. AAPG Methods Exploration Series, 7.
- ZAMBRANO I., ORDOÑEZ M. & JIMÉNEZ N., 1996 Microplaeontología de 63 muestras de afloramientos de la Cuenca Oriental Ecuatoriana, Labogeo, Petroproducción, distrito de Guayaquil, Guayaquil, Ecuador, 45 p.

# CUANTIFICACIÓN DE LAS EROSIONES TERCIARIA Y PLIO-CUATERNARIA EN LA PARTE SUR DE LA CUENCA ORIENTE

José David Burgos <sup>(1)</sup>, Patrice BABY <sup>(1, 2\*)</sup>, Frédéric Christophoul <sup>(1)</sup>, Jean-Claude Soula <sup>(1)</sup>, Philippe Rochat <sup>(3)</sup>

#### Resumen

Los sistemas de cuencas de ante-país son zonas de tránsito donde los sedimentos provenientes de la erosión de las cadenas montañosas son primero acumulados, luego transferidos progresivamente hacia los océanos. La Cuenca Oriente que se sitúa sobre el borde oriental de los Andes ecuatorianos, constituye un buen ejemplo de cuenca de ante-país, donde los procesos de transferencia de sedimentos son relativamente rápidos. La evolución geodinámica de la Cuenca Oriente es bien conocida, sin embargo no existen análisis cuantitativos de los procesos de la erosión del Eoceno medio y del fin del Neógeno y Cuaternario. Este artículo presenta las primeras cuantificaciones de dichos procesos. Los cálculos son realizados a partir de indicadores térmicos y marcadores de enterramiento sedimentario tales como la reflectancia de vitrinita y trazas de fisión de apatitas. Ellos han permitido la calibración de modelizaciones simulando la subsidencia y erosión de la cuenca desde el Eoceno, a lo largo de un corte regional que pasa sobre su parte sur. En el Eoceno medio, la erosión (entre 0,6 mm/a - 1 mm/a) decrece hacia el este, y está ligada a un período con poca deformación y rebote isóstatico (descarga orogénica). Al final del Neógeno y en el Cuaternario, en el oeste de la Cuenca Oriente la erosión es intensa (0,8 mm/a), producto del emplazamiento y deformación de la Zona Subandina, mientras que en la parte central de la cuenca, la erosión es nula y por el contrario muestra subsidencia (zona de foredeep). Al este de la Cuenca, la erosión reciente es estimada en 0,16 mm/a y se explicaría por el levantamiento del forebulge del sistema de ante-país.

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup>LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France (<u>burgos@lmtg.obs-mip.fr</u>, <u>christop@lmtg.obs-mip.fr</u>).

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador. [\* Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18-Perú (Patrice.Baby@ird.fr)].

<sup>&</sup>lt;sup>(3)</sup> TOTAL Colombie, BP730, 92007 Nanterre (philippe.rochat@hocol.com.co).

**Palabras claves**: Ecuador, cuenca de ante-país, termocronología, modelización, tectónica, sedimentación, erosión.

# INTRODUCCIÓN Y PROBLEMÁTICA

Desde el fin del Mioceno, la Cuenca Oriente está sometida en gran parte a procesos de levantamiento y erosión. Igual tipo de procesos se ha registrado en el Eoceno medio como muestra el estudio de los sedimentos continentales de la Formación Tiyuyacu (Christophoul *et al.*, 2002).

En este estudio, trataremos de cuantificar por primera vez los espesores de sedimentos erosionados durante estos dos períodos, a partir de indicadores de paleotemperaturas como la reflectancia de vitrinita y las trazas de fisión de apatita que han registrado la historia de enterramiento sedimentario de la Cuenca Oriente. Los valores de sedimentos erosionados han sido reconstituidos modelizando la historia de subsidencia de la cuenca (programa *Genex*) calibrada a partir de los indicadores de paleotemperaturas. Los valores obtenidos serán discutidos y puestos en su contexto geodinámico.

# 1. METODOLOGÍA

#### 1. 1. Indicadores de paleotemperaturas

Los indicadores térmicos de baja o semi-baja temperatura presentan características físicas o químicas que registran la historia térmica de la cuenca, y así el hundimiento y/ o erosión de la misma (Shi *et al.*, 2000).

En este estudio, utilizamos la reflectancia de vitrinita (Ro) y el análisis de trazas de fisión de apatita (AFTA), que son consideradas como las herramientas más adecuadas para este tipo de trabajo.

La vitrinita es un gel (macerado) derivado de las plantas superiores ligníticas luego de su descomposición química y gelificación. Con el incremento de madurez de la vitrinita, su composición química, estructura y características ópticas sufren cambios. La reflectancia de vitrinita está ligada a la acción de la temperatura y del tiempo y es irreversible (Peters & Cassa, 1994; Shi *et al.*, 2000). Ésta registra la historia del enterramiento sedimentario.

Una traza de fisión de apatita (AFT) —la apatita es un mineral que se encuentra en la mayoría de depósitos arenosos)— es la zona disturbada en la estructura del cristal de apatita, causada por la fisión generada por la descomposición radioactiva (Bray *et al.*, 1992; Shi *et al.*, 2000). Una traza fresca es una zona cilíndrica que termina por dos extremos cónicos. Cuando hay un aumento del enterramiento sedimentario y por ende de la temperatura, las trazas se adelgazan y se retraen, desapareciendo a partir de 110 °C. Este fenómeno es conocido como "*track annealing*". Si la temperatura disminuye como consecuencia de una disminución de la profundidad de enterramiento (por ejemplo durante una erosión), nuevas trazas se forman durante el nuevo paso por la isoterma 110 °C. Cuando las trazas frescas se conservan, estas pueden ser datadas. Este es un método cuantitativo que permite estimar paleotemperaturas y espesores de sedimentos erosionados, así como las velocidades de erosión cuando la edad de la traza de fisión es inferior a la edad estratigráfica.

# 1. 2. Modelización Genex

Para realizar las modelizaciones de los indicadores de paleotemperaturas, se utilizó el programa *Genex Single Well* versión 2. 2. (IFP, BEICIP-FRANLAB, 1995) que es un programa de simulación matemática que permite modelizar la madurez de las rocas madres. Este programa reproduce la historia térmica, subsidencia y erosión de las cuencas sedimentarias. Luego de calibrar la termicidad, la modelización se hace por el método de ensayos y errores, entrando varias posibilidades de columnas sedimentarias, donde se hace variar los espesores de sedimentos erosionados.

# 1. 3. Datos

Los datos han sido obtenidos en gran parte dentro del convenio IRD-Petroproducción y corresponden principalmente a datos de roca madre: valores de reflectancia de vitrinita (Ro) y tipo de kerógeno. Estos datos provienen de pozos petroleros y afloramientos.

Las muestras para la reflectancia de vitrinita (tabla 1) provienen de la Formación Napo basal (*cf.* Barragán *et al.*, capítulo 1 de este volumen), que es la roca madre principal de la Cuenca Oriente (Tschopp, 1953; Rivadeneira, 1986; Jaillard, 1997; Bernal, 1998), y corresponde a lutitas y calizas marinas ricas en materia orgánica.

Una muestra para AFTA ha sido tomada en la Formación Misahuallí que aflora solamente en la Zona Subandina. Esta muestra proviene de Patuca (Cordillera de Cutucú). La Formación Misahuallí corresponde a una secuencia volcano-detrítica formada por la puesta en sitio del arco volcánico del Jurásico superior (Romeuf *et al.*, 1995).

Para estimar las temperaturas del subsuelo y así caracterizar su estado térmico actual, hemos compilado valores de temperaturas de fondo de pozo (BHTs), a partir de los registros de más de 100 pozos de la Cuenca Oriente (Ver 4. 4.).

Pozo/ afloramiento	Formación	Profundidad (m)	Ro
Bobonaza-1	Napo	-4108	0.58
Bobonaza-1	Napo	-4187	0.58
Bobonaza-1 Napo		-4309	0.59
Amazonas-1	Napo	-2901	0.57
Amazonas-1	Napo	-2987	0.58
Amazonas-1	Napo	-3022	0.61
Shaime	Napo	afloramiento	0.59

Tabla 1 – Datos de reflectancia de vitrinita.

Datos de espesores, composiciones litoestratigráficas y porosidades de las diferentes formaciones sedimentarias estudiadas, fueron tomados de los estudios geológicos ligados a la exploración petrolera (Reportes Internos de Petroproducción).

# 2. LOCALIZACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

Los datos disponibles no permiten estudiar la Cuenca Oriente en su totalidad por lo que este estudio será realizado en la parte sur de la cuenca donde los datos de pozos y afloramientos permiten efectuar un corte regional (*cf.* fig. la y fig.lb).

En este corte, serán utilizados los datos de reflectancia de vitrinita de dos pozos de la cuenca de ante-país (Amazonas-1 y Bobonoza-1) y de un afloramiento de la Zona Subandina (Shaime). El único AFTA disponible (Patuca: flanco oeste de la Cordillera de Cutucú) da importantes indicaciones sobre la erosión. El pozo Bobonaza-1 se sitúa en la parte más profunda de la cuenca, que no parece haber sufrido erosión reciente. El mismo permitirá efectuar la calibración de los parámetros térmicos.

# 3. MODELIZACIONES Y CÁLCULOS DE EROSIÓN

### 3. 1. Calibración de la termicidad

El punto de partida en la reconstrucción de la historia térmica de una cuenca es el actual, donde se puede medir la termicidad. La medida más utilizada para estimar la termicidad de la corteza es el flujo de calor "*Heat Flow*" (cantidad de calor que atraviesa una superficie dada por unidad de tiempo). No obstante, los estudios de flujo de calor en cuencas sedimentarias son generalmente más difíciles y raros que sobre el basamento cristalino. En efecto, las rocas sedimentarias tienden a tener permeabilidades más altas y están más expuestas a perturbaciones hidrológicas (Lee & Deming, 1999). En el presente caso, no poseemos datos de termicidad de alta precisión. Los datos disponibles son las temperaturas de fondo de pozo (BHTs) tomados de los registros de pozos petroleros.

Para la calibración utilizamos el pozo Bobonaza-1, puesto que está situado en la zona actualmente más profunda de la Cuenca Oriente, y *a priori* la menos sometida a erosión.

La calibración del pozo Bobonaza-1, realizada con el programa Genex (IFP, BEICIP-FRANLAB, 1995), da por resultado un valor de flujo de calor en esta parte de la Cuenca Oriente de **20 mW/m<sup>2</sup>** a nivel del basamento (fig. 2). Este valor es normal en una cuenca de ante-país (*cf.* BEICIP-FRANLAB, 1995).

# 3. 2. El AFTA de Patuca

#### 3. 2. I. Modelización con AFTsolve

Las edades de las trazas de fisión de apatita y sus longitudes están fuertemente correlacionadas con la solubilidad de su grano de apatita "anfitrión" en muestras que han experimentado un tiempo de residencia significativo en temperaturas superiores a aproximadamente 70 °C (Burtner *et al.*, 1994).



Figura 1a - Mapa morfo-estructural de la Cuenca Oriente y localización del corte regional, pozos y afloramientos estudiados.

Figura 1b - Sección regional este-oeste mostrando la ubicación de los diferentes pozos y afloramientos utilizados en el estudio.

b



Figura 2 – Flujo de calor en la parte sur de la cuenca Oriente, calibrado en el pozo Bobonaza-1.

El parámetro utilizado para cuantificar la solubilidad es nombrado "Dpar" (Donelick Analytical, Inc. 2000). Este es el diámetro máximo de la traza de fisión de apatita paralelo al eje cristalográfico "C" en la intersección con la superficie pulida de la apatita.

Las trazas de fisión de los granos de apatita que presentan pequeños valores de *D*par, sufren generalmente un "*annealing*" rápido. Para un valor de *D*par de 1,50  $\mu$ m (una apatita rica en fluorina), las trazas de fisión generalmente no resisten una temperatura superior a 100 °C. Para un valor de *D*par de 3,00  $\mu$ m (una apatita rica en cloro), las trazas de fisión pueden resistir hasta más de 150 °C (Donelick , 2000).

En la muestra de la Formación Misahuallí de Patuca, aparecen dos poblaciones de trazas de fisión de apatita: una población dominante, con un "annealing" rápido con un Dpar de 1,67  $\mu$ m, y una población con "annealing" lento para un Dpar de 3,03  $\mu$ m. Hemos modelizado las dos poblaciones con el programa AFTsolve (Donelick Analytical, Inc. Versión 1. 2., 2000) considerando las limitantes geológicas como la temperatura actual de superficie y la evolución geodinámica supuesta de la cuenca. El modelo ha podido así ser afinado, jugando sobre estos parámetros.

Las trazas de fisión más jóvenes de  $Dpar = 1,67 \mu m$  son estimadas a  $33,9 \pm 2,9$ Ma para una longitud de traza de  $14,3 \pm 1,0 \mu m$ . En esta población, la edad de la traza de fisión más anciana ha podido ser modelizada hasta hace 46 Ma (fig. 3). Esta edad representaría el inicio de un período de enfriamiento (*timing of cooling*) donde la muestra de Patuca remontó a la isoterma de 110 °C.



# Figura 3 – Modelización en AFTsolve de las poblaciones de trazas de fisión en las apatitas de Patuca. La línea continua muestra el "camino" de evolución de la temperatura en función del tiempo.

La población de trazas de fisión de *D*par =  $3,03 \mu$ m, que solo puede ser anulada a partir de 150 °C, da una edad de trazas de fisión más antigua (174 ± 48 Ma) para una longitud de traza de 12,0 ± 1,6 µm. Representa la edad estratigráfica de la Formación Misahuallí (muestra de Patuca), que ha sido estudiada en esta región por Romeuf *et al.* (1995).

#### 3. 2. 2. Modelización GENEX

No hay evidencias de grandes variaciones del flujo de calor ligados a una variación del espesor (adelgazamiento) de la corteza en la parte sur de la Cuenca Oriente desde el Cretácico superior, puesto que la misma funciona desde esta época como una cuenca de ante-país (*cf.* Barragán *et al.*, capítulo 1 de este volumen). Además el arco magmático del Jurásico medio (Misahuallí) se emplazó sobre una corteza continental relativamente normal (Romeuf *et al.*, 1995).

Hemos considerado entonces para estas modelizaciones un flujo de calor constante de 20 mW/m<sup>2</sup> (*cf.* 4. 1.) en la parte inferior del basamento (corteza y parte superior del manto) y un espesor promedio del basamento de 45 km.

En el caso de Patuca, hemos reconstituido la columna sedimentaria erosionada a partir de 46 Ma, que corresponde a la edad de la remontada a la isoterma 110 °C, como lo muestra la modelización del AFTA (*cf.* 4. 2. 1.). La isoterma 110 °C es así modelizada bajo una columna sedimentaria de ~4,2 km de espesor (fig. 4).



Figura 4 – Reconstitución (Genex) de la posible columna sedimentaria en Patuca antes del enfriamiento.

De acuerdo a los parámetros geológicos regionales, este espesor de sedimentos erosionados (tomando en cuenta la compactación) a partir de 46 Ma corresponderían a una columna sedimentaria con la probable composición en ese tiempo de 240 m de la Fm. Hollín, 270 m de la Fm. Napo inferior, 290 m de la Fm. Napo superior, 900 m de la Fm. Tena y 2 500 m de la Formación Tiyuyacu inferior (*cf.* figura 4, capítulo 1 de este volumen para la Estratigrafía de la Cuenca Oriente).

### 3. 3. Modelizaciones a partir de la vitrinita

#### 3. 3. 1. El pozo Bobonaza-1

En el pozo Bobonaza-1, ya modelizado para la termicidad (fig. 2), los datos de reflectancia de vitrinita muestran una buena concordancia con las curvas obtenidas por la simulación *Genex* (fig. 5). Esta concordancia indica que los sedimentos correspondientes a la sección muestreada (Fm. Napo) están actualmente en su máxima profundidad y que entonces, no ha existido erosión reciente.

La columna sedimentaria del pozo Bobonaza-I está compuesta por 138 m de la Fm. Hollín, 243 m de la Fm. Napo inferior, 133 m de la Fm. Napo superior, 341 m de



Figura 5 – Modelización Genex en base a la reflectancia de vitrinita, pozo Bobonaza-1.

la Fm. Tena, 396 m de la Fm. Tiyuyacu inferior, 91 m de la Formación Tiyuyacu superior, 334 m de la Fm. Orteguaza, 2811 m de sedimentos oligoceno superior a actuales.

La erosión del Eoceno medio que tiene una extensión regional (Valdez, 1997; Baby *et al.*, 1998; Christophoul *et al.*, 2002), pero cuyo espesor de sedimentos erosionados es desconocido, puede ser deducida de esta modelización. En efecto, en nuestro modelo, hemos debido imponer aproximadamente una erosión de 600 m de la Formación Tiyuyacu inferior.

#### 3. 3. 2. El pozo Amazonas-1

Entrando una erosión del Eoceno medio comparable a la del pozo Bobonaza-1, la simulación (fig. 6) muestra que la columna sedimentaria alcanza su profundidad máxima y su pico de temperatura durante el Mio -Plioceno, antes de ser erosionada 800 metros.

La ausencia de un conocimiento estratigráfico y bioestratigráfico preciso dentro de los sedimentos continentales neógenos de la cuenca de ante-país no permite conocer con exactitud el inicio del proceso de erosión. La columna sedimentaria actual del pozo



Figura 6 - Modelización Genex en base a la reflectancia de vitrinita, pozo Amazonas-1.

Amazonas-1 está compuesta de 81 m de la Fm. Hollín, 257 m de la Fm. Napo inferior, 127 m de la Fm. Napo Superior, 240 m de la Fm. Tena, 324 m de la Fm. Tiyuyacu inferior, 77 m de la Formación Tiyuyacu superior, 350 m de la Fm. Orteguaza, 1 696 m de sedimentos del Oligoceno superior al Mioceno superior.

#### 3. 3. 3. Shaime

Para la muestra de Shaime (afloramiento), impusimos a esta modelización una erosión de 1000 m en el Eoceno medio, lo cual corresponde a un valor intermediario entre los resultados de Patuca y de Bobonaza-1.

El espesor de la columna sedimentaria erosionada y necesaria para obtener el valor de Ro de 0,59 para la muestra de la Formación Napo es de ~4000 m (fig. 7). Los espesores de las diferentes formaciones son tomados de los pozos cercanos como Bobonaza-1 y Macuma-1 (cf. ubicación fig. 1).

### 3. 4. Cálculo de la erosión a partir del gradiente geotermal de la Cuenca Oriente (caso del AFTA de Paterra)

Este método permite un acercamiento más global para evaluar la erosión. La estimación de la cantidad de sección removida por levantamiento y erosión puede ser



Figura 7 - Reconstitución de la posible columna sedimentaria en Shaime antes de la erosión.

hecha considerando un mismo paleogradiente geotermal dentro de la sección preservada y la sección removida (Bray *et al.*, 1992; 1998).

Ciertas hipótesis deben ser planteadas: el paleogradiente geotermal en la sección preservada es lineal y puede ser extrapolado como una línea recta hacia la temperatura de la paleosuperficie (mismo gradiente); la temperatura de superficie se supone conocida durante la erosión (fig. 8).

La cantidad de sección removida (Zn) está dada por la ecuación:

Zn = (Ti - Tsp) / (dT/dz)p(1)

Ti: paleotemperatura en la superficie actual,

Tsp: temperatura de la paleosuperficie,

(dT/dz)p: paleogradiente geotermal.

Para calcular el gradiente geotermal actual de la Cuenca Oriente, utilizamos las temperaturas de fondo de pozo, con las cuales hemos estimado un valor promedio del mismo al hacer una curva de regresión lineal de los valores de temperatura en función de la profundidad (fig. 9). El valor obtenido para el gradiente geotermal promedio es de **22** °C/km. Cabe anotar que no hemos encontrado en publicaciones anteriores un acercamiento a la estimación del gradiente geotermal de la Cuenca Oriente, utilizando solamente el valor de gradiente geotermal teórico normal de 30 °C/km.



126 José BURGOS, Patrice BABY, Frédéric CHRISTOPHOUL, Jean-Claude SOULA, Philippe ROCHAT

Figura 8 – Método de estimación de sedimentos erosionados a partir de datos de paleotemperaturas (Bray *et al.*, 1998), donde: Ti: paleotemperatura en la superficie actual; Tsp: temperatura de la paleosuperficie; (dT/dz)p: paleogradiente geotermal.



Figura 9 – Estimación del gradiente geotermal promedio en la Cuenca Oriente, en base a temperaturas de fondo de pozo.

En nuestro caso (AFTA de Patuca) no es posible tener un paleogradiente geotermal a partir de los datos disponibles. Visto el contexto geodinámico y geotérmico de la Cuenca Oriente (*cf.* 4. 1.; 4. 2. 2.), hemos utilizado un gradiente geotermal constante.

Así al reemplazar los valores en la fórmula (1) queda:

Zn = (110 - 20)/22 (1')

Zn= 4,1 km

Este resultado es comparable al obtenido con la modelización con GENEX, en base al flujo de calor.

## 4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en las modelizaciones son reportados sobre la figura 10, que permitirá comprender mejor la posición estructural y el contexto geodinámico.

#### 4. 1. AFTA de Patuca

Los datos de AFTA indican que el enfriamiento corresponde a un evento de exhumación que comienza hacia ~ 46 Ma sobre el flanco oeste de la Cordillera de Cutucú. Este evento indica que el espesor máximo de sedimentos en esta parte de la cuenca fue alcanzado en el Eoceno inferior, durante la sedimentación de la Formación Tiyuyacu inferior. La modelización GENEX (fig. 4) muestra que harían falta aproximadamente 4 200 m de sedimentos para alcanzar 110 °C.

En este sitio, el valor estimado de sedimentos erosionados da una tasa de erosión de 90 m/Ma relativamente baja sobre los últimos 46 Ma. Pero este proceso de erosión se reparte siguiendo dos períodos principales, que son el Eoceno medio-Oligoceno temprano y el fin del Neógeno y Cuaternario (Spikings *et al.*, 2000; Christophoul *et al.*, 2002). Los datos de AFTA parecen mostrar que el enfriamiento de la muestra de Patuca se hace de manera continua, y entonces no ha habido un nuevo enterramiento entre los dos períodos de erosión.

La erosión del **Eoceno medio** que comienza hace 46 Ma es debida a un fenómeno de *orogenic unloading* (descarga orogénica), debido a un reajuste isostático, como lo muestran Christophoul *et al.* (2002) aplicando el concepto de Estratigrafía Recíproca (Catuneanu *et al.*, 1997) a la Cuenca Oriente. La erosión del fin **del Neógeno y del Cuaternario** es debida al emplazamiento y **deformación de la Zona Subandina**.

#### 4. 2. Ro de Shaime

La presencia de sedimentos neógenos sobre el flanco oriental de la Serranía de Shaime muestra que hubo depositación entre los períodos de erosión del Eoceno medio y del fin del Neógeno. Los datos geodinámicos impuestos a la modelización GENEX son así diferentes a los de Patuca.

Si la erosión del Eoceno medio es de 1000 m —valor impuesto a nuestro modelo según el estudio regional—, la erosión debida al levantamiento de la Zona Subandina

128 José BURGOS, Patrice BABY, Frédéric CHRISTOPHOUL, Jean-Claude SOULA, Philippe ROCHAT



Figura 10 – Corte regional mostrando los valores de erosión calculados y las zonas del sistema

a partir del fin del Neógeno, calculada a partir del dato de Ro, es de aproximadamente 4 km (*cf.* fig. 7). Estimando que esta erosión comenzó hace 5 Ma, se obtiene una tasa de erosión por levantamiento de **0,8 mm/a** comparable a la calculada por Poulenard *et al.* (1999) en la Cordillera Oriental del sur del Ecuador para el mismo período. Así la Zona Subandina corresponde a la zona de *Wedge top* (DeCelles & Giles, 1996).

#### 4. 3. Ro de Bobonaza-1

Al centro de nuestro corte regional, a la altura del pozo Bobonaza-1, la modelización de los datos de Ro (*cf.* fig. 5) muestra que no hay erosión al fin del Neógeno. La sedimentación ha sido continua luego de la discordancia regional del Eoceno medio (fig. 11). Esta parte de la cuenca de ante-país corresponde a la zona de *foredeep* (DeCelles & Giles, 1996), la más profunda y subsidente de la Cuenca Oriente, donde son acumuladas importantes cantidades de sedimentos. Hacia el sur, la Cuenca Marañón de la Amazonía peruana constituye la continuación de esta zona de *foredeep* (Roddaz *et al.*, en prensa), mientras que hacia el norte la Cuenca Oriente está sometida a un proceso de levantamiento y erosión, funcionando como una zona de *by-pass* (Baby *et al.*, 1999).

Este levantamiento de la parte norte de la Cuenca Oriente puede ser interpretado como la consecuencia de la subducción del *ridge* de Carnegie en posición de *flat-slab* (Gutscher *et al.*, 1999).

La tasa de erosión del Eoceno medio, calibrada sobre la Ro, es de 600 m/Ma (0,6 mm/a). Esta es menos importante que en la Zona Subandina, lo que confirmaría la hipótesis del proceso de *orogenic unloading* cuyos efectos deben decrecer hacia el este.

#### 4. 4. Ro de Amazonas-1

A partir de los datos de madurez de la roca madre (Ro), la erosión reciente estimada en la parte este del corte regional es de 800 m.

La tasa de erosión calculada (fig. 12), considerando que el levantamiento y la erosión comienzan hace 5 millones de años, es de **160 m/Ma (0,16 mm/a)**, y entonces considerablemente más débil que en la Zona Subandina. El levantamiento de la parte este (cerca del escudo) de la Cuenca Oriente, al nivel del pozo Amazonas-1, puede ser interpretado como la expresión de la parte proximal al *foredeep* de un *forebulge* (DeCelles & Giles, 1996), en curso de formación.

Hacia el sur, la continuación de este *forebulge* podría corresponder al Arco de Iquitos en la Amazonía peruana (Roddaz *et al.*, en prensa).

#### Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del masterado en Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente del primer autor, el mismo que fue auspiciado por el Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia mediante su Embajada en Ecuador, el IRD, INSU 99PNES9 (*Tectonique, érosion et sédimentation dans le bassin de l'Amazone : du Mio-Pliocène à l'Actuel*).

# **Referencias citadas**

- BABY P., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F. & VALDEZ A., 1998 Modelo estructural y ciclos tectono-sedimentarios de la cuenca Oriente. Informe interno, Convenio Petroproducción-ORSTOM, 77 p.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGÁN R., 1999 Style and timing of deformation in the Oriente of Ecuador. 4<sup>th</sup> ISAG, Göttingen, extended abstract volume: 68-72.
- BEICIP-FRANLAB, 1995 Genex, Single Well. User's Guide.
- BERNAL C., 1998 Modelo teórico de Generación y Migración de hidrocarburos de la Formación Napo en la Cuenca Oriental del Ecuador. Tesis de grado, Escuela Politécnica Nacional, Quito, 99 p.
- BRAY R., GREEN P. & DUDDY I., 1992 Thermal history reconstruction using apatite fission track analysis and vitrinite reflectance: a case study from the UK East Midlands and Southern North Sea . Geological Society, London, special publications, 67: 3-25.
- BRAY R., DUDDY I. & GREEN P., 1998 Multiple heating episodes in the Wessex Basin: implications for geological evolution and hydrocarbon generation. Geological Society, London, special publications, 133: 199-213.
- BURTNER, R.I., NIGRINI, A. & DONELICK, R.A., 1994 Thermochronology of Lower cretaceous source rocks in Idaho-Wyoming thrust belt. AAPG Bulletin, 78 (10): 1613-1636.
- CATUNEANU O., MIALL A., O. & SWEET A., 1997 Reciprocal architecture of Bearpaw T-R sequences, uppermost Cretaceous, Western Canada. Sedimentary Basin 45 (1): 75-94.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DÁVILA C., 2002 Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: The Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. Tectonophysics, 345 (1-4): 281-298.

DECELLES P. & GILES K., 1996 - Foreland basin systems. Basin Research, 8: 105-123.

- DONELICK R. A., 2000 Misahuallí Patuca 4/00, Apatite-fission track data. Donelick analytical report Number 255.
- GUTSCHER M., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S. & COLLOT J., 1999–Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. Earth and Planetary Sciences Letters: 225-270.
- JAILLARD É., 1997 Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Petroproducción-ORSTOM, Quito, 164 p.
- LEE Y. & DEMING D., 1999 Heat flow and thermal history of the Anadarko Basin and the western Oklahoma Platform. Tectonophysics, 313: 399-410.
- PETERS K. & CASSA M., 1994 Applied Source rock Geochemistry. AAPG, 6: 93-116.
- POULENARD J., TOULKERIDIS T. & PODWOJEWSKI P., 1999 Rapid tectonic uplift as revealed by pedologic changes: The Oña massif, Southern part of central Ecuador. 4<sup>th</sup> ISAG, Göttingen: 597-599.
- RIVADENEIRA M., 1986 Evaluación Geoquímica de Rocas Madres de la Cuenca Amazónica Ecuatoriana. Memorias del IV Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleo, Quito.
- RODDAZ M., BABY P., BRUSSET S. & HERMOZA W., en prensa Foreland basin dynamics in Amazonia inferred from forebulge evolution: The case study of the Arch of Iquitos (Perú). Tectonophysics.
- ROMEUF N., SOLER P., JAILLARD É., AGUIRRE L., FÉRAUD G. & RUFFET G., 1995 Middle Jurassic volcanism in the Northern and Central Andes. Revista Geológica de Chile, Vol. 22, n° 2.
- SHI X., WANG J. & LUO X., 2000 Discussion on the abilities of thermal indicators in reconstructing thermal history of sedimentary basin. Chinese journal of geophysics, Vol. 43, n° 3.
- SPIKINGS R., SEWARD D., WINKLER W. & RUIZ G., 2000 Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real, Ecuador: tectonic insights for zircon and apatite fission track analysis. Tectonics 19 (4): 649-668.
- TSCHOPP, H.J., 1953 Oil explorations in the Oriente of Ecuador. A.A.P.G. bull., 37: 2303-2347.
- VALDEZ A., 1997 Reinterpretación Sedimentológica Estratigráfica de la Formación Tiyuyacu y su relación con la Tectónica del Terciario inferior. Tesis de Grado, Universidad Central del Ecuador, Quito, 132 p.

# HIDROCLIMATOLOGÍA DEL ORIENTE E HIDROSEDIMENTOLOGÍA DE LA CUENCA DEL NAPO

Alain LARAQUE <sup>(1)</sup>, Jean Loup GUYOT <sup>(2)</sup>, Rodrigo POMBOSA <sup>(3)</sup>

#### Resumen

En Ecuador, la hidroclimatología andina ha sido estudiada intensamente por el INAMHI desde la segunda mitad del siglo pasado. Sin embargo, los estudios hidrológicos en la planicie amazónica, empezaron recientemente con el proyecto HYBAM (convenio INAMHI/IRD), en una región que constituye la puerta oriental de acceso del Ecuador al resto del continente sudamericano.

Los regímenes pluviométricos e hidrológicos así como los caudales anuales, presentan una gran variación espacial en relación a los importantes cambios fisiográficos de sus cuencas (ej., relieve, clima). Las precipitaciones medias interanuales del orden de 400-900 mm.año<sup>-1</sup> en la Cordillera Real, aumentan en dirección a la planicie amazónica donde alcanzan los 3 000 mm. año<sup>-1</sup>, pero con regímenes más regulares que en los Andes. La variación espacial de los escurrimientos se nota a través de los caudales específicos que varían de 6,6 hasta 110 l.s<sup>-1</sup>. km<sup>-2</sup>. En total son cerca de 150x10<sup>o</sup> m<sup>3</sup> de agua que salen anualmente (promedio de los años 2001 y 2002) de las principales estaciones hidrológicas de las cuencas del Aguarico, Napo, Pastaza y Santiago. El Napo es el río oriental más caudaloso, seguido por los ríos Santiago y Pastaza, con 2 100, 1 400 y 650 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> respectivamente.

Existen también datos hidrosedimentológicos de los Andes desde el año 1970, provenientes del INECEL y del INAMHI. Pero en la planicie amazónica, las primeras mediciones empezaron en el año 2001 con el mismo proyecto HYBAM. Los primeros resultados nos permiten considerar a la cuenca del Napo como la mayor cuenca fluvial amazónica ecuatoriana, con una exportación anual de  $63 \times 10^9$  m<sup>3</sup> de flujo hídrico y  $24 \times 10^3$  toneladas de flujo sólido. Casi la mitad de este flujo

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup> HYBAM (UR154 LMTG), IRD - BP 64 501 - 34 394 Montpellier Cedex 05, France (alain.laraque@mpl.ird.fr)

 <sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> HYBAM (UR154 LMTG), IRD, Casilla 18 1209 - Lima 18, Perú (<u>iloup@amauta.rcp.net.pe</u>)
 <sup>(3)</sup> INAMHI – Quito, Iñaquito700 y Corea, Ecuador (<u>rpombosa@inamhi.gov.ec</u>)

sólido proviene de la remoción de los sedimentos fluviales finos situados en las primeras llanuras del pie de monte. En este sector, el gradiente hidrológico del río Napo es relativamente alto (35 cm.km<sup>-1</sup>), superior en más de 10 veces a aquellos de la planicie amazónica central, lo que implica una velocidad y una fuerza suficiente para erosionar su propio cauce y mantener un curso relativamente rectilíneo.

**Palabras claves**: Ecuador, Napo, cuenca amazónica. climatología, hidrología, hidrosedimentológía.

#### INTRODUCCIÓN

La cuenca amazónica ecuatoriana, conocida como "Oriente", tiene un área de 135 600 km<sup>2</sup>, y corresponde a la mitad oriental de la superficie del Ecuador (fig. 1). Está constituida por la vertiente oriental de los Andes y hacia el este por la planicie amazónica cubierta de selva húmeda. Esta área representa solamente el 2% de la superficie total de la cuenca amazónica.

El desarrollo socioeconómico del Oriente se relaciona directamente con la integración fluvial, lo que implica la importancia del conocimiento de sus regímenes hidrológicos. Algunos de sus ríos podrían ser aprovechados para el intercambio económico con el Perú y posteriormente con el Brasil; es el caso de los ríos Putumayo, Aguarico, Napo, Morona y Santiago. Existen ya varios proyectos de integración fluvial para ligar los océanos Pacifico y Atlántico (Georgescu, 1993).

El proyecto internacional HYBAM (Hidrogeodinámica de la cuenca amazónica), llevado a cabo por Brasil, Bolivia, Ecuador, Perú y Francia, tiene como objetivo el estudio integrado de los aspectos climatológicos, hidrológicos, sedimentológicos y geoquímicos de toda la cuenca amazónica, para entender su funcionamiento y su geodinámica. Con este propósito fue lanzada, en enero del 2001, una red de 7 estaciones de referencia en el Oriente ecuatoriano, con el apoyo del gobierno francés (INSU, proyecto PNSE) y la colaboracion de Institutos ecuatorianos (INAMHI, INOCAR) con quienes coopera el IRD.

Este capítulo presenta una síntesis de los conocimientos de los regímenes hidropluviométricos tomando en cuenta los datos históricos y los primeros datos y resultados preliminares obtenidos por HYBAM, los mismos que, finalmente, permiten analizar y entender los procesos de transferencia sedimentaria en el "Oriente" ecuatoriano.

#### **1. LAS CUENCAS DEL ORIENTE**

La Cordillera Andina, de orientación Norte-Sur, divide al Ecuador en dos regiones. Esta división topográfica entre sus vertientes occidental y oriental fue denominada "la avenida de los volcanes" por Humboldt (1825) en el inicio del siglo XIX, debido a la presencia de alrededor de cincuenta edificios volcánicos, varios de los cuales están hoy en actividad. Esta columna vertebral del Ecuador, cubierta de glaciares en sus cumbres, varía en altitud entre 4 000 y 6 300 metros, y forma el límite natural de división de los escurrimientos.



Fig. 1 – Red hidrográfica del Oriente Ecuatoriano y su situación dentro de la cuenca amazónica. Línea roja de la fig. 1b: límite occidental de la cuenca amazónica.

La vegetación cambia muy rápidamente en función de la altura, pasando de un estado de "puna" encima de los 3 000 m de altura, hasta una vegetación ecuatorial densa que continúa hacia las partes bajas muy húmedas. Esta cobertura vegetal correspondía en 1976 al 82% (UNESCO, 1980) de la totalidad de la cuenca oriental ecuatoriana, la cual se localiza entre las latitudes N 0°20' y S 4°30', y las longitudes W 78° y W 75°.

El flanco Este de la Cordillera Oriental ecuatoriana (o Cordillera Real) tiene un fuerte relieve que desciende de entre 6 000 y 4 000 m hasta 500 m, en solamente 100

kilómetros. Gran parte de las pendientes corresponden a las faldas de los volcanes y están compuestas de rocas eruptivas bajo la forma de colada de lava, brechas, conglomerados, laharce y capas de cenizas volcánicas, entre otros. En el "piedemonte" aparecen formaciones aluviales cuaternarias, areniscas y calizas de edad paleozoica a mesozoica (ver Bès de Berc *et al.*, capítalo 1 de este libro). La Cordillera Oriental tiene una actividad volcánica y sísmica intensa que se traduce a menudo en erupciones de nubes de ceniza seguidas de lahares y por derrumbes muy destructivos y frecuentes. Estos eventos están amplificados por las pendientes fuertes, la falta de consistencia de los suelos, la existencia de numerosas fallas y además por las intensas lluvias. Estas características favorecen laerosión y elenriquecimiento en MES (Material En Suspensión) de los escurrimientos. Este MES es transportado por los ríos, hasta las grandes llanuras amazónicas.

La red de drenaje oriental tiene su orientación hacia el Este, perpendicularmente a la Cordillera Oriental. De Norte a Sur, los principales ríos que salen del Ecuador hacia el Este son: San Miguel, Aguarico, Napo, Curaray, Tigre, Corrientes, Pastaza, Morona, Santiago y Chinchipe (ver tab. 1 y fig. 2). El río San Miguel marca la frontera con Colombia al Nor-este y pertenece a la cuenca del río Putumayo. Este proviene de Colombia, atravesando el límite fronterizero, y toma el nombre de río Iça en el Brasil antes de desembocar en el río Marañon/Amazonas. El río Aguarico marca, en la última parte de su curso, el límite con Perú en la extremidad Noreste del Ecuador, antes de desembocar en la orilla izquierda del río Napo. Finalmente, en el Perú, el río Curaray se une con la orilla derecha del Napo, y el río Corrientes con el río Tigre también por su orilla derecha. Los demás ríos llegan directamente a la orilla izquierda del eje principal Marañón/Amazonas.

En el Ecuador, las tres grandes cuencas hidrográficas orientales son en orden decreciente: la del Napo (31 400 km<sup>2</sup>), la del Santiago (26 300 km<sup>2</sup>) y la del Pastaza (21 100 km<sup>2</sup>). La primera mitad de la superficie oriental pertenece al sector "andino" con relieve superior a 500 m. Mientras que la segunda mitad forma parte del dominio de las

Códigos de la fig. 2	Cuencas (del Norte al Sur)	Superficie Total (km2)	Superficie Andes (sup.> 500 m en km2)	% (Andes)
aya'	Putumayo y San Miguel	7 130	1 400	19.6
Ь	Aguarico - A.J. Napo	13 890	4 480	32,3
С	Napo - A.J. Aguarico	31 410	14 020	44,6
d	Curaray - Frontera	16 700	510	3,1
е	Pintoyacu	7 100	2	0,0
f	Corrientes	2 0 2 0	90	4,5
g	Pastaza - Frontera	21 140	14 630	69,2
H	Morona - Frontera	6 720	2 720	40,5
I	Santiago - Frontera	26 340	26 090	99,1
J	Chinchipe - Frontera	3 140	3 140	100,0
	Total Oriente Ecuador	135 590	67 082	49,5

A.J.: Antes de la Junta ; D.J.: Después de la Junta

Tabla 1 – Las cuencas hidrográficas orientales del Ecuador y su relieve.



Fig. 2 – Localización de las estaciones pluviométricas estudiadas. Nota : los códigos corresponden a las estaciones presentadas en la tabla 2. Del norte al sur : cuencas del Napo, Pastaza, Santiago.

llanuras amazónicas, marcado por una ausencia de relieve y una densa cobertura fluvial. La tabla 1 presenta la repartición del relieve en esta red de drenaje. En la parte ecuatoriana, tres cuencas (Curaray, Tigre, Corrientes) son de características totalmente "amazónicas", en cuanto que dos otras (Santiago y Chinchipe) son completamente "andinas". Las demás tienen en su constitución una porción montañosa que varía entre 20 y 70 %.

# 2. DATOS Y METODOLOGÍA

#### 2. 1. Origen de los datos

La red hidrográfica presentada en las figuras 1, 2 y 6, proviene de la digitalización de un mosaico de imágenes satelitales JERS-1, con una densidad de cerca de 0,15 km.km-<sup>2</sup>. La metodología utilizada fue descrita por Muller et *al.* (1999). Los límites y las superficies de las subcuencas fueron obtenidos por extracción semi-automática a partir del MNT GTOPO30 (disponible en la USGS) con la metodología descrita por Muller *et al.* (2000).

La red hidroclimatológica del INAMHI cubre todo el país, sin embargo, la red hidrológica es poco densa en la planicie amazónica. Para completar este dispositivo y poder estudiar el funcionamiento hidrológico e hidrosedimentológico de estos ríos en su parte baja, el proyecto HYBAM instaló a finales del 2000/inicios del 2001, una red de 7 estaciones de referencia localizadas entre el piedemonte y la planicie amazónica. Estas estaciones fueron elegidas por su situación geográfica, la misma que permite controlar ecosistemas homogéneos (dominio andino controlado por la estación de D.J. Iloculín sobre el río Jatunyacu) y/o cerrar subcuencas (ej., del alto Napo en Francisco de Orellana, del río Coca en San Sebastián) y finalmente, controlar la mayor parte posible de las cuencas hidrográficas orientales del Ecuador. Las tablas 2 y 3 presentan las estaciones climátológicas e hidrológicas consideradas en este trabajo. En las dos estaciones más importantes del río Napo (Francisco De Orellana y Nuevo Rocafuerte), ya existían datos limnimétricos desde 1983, recogidos diariamente por el INOCAR.

#### 2. 2. Metodología

Las estaciones hidrológicas del INAMHI ya estaban calibradas mediante el uso del molinete y cuentan con observadores quienes leen las reglas limnimétricas dos veces por día. Para las estaciones de HYBAM, se utilizó el ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) que funciona con el efecto Doppler (RDI, 1996). Este proyecto, aún reciente, explica que para algunas estaciones (San Sebastián, Puerto Santiago, Nueva Loja, Puente la Unión), las curvas de gasto están todavía incompletas y permiten solamente tener una idea de la magnitud de los flujos que transitan por ellas. Los protocolos

Códigos	Estación	Cuenca	Altitud	Periodo	Temp.	Precip. anual	RPm
de la fig 2	h Contraction and an and		(m)		(°C)	(mm)	
1	Papallacta	Napo	3 150	1949-1994	9.7	1 529	2,8
2	Baeza	Napo	1 960	1974-1993	16,5	2 348	23
3	Reventador	Napo	1 145	1974-1993		6 172	1,4
-4	Archidona	Napo	630	1965-1994		4 230	1,9
:5	Loreto	Napo	420	1964-1985		1 865	2,9
8	El Coca	Napo	290	1966-1985	25,3	3 065	2,1
7	Tiputini	Napo	219	1954-1988	25,5	2 582	2.5
8	Nuevo Rocafuerte	Napo	205	1976-1999	25,2	2 548	2,4
9	Pisayambo-Talatag	Pastaza	3 580	1966-1986	7.2	1 :287	2,2
10	Guamote	Pastaza	3 0 2 0	1964-1994	13,6	452	4,6
11	Riobamba Aeropuerto	Pastaza	2 760	1934-1999	13,6	434	4.0
12	Ambato - Granja	Pastaza	2 680	1905-1999	13,8	483	2,7
13	Baños	Pastaza	1 846	1917-1990	17,0	1 364	3,3
14	Pastaza Aeropuerto	Pastaza	1 038	1944-1985	20,6	4 958	1,5
15	Puyo	Pastaza	960	1960-1999	20,8	4 4 62	1.5
16	Cochabamba-Quingeo	Santiago	2760	1975-1993		740	4.3
17	Pindilig	Santiago	2 700	1963-1990		1 131	2.7
18	Cuenca Aeropuerto	Santiago	2 516	1930-1999	15.0	803	4,1
19	La Argelia - Loja	Santiago	:2 160	1930-1999	15,8	848	2.8
20	Upano D.J. Volcán	Santiago	1 300	1982-1990		2747	1,9
21	Mendez	Santiago	665	1935-1994		2 160	2,1
22	Yaupi	Santiago	380	1982-1988		3 604	1,6

Tabla 2 – Datos climáticos de las estaciones climatológicas estudiadas. \* : cuociente de los extremos de los promedios mensuales interanuales de lluvias.

Cód. ver fig.6	Rio	Estacion	Cuenca	Superficie	Altitud	Periodo obs.	Caudal Medio anual (m3.s-1)	Caudal especifico (I.s-1.km-2)	Escurrimiento	RPm
1	Aguarico	Nueva Loja	Aguarico	4 350	320	2001-2002	525	120,8	3 808	2.7
2	Quijos	D.J. Oyacachr	Napo	2 540	1 490	1965-1981	200	78,7	2 481	2,2
3	Jatunyacu	D.J. Ilocullín	Napo	3 090	570	1967-2002	330	106,8	3 368	1,8
4	Coca	San Sebastian	Napo	5 270	285	2001-2002	305	57,8	1 822	1,6
5	Napo	Fr. de Orellana	Napo	12 800	262	1987-2002	1075	83,9	2 647	1.6
6	Napo	Rocafuerte	Napo	26 860	189	1987-2002	2110	78,6	2 477	1,8
7	Cutuchi	A.J. Yanayacu	Pastaza	1 970	2 592	1964-1996	13	6,6	209	1,6
8	Pastaza	Baños	Pastaza	7 865	1 729	1964-1997	100	12,7	401	2,4
9	Pastaza	Puente la Unión	Pastaza	12 600	663	2002	640	50,8	1 602	2,9
10	Paute	D.J. Palmira	Santiago	5 0 1 5	1 910	1964-1998	115	22,9	723	3,1
11	Upano	D.J. Tutamangoza	Santiago	3 420	550	1978-1992	295	86,3	2 720	2,3
12	Zamora	A.J. Bomboiza	Santiago	8 240	800	1975-1997	655	79,5	2 507	1,5
13	Santiago	Santiago	Santiago	24 660	320	2001-2002	1425	57,8	1 822	2.6

A.J.: Antes de la Junta ; D.J.: Después de la Junta

# Tabla 3 – Presentación de las estaciones hidrológicas estudiadas. \* : cuociente de los extremos de los promedios mensuales interanuales de caudales.

utilizados para el manejo de los flujos hídricos y sólidos son detallados por Laraque et *al.* (2003). Para resumir, se puede señalar que diariamente en cada una de estas estaciones, un observador registra los niveles y mide la turbiedad del agua, y cada diez días, realiza un muestreo para determinación de concentración de MES mediante filtración (con filtros de acetato de celulosa de 0,45 mm). Finalmente, los caudales y las concentraciones de los elementos en suspensión, así como disueltos, permiten calcular respectivamente, los flujos sólidos y disueltos, para estimar las tasas de erosión, transporte y sedimentación.

#### 3. CLIMA

La región oriental se divide en dos subregiones: "Cuenca Alta o Sub-andina" y "Cuenca Baja o Llanura Amazónica", con variaciones climáticas importantes. Un primer cálculo establecido por el método de Thiessen, con los datos de 1as 159 estaciones climatológicas del INAMHI, indica una precipitación media interanual de 2 800 mm.

El análisis de los datos de una selección de 22 estaciones climatológicas del INAMHI (tab. 2) repartidas tanto a lo largo de la Cordillera Oriental, como en la parte amazónica de las tres principales cuencas orientales (fig. 2), ilustra las variaciones espaciales de los regímenes climáticos, tanto en su distribución estacional como en su magnitud. Estos aspectos son evidentemente visibles por la oposición de los pluviogramas promedios mensuales de algunas de sus estaciones. La figura 3a muestra este hecho, para dos estaciones situadas entre 3 000 y 3 600 m de altura en la cuenca alta del Pastaza. Efectivamente, se puede constatar que el período húmedo de la estación Pisayambo-Talatag situada al norte de la cuenca, se presenta simultáneamente al período seco de la de Guamote, situada más al sur, que además tiene una precipitación media anual tres veces inferior a la primera.



Fig. 3 – Varios regimenes pluviométricos en las cuencas orientales del : a) Pastaza; b) Napo; c) Santiago (los números de estaciones corresponden a la tabla 2 y figura 2).

Lo mismo se puede encontrar tanto en la cuenca del Napo (fig. 3b) como en la del Santiago (fig. 3c). En esta última, la precipitación media anual de 2 305 mm correspondiente al período 1975-1989, y esconde promedios anuales de entre 665 y 3 730 mm. Estos extremos fueron encontrados en dos de las 63 estaciones climáticas compiladas por Hoorelbek *et al.* (1999).

Por regla general, en la parte oriental de los Andes ecuatorianos se encuentra regímenes pluviométricos tanto unimodales como bimodales (figs 3a y c). La parte baja de la cuenca del Napo presenta también regímenes pluviométricos variados y en ocasiones, casi opuestos (caso de Tiputini y de Loreto). Este clima "amazónico" está calificado como "ecuatorial húmedo" por Pourrut (1994).

Hay un gradiente muy regular de aumento de la temperatura en función inversa a la altura, pasando de promedios anuales de 10 °C a 3 000 m hasta 25,5 °C a 200 m. La figura 4 nos muestra que las precipitaciones medias anuales también aumentan cuando se penetra en la llanura amazónica, pero esta variación no es similar de una cuenca a otra. Los promedios anuales pasan de un rango de 400-900 mm encima de los 2 100 m, hasta un rango de 2 500-5 000 mm entre los 200 y 1 000 m de altura. Pero hay excepciones como la estación de Papallacta que presenta un promedio anual de 1 530 mm a 3 150 m de altura, o la del Reventador (1 145 m) que tiene el promedio anual máximo de 6 170 mm. Para la cuenca del Pastaza, la tabla 2 mostró, en función de las estaciones, una variación extrema de un factor de 12 para las precipitaciones medias anuales, pasando de 430 a 5 000 mm.año<sup>-1</sup>.

Finalmente, se puede señalar que la variabilidad pluviométrica estacional disminuye (RPm = cuociente de los extremos de los promedios mensuales interanuales de lluvias - tab. 2), en cuanto que los promedios interanuales de precipitaciones aumentan (fig. 5). Esto significa que las precipitaciones interanuales más elevadas están asociadas a regímenes pluviométricos promedios más regulares. Este es el caso de la llanura amazónica (con RPm mínimos de 1,4), donde las precipitaciones son relativamente constantes durante todo el año y nunca inferiores a 100 mm.mes<sup>-1</sup>. Lo contrario sucede para la cordillera, donde se encuentra RPm máximos de 4,6.

Esta constatación a nivel estacional también se observa a nivel interanual, y es en la parte amazónica del país donde los coeficientes de irregularidad interanual son menores, con k3 (cociente de los valores decenales húmedos y secos) = 1,3 en Puyo y Limoncocha (Rossel, 1997).

Como lo señala Heredia & Pombosa (1999), el Oriente es una zona de contrastes climáticos, "donde se encuentran contrapuestas a escasas distancias, zonas cálidas y zonas frías, regiones húmedas y regiones casi desérticas, situación que responde al cruce de varias influencias climáticas de orden regional y local". La proximidad de la zona de convergencia intertropical (ZCIT) asociada a un relieve muy elevado y acentuado, podrían ser el origen de la gran variabilidad climática y de la multitud de microclimas encontrados sobre todo en la parte andina.

#### 4. HIDROLOGÍA

Si varios estudios hidrológicos (Erazo et *al.*, 1999; Hoorelbeke *et al.*, 1999; Hoorelbeke & Pérez, 2000) tratan de la parte andína, esto no sucede para la planicie



Fig. 4 - Precipitaciones medias anuales vs altitud en las cuencas del Napo, Pastaza, Santiago.



Fig. 5 - Variabilidad estacional (RPm) vs altitud en las cuencas del Napo, Pastaza, Santiago.

amazónica, debido a la falta de estaciones hidrológicas calibradas. En las estaciones abiertas por HYBAM, se debe también considerar que algunos hidrogramas, como el del Pastaza en el Puente la Unión, son provisionales y sus curvas de gasto son aún incompletas (ver § 2. 2).

No existen datos pluviométricos disponibles que correspondan a los 2 años de caudales recientemente obtenidos (2001-2002) en las estaciones que controlan las mayores superficies drenadas del Oriente, y a veces incluso en las salidas de sus principales cuencas (casos del Napo y del Santiago). Por esta razón resulta delicado realizar balances hidroclimatológicos de la totalidad de estas superficies drenadas. Por ejemplo, para la cuenca del Santiago, la precipitación promedio interanual disponible de 2 305 mm, corresponde al período 1975-1089, mientras que los dos únicos años de caudales en su salida, son el 2001 y el 2002.

Para describir la hidrología oriental, se seleccionó tanto en las partes altas como bajas de las cuencas orientales, las estaciones hidrológicas presentadas en la tabla 3, que se pueden ubicar en la figura 6. Las observaciones a nivel climático se reflejan a nivel hidrológico con grandes variaciones espaciales y temporales en los escurrimientos.

El análisis a nivel diario de los hidrogramas del pie de monte (fig. 7a) y de salida de la cuenca del Napo (fig. 7b) muestra la presencia de numerosas crecidas "relámpago"



Fig. 6 – Localización de las estaciones hidrológicas estudiadas. Nota : los códigos corresponden a las estaciones presentadas en la tabla 3. Del norte al sur: cuencas del Napo, Pastaza, Santiago.





Fig. 7 – Hidrogramas diarios de la cuenca del Napo: a) pie de los Andes; b) amazonía.

de corta duración (del orden de varias horas), pero de muy grande amplitud, que pueden ocurrir en un mismo día. Son regímenes extremadamente irregulares y difícilmente previsibles y no es extraño encontrar crecidas puntuales en estiaje, así como tampoco, pequeños estiajes en época húmeda. Esto refleja la variabilidad climática en cuencas que presentan a la vez características de alta montaña y de llanura. Un ejemplo de la fuerza de estas crecidas es ilustrado por los acontecimientos del día 9 de junio de 2001, fecha en la cual ocurrió una crecida relámpago en el río Pastaza. Esta crecida muy violenta y destructora hizo subir 9 metros el nivel del río Pastaza, en solamente 4 horas, y destrozó totalmente varias viviendas y el puente "La Unión".

Las figuras 8 presentan para las tres grandes cuencas orientales estudiadas (a-Napo, b-Pastaza, c-Santiago), una selección de hidrogramas mensuales (bajo forma de variable estandarizada) provenientes de estaciones situadas en las partes altas y bajas de cada cuenca. La forma de los hidrogramas nos indican que los regímenes tienen tendencias unimodales en los Andes (con algunas excepciones como para el río Cutuchi A.J. Yanayacu en la cuenca del Pastaza) y pasan progresivamente a bimodal en la Amazonía, con máximas entre mayo y junio. Al contrario de las otras cuencas orientales que tienen una dirección de drenaje del Oeste hacia el Este, la cuenca del Santiago en Puerto Santiago presenta un sentido general de drenaje de Sur a Norte, con un giro brusco hacia el Este, al cruzar la cordillera de Cutucú. Sus hidrogramas con tendencia unimodal (fig. 8c) esconden las variaciones climáticas de su cuenca, donde, de la misma forma que para las subcuencas del Pastaza, se puede encontrar regímenes pluviométricos bimodales o unimodales (Hoorelbeke et *al.*, 1999).

Los caudales medios interanuales para el período observado (2001-2002), de las principales estaciones hidrológicas de las cuencas del Aguarico, Napo, Pastaza y Santiago, son respectivamente de: 500, 2 100, 650 y 1 400 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>. El Napo es el río oriental más caudaloso, seguido por el río Santiago y luego por el Pastaza. En total, un volumen de agua de cerca de los  $150 \times 10^9$  m<sup>3</sup> (= 4 650 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>), salen anualmente de estas estaciones.

El caudal específico (Qs), parámetro que permite comparar el funcionamiento hidrológico de las cuencas entre sí, indica una gran irregularidad espacial con variaciones de 6,6 hasta 110 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>. Los valores mínimos se encuentran en la parte andina y aumentan en dirección de la llanura amazónica (fig. 9). Sin embargo, este comportamiento representa solo una tendencia, ya que existen estaciones con iguales valores de "Qs" que se encuentran situadas entre 200 y 1 500 m de altura.

Para la cuenca del Pastaza, Erazo & Hoorelbeke (1999) calcularon para el período 1965-1990, un coeficiente de escurrimiento de 64 %, utilizando valores promedio de 2 207 y 1 407 mm.año<sup>-1</sup>, respectivamente, para las láminas precipitada y escurrida.

Finalmente puede decirse que no hay relaciones aparentes entre el RPm y las superficies drenadas, los caudales anuales o aquellos específicos. En contrapartida, se puede constatar una cierta tendencia lineal, al relacionar los caudales con las superficies (fig. 10). Tendencia dirigida por las grandes cuencas, muy influenciadas por las llanuras, donde las lluvias son más uniformes. Pero, esta correlación es de baja calidad para las cuencas de superficies inferiores a 10 000 km<sup>2</sup>, que se presentan mayoritariamente en







Fig. 8 – Hidrogramas mensuales en algunas estaciones de las cuencas del a) Napo; b) Pastaza; c) Santiago (bajo forma de variable estandarizada). A.J.: Antes de la Junta ; D.J.: Después de la Junta.


Fig. 9 – Caudales específicos vs altitud en las cuencas del Napo, Pastaza, Santiago.



Fig. 10 – Caudales anuales vs superficies en las cuencas del Napo, Pastaza, Santiago.

los Andes, donde domina una fuerte variabilidad en los escurrimientos. Dicha variabilidad refleja la heterogeneidad de las precipitaciones debido al relieve montañoso. Esta oposición Andes-llanuras fue evidenciada por los trabajos de regionalización hidrometeorológica de Moreno & Tapia (2001), en las cuencas del Napo y del Pastaza.

La siguiente sección muestra los resultados obtenidos en la totalidad de la cuenca ecuatoriana del Napo, a la vez la más importante del Oriente y la más estudiada. Los datos disponibles nos permiten calcular sus flujos hídricos e hidrosedimentológicos, e interpretar los procesos de transferencia de la carga sedimentaria. Esta cuenca servirá de ejemplo y de orientación para los estudios futuros de las demás cuencas.

### 5. HIDROSEDIMENTOLOGÍA DE LA CUENCA DEL NAPO

#### 5. 1. Características fisiográficas

El Napo recorre 460 km en territorio ecuatoriano y 840 km en territorio peruano antes de desembocar en el río Marañón/Amazonas. La totalidad de la cuenca del Napo, controlada por la estación peruana de Mazán, cubre 98 455 km<sup>2</sup>. En Ecuador, es la cuenca de mayor envergadura con una superficie de 31 410 km<sup>2</sup> hasta la frontera con el Perú. Sin embargo, la superficie ecuatoriana controlada por su última estación hidrológica de Nuevo Rocafuerte es de 26 860 km<sup>2</sup>. La parte ecuatoriana de la cuenca del Napo cubre más del 20 % del Oriente ecuatoriano y corresponde a un 32 % de la totalidad de la cuenca del Napo. Pérez (2000), Moreno & Tapia (2001) y Armijos (2002), describieron sus principales características. De la misma manera que para el conjunto de la vertiente oriental del Ecuador (tab. 1), su cuenca está dividida en dos partes, la primera mitad constituida mayormente por la parte montañosa (44,6 %) con alturas superiores a 500 m, y la otra mitad, por la planicie amazónica (55,4 %). El Napo nace cerca de los 4 500 m de altitud con el nombre de Jatunyacu.

Dos estaciones hidrosedimentológicas están situadas en el inicio de las llanuras (Francisco de Orellana en el río Napo y San Sebastián en el río Coca, quien es su principal afluente de margen izquierda); estas estaciones controlan la salida de la parte andina de la cuenca, que tienen características muy contrastadas. En su mayor parte, el curso de agua está caracterizado por un lecho de piedras y una fuerte corriente con remolinos y turbulencias. La estación de Nuevo Rocafuerte cierra la cuenca ecuatoriana a la frontera con el Perú. El 34 % de su superficie, situado entre las estaciones de Francisco de Orellana y San Sebastián, y la de Nuevo Rocafuerte, presentan características fisiográficas (clima, vegetación, relieve...) típicamente amazónicas, pero con un curso poco meándrico. Esta forma de curso proviene de un índice de pendiente relativamente elevado, ya que el gradiente hidráulico promedio es de 35,5 cm.km<sup>-1</sup>, en los 211 km que separan las estaciones de Fr. de Orellana (a 250 m de altitud) y de Nuevo Rocafuerte (175 m de altitud). Este sector, donde desaparecen los cantos rodados y las fuertes corrientes, muestra orillas bajas y un lecho de arena y barro inestable.

A pesar de su pequeña superficie con respecto a la totalidad de la cuenca amazónica (0,45%), la cuenca ecuatoriana del Napo es de gran interés debido a su importante geodinámica comentada en el § 5,3, la misma que influye fuertemente sobre sus flujos sedimentarios.

#### 5. 2. Balance hidrológico

Pérez (2000) puso en evidencia la heterogeneidad espacial de la hidroclimatología en la parte andina y en el piedemonte en la parte ecuatoriana de esta cuenca. Los balances hidrológicos, realizados para una decena de sub cuencas con superficies incluidas entre 37 y 4 800 km<sup>2</sup>, con datos pluviométricos e hidrológicos comunes en el período 1975-1989, proveen datos de láminas de precipitación de entre 1 315 y 5 340 mm.an<sup>-1</sup>, láminas de escurrimiento de entre 765 y 4 285 mm.an<sup>-1</sup> y coeficientes de escurrimiento entre 58 y 83 %.

Los datos pluviométricos disponibles para la cuenca del Napo abarcan 15 años (1975-1989) con una precipitación promedio interanual de 3 515 mm. A partir de los datos históricos del INOCAR y de las curvas de gasto de HYBAM, fue posible transformar los 15 años (1987-2002) de niveles de la estación de Nuevo Rocafuerte, en caudales, y así obtener una lámina de escurrimiento interanual de 2 480 mm. Desgraciadamente, estas dos series se sobreponen solamente sobre 2 años. Entonces, considerando como hipótesis, que los promedios interanuales de lluvia así como los de caudales no hayan cambiado significativamente de una época a la otra, se pudo aventurar un primer cálculo de balance hidrológico que generó un coeficiente de escurrimiento de 67 %, con un caudal específico promedio del orden de 80 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>.

#### 5. 3. Flujos sedimentarios y erosión

La cordillera andina corresponde solamente al 12 % de la totalidad de la superficie de la cuenca amazónica; sin embargo da origen al 95% del material sólido exportado al océano Atlántico por el río Amazonas (Guyot, 1993). ¿Cuáles son los procesos de exportación del material sólido en el Oriente ecuatoriano? Para responder a esta interrogante, se estudió y comparó los primeros datos hidrosedimentológicos obtenidos en 2001 y 2002 en varias estaciones de la cuenca del Napo, provenientes (de aguas arriba hacia aguas abajo) de las estaciones de D.J. Ilocullín, San Sebastián, Francisco de Orellana y Nuevo Rocafuerte.

Las concentraciones obtenidas de MES, muestran una amplia gama de variación entre extremos de 0,6 y 2 690 mg.l<sup>-1</sup>, en función de las estaciones, pese a que las concentraciones anuales promedio se sitúan entre 150 y 240 mg.l<sup>-1</sup>. Los cocientes en concentración de MES extremos (tab. 4) disminuyen de 1 905 a 41, de la siguiente manera: D.J. Ilocullín (1 905), San Sebastián (280), Fr. de Orellana (76) y Nuevo Rocafuerte (41), de aguas arriba (Andes) hacia aguas abajo (planicie), en relación con el gradiente altitudinal y el aumento de las superficies drenadas. La misma tendencia se presenta para los cocientes de caudales extremos diarios, pero con amplitudes mucho más pequeñas, entre 18 (D.J. Ilocullín) y 5,4 (Nuevo Rocafuerte). Estas amplitudes se relacionan y provocan amplitudes mayores entre los caudales sólidos (QS) extremos. Para D.J. Ilocullín, los máximos diarios de QS son 17 000 veces superiores en crecida que en estiaje, debido esencialmente a una carga en suspensión muy débil en esta época del año en la cual las aguas son cristalinas. La misma tabla 4 presenta los primeros cálculos de flujos sedimentarios y de exportaciones específicas, obtenidas en las subcuencas del Napo a partir de los datos colectados en los años 2001 y 2002. Las tasas de erosión específicas (QSs) varían entre 540 y 1 260 t.km<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup> Este último valor está ligado a la cuenca del río Coca, mayor proveedor de material sedimentario, aunque su escurrimiento específico (Qs) es el menor de entre las cuencas estudiadas. La porción (o la totalidad de la porción) de la cuenca del Napo controlada en Nuevo Rocafuerte presenta un QSs de 900 t.km<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>, lo que corresponde a una exportación anual de MES del Ecuador, de 24 x 10<sup>6</sup> t.año<sup>-1</sup>.

La parte andina libera 13,6x10<sup>6</sup> toneladas de MES, y un total de 24,2x10<sup>6</sup> toneladas de MES salen de la cuenca en Nuevo Rocafuerte. Esto significa que la diferencia (10,6x10<sup>6</sup> toneladas de MES) proviene de la superficie de 8 800 km<sup>2</sup> situada entre las estaciones de Francisco de Orellana y San Sebastián (aguas arriba), y la estación de Nuevo Rocafuerte (aguas abajo). Esta superficie presenta entonces una exportación específica de 1 208 t.km<sup>-2</sup>.año<sup>-1</sup>. Esta tasa podría parecer enorme tomando en cuenta la casi ausencia de relieve en este sector poco drenado por ríos selváticos aparentemente poco erosivos. Pero se puede destacar un gradiente hidráulico alto (35,5 cm.km<sup>-1</sup>) en el tramo de llanura "Francisco de Orellana - Nuevo Rocafuerte", en tanto que en la cuenca amazónica brasileña los gradientes son de entre 3 cm.km<sup>-1</sup> hasta 3 mm.km<sup>-1</sup> en su centro. Laraque et al. (2004) consideran que este gradiente explica por una parte el curso poco meándrico del Napo en este tramo, y por otra, las velocidades suficientemente fuertes del río como para remover el material en suspensión sedimentario fino de su cauce. Estas interpretaciones concuerdan con las de Baby *et al.* (1999), que relacionan esta importante erosión al pie de los Andes, con una tectónica muy activa de levantamiento con presencia de formaciones fluviales muy débiles. Este levantamiento tectónico proviene de la subducción de la placa de Nazca bajo el continente sudamericano.

Más detalladamente, al nivel de los eventos de los ciclos hidrológicos, la particularidad y la dificultad del estudio y de la cuantificación de las variaciones temporales de los flujos hidrosedimentarios al pie de los Andes, se deben a una gran actividad hidrológica de las cuencas hidrográficas con un tiempo muy corto de repuesta a las precipitaciones. Sus violentas crecidas imprevisibles son verdaderas "olas" cargadas de MES, difíciles de determinar. Esta carga en MES está considerablemente afectada por una geodinámica andina intensa (volcanismo, sismos...) que provoca numerosos derrumbes de diversas amplitudes. Algunos son gigantescos, como el ejemplo de "La Josefina" del 29 de marzo de 1993 en el río Paute (cuenca del Santiago), estimado entre 30x10<sup>6</sup> y 50x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> por Zevallos *et al.* (1996) y Cadier (1993). Lamentablemente, el presente estudio es reciente y no contamos con suficientes datos, mediciones, y objetividad para evaluar sus frecuencias e impactos en los flujos sólidos exportados por las cuencas fluviales orientales.

#### CONCLUSIONES

La cuenca amazónica ecuatoriana presenta una gran variabilidad en los regímenes climáticos e hidrológicos, a veces unimodales, otras veces bimodales. Los valores pluviométricos, así como aquellos de los escurrimientos, sufren cambios importantes en un ambiente muy contrastado, entre los Andes y la llanura amazónica. Las precipitaciones aumentan, desde la Cordillera hacia la planicie amazónica, donde alcanzan promedios interanuales de 3 000 mm.año<sup>-1</sup>, con regímenes más regulares que en los Andes. La variación espacial de los escurrimientos se evidencia a través de los caudales específicos que varían de 6,6 (Andes) hasta 1 10 l.s<sup>-1</sup>.km<sup>-2</sup>! Un total anual de 150x 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> de agua sale de las principales estaciones hidrológicas de las cuatro cuencas orientales más importantes. La cuenca del Napo es la mayor cuenca, con un caudal anual promedio de 2 100 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.

Desde el punto de vista hidrosedimentológico, los primeros resultados e interpretaciones del funcionamiento de la cuenca del Napo durante los años 2001 y 2002, indican que esta exporta anualmente un total de  $63 \times 10^9$  m<sup>3</sup> de flujo hídrico, y  $24 \times 10^3$  toneladas de flujo sólido. Cerca del 45 % de este flujo sólido proviene de la remoción de los sedimentos fluviales finos, a lo largo del tramo de 200 kilómetros, entre las ciudades de Francisco de Orellana y Nuevo Rocafuerte. Estos resultados confirman las observaciones de otros autores (Burgos *et al.*, capítulo 1 de este libro) a escala de tiempo más amplia, que muestran que desde el fin del Neógeno y durante el Cuaternario, la cuenca de ante-país "Oriente", actúa bajo la influencia del levantamiento subandino, como una zona de transferencia de sedimentos andinos y de erosión de acumulaciones anteriores acaecidas en la misma cuenca cuando las pendientes eran más suaves y el bajo Napo tenía un perfil en equilibrio.

#### Agradecimientos

A los participantes del proyecto HYBAM/Ecuador y a sus Instituciones de origen: EPN, INAMHI, INOCAR, IRD, UCE.

# **Referencias citadas**

- ARMIJOS, E., 2002 Estudio hidrofísico de las cuencas de los ríos Napo, Pastaza y Santiago dentro del proyecto Hybam. Thèse d'ingéniorat civil de l'UCE (Universidad Central de Ecuador), 126 p. + anexos.
- BABY P., GUYOT J.L., DENIAUD Y., ZUBIETA D., CHRISTOPHOUL F., RIVADENEIRA M. & JARA F., 1999 – The High Amazonian Basin: tectonic control and mass balance. In: Hydrological and Geochemical Process in Large-scale River Basins, Manaus'99 Symposium, Manaus, 16-19 nov. 1999.
- CADIER, E., 1993 Le point sur le suivi du glissement de terrain de la Josefina. Rapport interne ORSTOM, juin 1993, 6 p.
- ERAZO A. & HOORELBEKE R., 1999 Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Pastaza. Publ. HIBAM, Quito, 46p.
- GEORGESCU, C.P., 1993–Integración fluvial Sudamérica/South-American River Integracion. Bilingual-edition, Caracas, USB, BID, 1993, 115 p.
- GUYOT, J.L., 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. ORSTOM Ed., 261 p.
- HEREDIA E. & POMBOSA, R., 1999 Influencia del ENSO sobre los caudales mensuales de las grandes cuencas hidrográficas del Ecuador. In: Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins, Nov., 15-19, 1999, Manaus, Brésil.
- HOORELBEKE, R. & PÉREZ, V., 1999 Datos meteorológicos de la cuenca del Río Napo. Publ. HIBAM, Quito, 213 p.

- HOORELBEKE R., POMBOSA R. & ROURA J. 1999 Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Santiago. Publ. HIBAM, Quito, 35 p.
- HUMBOLDT, VON A., 1825 Voyages dans l'Amérique équinoxiale. I. Itinéraire. Trad. C. Minguet. Ed. F. Maspero, 1980, Paris, 295 p.
- LARAQUE, A., CERÓN, C., EISSEN, J.P., BOURDON, E. & MUÑOZ, T., 2002 Primer estudio limnológico de la laguna del volcán El Altar en los Andes ecuatorianos. V Seminario Colombiano de Limnología & I Reunión Internacional de limnología del Alto Amazonas. Leticia (Amazonas) Colombia - Mayo 20 a 24 de 2002.
- LARAQUE, A., POMBOSA, R., CERÓN, C., ARMIJOS, E. & MAGAT, P. 2003 La red de estaciones de referencias del proyecto HYBAM en Ecuador Primeros resultados. Informe Interno IRD-INAMHI, 50 p. + anexos.
- LARAQUE, A., CERÓN, C., ARMIJOS, E., POMBOSA, R., MAGAT, P. & GUYOT, J.L. (accepted) – Sediment yields and erosion rates in the Napo River Basin: an Ecuadorian Andean Amazon tributary. In: Sediment transfer through the fluvial system – International Conference of IAHS. August 2-6, 2004 - Moscow, Russia.
- MORENO, F. & TAPIA, A., 2001 Regionalización hidrometeorológica de las cuencas amazónicas. Tesis de ingeniero civil de l'UCE (Universidad Central de Ecuador), 75 p. + anexos.
- MULLER F., SEYLER F. & GUYOT J.L. 1999 Utilisation d'imagerie radar (ROS) JERS-1 pour l'obtention de réseaux de drainage. Exemple du Rio Negro (Amazonie). Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins, Nov., 15-19, 1999, Manaus, Brésil.
- MULLER F., SEYLER F., COCHONNEAU G. & GUYOT J.L. 2000 Watersheds extraction using DEM and drainage network in the whole Amazon river basin. 4th International Conference on integrating Geographic Information Systems (GIS) and environmental modelling (GIS/EM4). September 2-8, 2000: The Banff Centre for Conference, Banff, Alberta, Canada.
- PÉREZ, V., 2000 Balance hídrico superficial de la cuenca del Río Napo. Tesis, Universidad Central del Ecuador, Quito, 132 p.
- POURRUT, P., 1994 Climat de l'Équateur. In: l'eau en Équateur, principaux acquis en hydroclimatologie. ORSTOM Editions: 30-42.
- RDI, 1996 Acoustic Doppler Current Profilers Principles of Operation: A practical Primer. Second Edition for broadBand ADCPs. San Diego California, USA. 54 p.
- ROSSEL, F. 1997 Influence du Niño sur les régimes pluviométriques de l'Équateur. Thèse Univ. Montpellier. 289 p.
- UNESCO, 1980 Carte de la végétation d'Amérique du sud. Echelle : 1/5 000 000, Ed. UNESCO.
- ZEVALLOS, O., FERNÁNDEZ, M.A., NIETO, G.P. & SOJOS, S.K., 1996 Sin plazo para la esperanza. Reporte sobre el desastre de la Josefina-Ecuador, 1993, Ed. E.P.N., 348 p.

# LÉXICO

A.J.	: Antes de la Junta		
D.J.	: Después de la Junta		
EPN	: Escuela Politécnica Nacional		
IFEA	: Instituto Francés de Estudios Andinos		
INAMHI	: Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología		
INOCAR	: Instituto Nacional Oceanográfico de la Armada		
INSU	: Instituto Nacional de las Ciencias del Universo		
IRD	: Instituto de Investigación para el Desarrollo		
MES	: Material En Suspensión		
[MES]	: símbolo de las concentraciones de Material En Suspensión (en mg.l <sup>-1</sup> )		
MNT	: Modelo Numérico de Terreno		
PNSE	: Programa Nacional Suelo Erosión		

i

# LA SUPERFICIE MERA-UPANO: MARCADOR GEOMORFOLÓGICO DE LA INCISIÓN FLUVIATIL Y DEL LEVANTAMIENTO TECTÓNICO DE LA ZONA SUBANDINA ECUATORIANA

Séverine Bès De Berc (1\*\*), Patrice Baby (2\*\*), Jean-Claude Soula (3), Jaime Rosero (2\*\*\*), Marc Souris (2\*\*\*\*), Frédéric Christophoul (3), Jorge Vega (2)

#### Resumen

La zona subandina ecuatoriana, piedemonte de la Cordillera Oriental, está caracterizada por una actividad sísmica y volcánica muy intensa, así como por procesos de erosión muy espectaculares. En este trabajo, se define un marcador morfológico regional llamado Superficie Mera-Upano, que se formó entre 32 000 a. BP y 14 000 a. BP. Este marcador está utilizado para medir tasas de incisión fluviatil y de levantamiento tectónico en la zona subandina. Los valores obtenidos son muy altos y pueden ser relacionados a un evento geodinámico mayor como la entrada en subducción de la "Dorsal" oceánica de Carnegie bajo la Cuenca Oriente.

**Palabras claves**: Ecuador, Cuenca Oriente, incisión fluviatil, geomorfología, Superficie Mera-Upano.

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup> IFEA: Institut Français d'Études Andines, Whymper 442 y Coruña, Quito, Ecuador [\* Dirección actual: BRGM - SGR/GUA, Morne Houëlmont, route de l'Observatoire, 97 113 Gourbeyre, Guadeloupe, France (<u>S.BesdeBerc@brgm.fr</u>)].

 <sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador
 [<sup>\*\*</sup> Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 – Perú (<u>Patrice.Baby@ird.fr</u>)

<sup>[&</sup>quot;" Dirección actual: PerezCompane, Suiza 209 y Eloy Alfaro, Quito, Ecuador].

<sup>[\*\*\*\*</sup> Dirección actual: IRD, Quality House Convent, 38 Convent Rd, Silom, Bangrak, Bangkok 10500, Thailand].

<sup>&</sup>lt;sup>(3)</sup>LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France.

### INTRODUCCIÓN

La zona subandina ecuatoriana, piedemonte de la Cordillera Oriental, está caracterizada por una actividad sísmica y volcánica muy intensa (ver Legrand *et al.* y Barragán *et al.*, en este libro), así como por procesos de erosión muy espectaculares que se manifiestan por deslizamientos de algunos decenas de kilómetros. Esos procesos de erosión muy intensos están corroborados por las medidas de erosión realizadas en la cuenca hidrológica del Napo en el marco del Convenio INHAMI-IRD (ver Laraque *et al.*, en este libro), y por una incisión fluviátil muy fuerte en los valles de la zona subandina.

El presente trabajo tiene por objetivo principal el de caracterizar e interpretar la geomorfología de las terrazas aluviales subandinas que se desarrollan al este de los volcanes Sangay y Tungurahua, ambos ubicados en la Cordillera Oriental, cerca del límite con la zona subandina (figs. 1 y 2). La actividad cuaternaria muy fuerte de esos volcanes (Hall & Beate, 1991) ha provocado los colapsos de sus edificios e importantes depósitos de lavas y de lahares que pueden alcanzar volúmenes de decenas de km<sup>3</sup>. Ambos depósitos fueron la alimentación principal de los conos aluviales del piedemonte de la Cordillera, actualmente sellados por una superficie morfológica regional que hemos bautizado "Superficie Mera-Upano". Este marcador morfológico regional permite calcular las tasas de incisión de los ríos Pastaza y Upano, así como la tasa de levantamiento tectónico del megacono aluvial del Pastaza.

### 1. CONTEXTO ESTRUCTURAL DE LA ZONA SUBANDINA

El sistema subandino constituye la parte aflorante de la Cuenca Oriente y permite observar el estilo de las deformaciones recientes. La zona subandina está estructurada por fallas inversas de orientación N-S a NNE-NNW. Las secciones de sísmica de reflexión muestran que esas fallas son generalmente de alto ángulo (ver Rivadeneira & Baby en el capítulo 2), y probablemente de escala cortical. Los marcadores cinemáticos que se observan en los afloramientos, como en los mapas estructurales, evidencian una tectónica transpresiva con movimientos dextrales. La mayoría de esas fallas corresponden a antiguas fallas normales invertidas, que controlaron la sedimentación triásica y jurásica (ver Díaz *et al.*, en este libro).

La morfología subandina conduce a diferenciar, del norte al sur, tres unidades morfo-tectónicas: el Levantamiento Napo, la Depresión Pastaza y la Cordillera del Cutucú (fig. 2).

La Depresión Pastaza está deformada por fallas inversas de basamento que generan anticlinales de propagación a vergencia este (fig. 3). La Cordillera del Cutucú corresponde a una antiforma compleja desarrollada al frente de la Cordillera Oriental (fig. 4) y deformada por la inversión de un rift de edad triásica a jurásica (ver Díaz *et al.* y Legrand *et al.*, en este libro). Entre la Cordillera Oriental y la Cordillera del Cutucú, se desarrolla el valle del Upano donde se acumularon gran parte de los depósitos volcano-clásticos del volcán Sangay.



Fig. 1 – Modelo numérico de relieves (Savane©IRD) y ubicación de los volcanes activos del Ecuador.



Fig. 2 – Modelo numérico de relieves (Savane©IRD) de la zona subandina ecuatoriana y ubicación de la Superficie Mera-Upano.



Fig. 3 – a) Modelo numérico de relieves (Savane©IRD) y ubicación del valle y del cono del Pastaza; b) sección estructural a través del valle y del cono del Pastaza.
FAU: falla de corrimiento de Autapi; AAU: anticlinal de Autapi; FB: falla de corrimiento de Bobonaza; AB: anticlinal de Bobonaza; FM: falla de corrimiento del Mirador; AM: anticlinal Mirador; FAL: falla de corrimiento del Alpayacu; FC: falla de corrimiento de Cosanga; FSI: falla de corrimiento de Santa Inés; DSI: Depresión de Santa Inés; FS: falla de corrimiento subandina.



Fig. 4 – Bloque morfo-tectónico 3D de la Cordillera del Cutucú. Los sismos representados son los del experimento de Legrand et al. presentado en este libro (capítulo 1). FUP: Falla del Upano.

## 2. UN MARCADOR MORFOLÓGICO REGIONAL: LA SUPERFICIE MERA – UPANO

El estudio de las imágenes satelitales y de modelos numéricos de terreno (Savane©IRD) nos han permitido poner en evidencia una superficie morfológica regional de más o menos 3 000 km<sup>2</sup> ubicada en la zona subandina, y cubriendo la Depresión Pastaza y el valle del Upano entre la Cordillera Oriental y la Cordillera del Cutucú (fig. 2). Esta superficie está cortada al este por un deslizamiento de más de 70 km de extensión N-S, y de 500 m de altura (figs. 2 y 5), que constituye una barrera morfológica importante entre la zona subandina y la llanura amazónica. Además, la incisión fluviátil de la Superficie Mera-Upano por los ríos Pastaza y Upano, que se observa actualmente, puede alcanzar más de cien metros de profundidad (figs. 6 y 7). Como lo muestra la figura 6, esos procesos de erosión siguen muy activos y afectan continuamente las vías de comunicación en el valle del Pastaza.



Fig. 5 – Modelo numérico de relieves (Savane©IRD) del megacono aluvial del Pastaza y de su deslizamiento frontal.



Fig. 6 – Secciones litológicas de la Fin. Mera (a) y de los depósitos aluviales (b) del paleo-río Alpayacu que sellan la superficie Mera-Upano (ubicación en la fig. 5).

La foto ilustra el deslizamiento de mayo del 2002 en la carretera Baños-Puyo, que permitió levantar esas secciones. Descripción de facies según la nomenclatura de Miall (1996).



Fig. 7 – a) Modelo numérico de relieves (Savane©IRD) del valle del Upano; b) sección estructural a través del relleno volcano-sedimentario del valle del Upano; c) sección litológica de los depósitos fluvíales que sellan la Superficie Mera-Upano.

FS: Falla de corrimiento subandina; FUP: Falla del Upano; FSH: falla de retro-corrimiento de Shaime; FC: falla de corrimiento del Cutucú. Descripción de facies según la nomenclatura de Miall (1996).

El río Upano y el río Pastaza son los medios de transporte principales de los depósitos aluviales de la zona subandina. La Superficie Mera-Upano se formó encima de los conos aluviales alimentados por esos dos ríos, y en gran parte por los sedimentos volcano-clásticos producidos por los volcanes Tungurahua y Sangay (fig. 8). Esta superficie de extensión regional corresponde a un nivel endurecido oxidado característico de las superficies de erosión sub-aérea llamadas "glacis" en francés. En los topes de los conos aluviales del Pastaza y del Upano, logramos obtener dataciones encima y debajo de esta importante superficie de erosión.

El cono aluvial del Pastaza, que ocupa toda la Depresión Pastaza, al este del granito de Abitagua, y la depresión Santa Inés al oeste, está compuesto por la Formación Mera considerada como de edad pleistocena (Tshopp, 1953). La Formación Mera comprende tres unidades de "debris flow" (conglomerados gruesos con matriz flotante) de un espesor total de 50-80 m, cubiertas por dos niveles de lahar que provienen del volcán Tungurahua (fig. 6). El tope del ultimo nivel de lahar corresponde a la Superficie Mera-Upano. Encima de esta superficie, se encuentran localmente, cerca de la localidad de Mera, depósitos fluviales de 5 m de espesor que contienen principalmente clástos graníticos y que provienen del antiguo cauce del río Alpayacu, tributario del río Pastaza (ver fig. 5). Dentro de esos depósitos fluviales, se ubica un nivel orgánico con troncos de árboles bien conservados, que hicimos datar por <sup>14</sup>C en los laboratorios de Beta Analytic (Miami, Florida, USA), y que dio una edad de 17 920 a. +/- 100 BP (Beta-144644). Más abajo, entre los dos niveles de lahar, aparece otro nivel orgánico del mismo tipo que dio una edad <sup>14</sup>C de 40 580±1030 a. BP (BETA-169315). Esas dos dataciones nos indican que la Superficie Mera-Upano se formó entre 40580±1030 a. BP y 17 920 a. +/- 100 BP.

En el valle del Upano, en la espalda de la Cordillera de Cutucú (fig. 2), la Superficie Mera-Upano se desarrolló al tope de depósitos de lahares (fig. 7) que



Fig. 8 – Modelo numérico de relieves (Savane©IRD) mostrando la proveniencia de los sedimentos de los conos aluviales de la zona subandina ecuatoriana.

provienen de los colapsos sucesivos del volcán Sangay, datados en 260 ka BP y 50 ka BP (Monzier *et al.*, 1999). Calculamos que en el valle del Upano se depositó alrededor de 60 km<sup>3</sup> de lahares (Bès de Berc, 2003). La incisión del río Upano es más o menos de 100 m de profundidad, y alcanzó el substrato de los depósitos de lahar que corresponde a la Fm. Napo o la Fm. Hollín de edad cretácica. Localmente sobre la Superficie Mera-Upano, encontramos depósitos fluviales del antiguo cauce del río Upano (fig. 7). Esta serie fluviátil de una decena de metros (fig. 7) reve³ó niveles orgánicos que nos permitieron datar su base en <sup>14</sup>C 30 920 +/- 350 a. BP (Beta-171211) y su tope en <sup>14</sup>C 23 670 +/- 160 a. BP (Beta-171212).

Las dataciones de Mera y del Upano muestran que la Superficie Mera-Upano empezó a formarse antes de 30 920 +/- 350 a. BP, y fue preservada por lo menos hasta 17 920 a. +/- 100 BP. Este periodo corresponde a la última gran glaciación puesta en evidencia por Claperton (1993) entre 32 000 a. BP y 14 000 a. BP. En la cuenca amazónica, fue un periodo de clima frío y seco donde pudo desarrollarse una superficie de erosión o de no depositación tal como la de Mera-Upano.

### 3. TASAS DE INCISIÓN Y DE LEVANTAMIENTO TECTÓNICO

La Superficie Mera-Upano constituye un excelente marcador morfológico para medir las tasas de incisión de los ríos, y de la deformación vinculada con las recientes fallas de la zona subandina.

#### 3. 1. Las tasas de incisión del río Pastaza

La zona del Pastaza está dividida en cuatro dominios estructurales, donde calculamos tasas de incisión a partir de la superficie regional de Mera-Upano, y de diferentes niveles de terrazas de ablación a orillas del río Pastaza (Bès de Berc, 2003). Esos dominios son del Este al Oeste: la zona de Mera-Puyo, sobre el cono aluvial del Pastaza; el granito de Abitagua; la Depresión de Sta. Inés; y, más al oeste, el Alto Pastaza (fig. 9).

En la zona de Mera-Puyo, la tasa de incisión fue calculada a partir de dos marcadores: la Superficie Mera-Upano (T1), ubicada 90 m arriba del río Pastaza; y la terraza de ablación de Motolo (T2), encontrada en la cantera de Motolo cerca del pueblo de Mera, ubicada 20 m arriba del río Pastaza y datada en <sup>14</sup>C 1 800 +/-50 a. BP (BETA-168282). Las tasas de incisión calculadas para la zona de Mera-Puyo son de 0,43 cm/ año entre 17 920 +/- 100 a. BP y 1 800 +/- 50 a. BP, y de 1,11 cm/año desde 1 800 +/ - 50 a. BP.

En el granito de Abitagua, la Formación Mera es condensada (11 m de espesor) y descansa directamente sobre el granito. La Superficie Mera-Upano (T1) está ubicada 156 m arriba del río Pastaza, lo que implica una tasa de incisión de 0,87 cm/año.

En la Depresión de Sta. Inés, además de la Superficie Mera-Upano ubicada alrededor de 135 m arriba del río Pastaza, aparecen varios niveles de terrazas de ablación en la Formación Mera. Una de esas terrazas de ablación está sellada por una colada de lava proveniente del volcán Tungurahua. Esta colada de lava fue cartografiada sobre 30



Fig. 9 – Secciones morfo-estructurales a través del valle y del cono aluvial del Pastaza, y valores de tasas de incisión fluviátil y de levantamiento tectónico.

km de extensión, desde el pueblo de Baños (al pie del volcán Tungurahua) hasta la Depresión de Sta. Inés. Según Hall *et al.* (1999), esa colada de lava sucede a un flujo piroclástico datado en <sup>14</sup>C 2 215 +/- 90 a. BP y está cubierta por cenizas volcánicas datadas en <sup>14</sup>C 1 470 +/- 85 a. BP. En la Depresión de Sta. Inés, a partir de la Superficie Mera-Upano y de la terraza sellada por las lavas, calculamos tasas de incisión de 0,54-0,57 cm/año entre 2215 y 1470 a. BP, y de 0,87-2,5 cm/año entre 2215 y 1470 a. BP.

Las tasas de incisión calculadas a lo largo del Río Pastaza, entre 17 920 a. BP y el Presente, están resumidas en la sección de la figura 9. Esas tasas no son constantes de una unidad estructural a la otra, y están aparentemente vinculadas a las diferentes fallas de corrimiento de la zona subandina. Globalmente, las tasas de incisión aumentan en el tiempo del Pleistoceno al Presente.

#### 3. 2. Las tasas de incisión del río Upano

La Superficie Mera-Upano (T1) nos permitió también calcular la tasa de incisión del río Upano. La incisión de T1 empezó después de los últimos depósitos fluviales datados en 23 670 a. BP, que encontramos sobre la superficie (fig. 7). Calculamos en este

lugar, por un espesor de 110 m de lahares y de depósitos fluviales, una tasa de incisión hasta el Presente de 0,46 cm/año.

#### 3. 3. Las tasas de levantamiento tectónico en el megacono del Pastaza

El marcador morfológico Mera-Upano, que se extiende desde la Depresión Sta. Inés hasta la llanura amazónica, está bastante deformado. Esta superficie aparece en la figura 9a cortada y basculada por las diferentes fallas subandinas. Se calculó el rechazo vertical de las principales fallas inversas a partir de este marcador. Asumiendo que la Superficie Mera-Upano no fue afectada por incisión y por levantamiento tectónico hasta 17 920 a. BP (ver más arriba), calculamos tasas de levantamiento del mismo orden que las tasas de incisión (ver fig. 9a). La tasa de levantamiento más fuerte se encuentra en las fallas de corrimiento subandinas frontales (fallas de Bobonaza y de Autapi) donde alcanza más de un centímetro por año. El deslizamiento de 500 m de altura que afecta el frente del megacono aluvial del Pastaza (fig. 5) está vinculado al importante rechazo de esas dos fallas de corrimiento frontales.

#### 4. SÍNTESIS Y CONCLUSIONES

En el Pleistoceno medio y superior, se depositan en la Depresión Pastaza y en el valle del Upano lahares que provienen de la actividad de los volcanes Tungurahua y Sangay (fig. 10a). Esos lahares constituyen la parte superior de la Formación Mera del megacono aluvial del Pastaza. Los lahares del valle del Upano resultan de dos colapsos sucesivos del edificio del volcán Sangay en 260 y 50 ka BP.

Entre 32 y 18 ka BP, la ultima gran glaciación se traduce en la cuenca amazónica por un clima frío y seco responsable de la formación y de la preservación de la Superficie Mera-Upano (fig. 10b). Aparentemente, durante este periodo, no hubo actividad tectónica y tampoco incisión fluviátil.

Después de 18 ka BP (edad de los depósitos fluviales más jóvenes encontrados encima de la Superficie Mera-Upano), comienza la incisión fluviátil de la Superficie Mera-Upano por los ríos pastaza y Upano (fig. 10c). Esta incisión está ligada a la actividad tectónica de la zona subandina y a la propagación de fallas de corrimientos que corten y deforman la Superficie Mera-Upano.

Actualmente (fig. 10d), el megacono aluvial del Pastaza está afectado por un proceso de erosión regresiva espectacular, que se traduce por un deslizamiento de 500 m de altura que separa la zona subandina de la llanura amazónica. Este deslizamiento está ubicado a lo largo de las fallas de corrimiento frontales de la zona subandina, cuya tasa de levantamiento es estimada a más de 1 cm/año. Esta importante actividad tectónica está corroborada por la fuerte actividad sísmica y volcánica que caracteriza la zona subandina ecuatoriana (ver Legrand *et al.* y Barragán *et al.*, en este libro). La propagación de las fallas de corrimiento modificó considerablemente la red hidrográfica de la región del Pastaza y del Upano.

Aparentemente, la Superficie Mera-Upano y las fuertes tasas de incisión fluviátil y de levantamiento tectónico que la caracterizan, están restringidas a la zona subandina

Fig. 10 – Los diferentes estados de evolución de la zona subandina ecuatoriana y de la Superficie Mera-Upano desde el Pleistoceno: a) Pleistoceno medio-superior; b) entre 32 y 18 ka. BP; c) desde 18 ka. BP; d) actualmente.



a)

b)



d)

c)

ecuatoriana. Desaparecen al sur (en Perú) y al norte (en Colombia). La morfología de la zona subandina ecuatoriana y su fuerte actividad tectónica pueden ser interpretadas como el resultado de un evento geodinámico mayor tal como la subducción de la "Dorsal" oceánica de Carnegie, cuyos efectos pueden aparecer en la cuenca amazónica a partir del Pleistoceno.

# **Referencias citadas**

- BÈS DE BERC S., 2003 Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviatile (exemple de la zone subandine équatorienne, haut bassin amazonien). *PhD Thesis*, University of Toulouse, 181 p.
- CLAPPERTON C., 1993 Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 p.
- HALL M. & BEATE B., 1991 El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. Estudios de Geografía, 4: 5-38.
- HALL M.L., ROBIN C., BEATE B., MOTHES P. & MONZIER M., 1999 Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. J. Volc. Geotherm. Res, 91: 1-21.
- MIALL A. D., 1996 The Geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Blackwell Science, London, 582 p.
- MONZIER M., ROBIN C., SAMANIEGO P., HALL M. L., COTTON J., MOTHES P. & ARNAUD N., 1999 Sangay Volcano, Ecuador; structural development, present activity and petrology. *J. Volc. Geotherm. Res.*, 90: 49-79.
- TSCHOPP H.J., 1953 Oil explorations in the Oriente of Ecuador. A.A.P.G. bull., 37: 2303-2347.

# EL ENJAMBRE SÍSMICO DE MACAS (CORDILLERA DE CUTUCÚ)

Denis Legrand <sup>(1\*)</sup>, Patrice Baby <sup>(2\*\*)</sup>, Francis Bondoux <sup>(3)</sup>, Catherine Dorbath <sup>(3)</sup>, Séverine Bès de Berc <sup>(1\*\*\*)</sup>, Marco Rivadeneira <sup>(4)</sup>

#### Resumen

La sismicidad de la región de Macas es comparada a la sismicidad global del Ecuador. Un experimento con diez estaciones sismológicas de corto período fue realizado entre 1999 y 2000, cerca de la ciudad de Macas, en la parte sur del piedemonte subandino del Ecuador (cordillera de Cutucú). Las ubicaciones de los terremotos registrados fueron comparadas y correlacionadas con las estructuras geológicas. Algunos eventos están alineados en una dirección NNE-SSW que corresponde a la orientación de los planos nodales del mecanismo focal inverso del terremoto de 1995 ( $M_{a}$ =7,0), pero muchos eventos más pequeños están alineados en dirección NNW-SSE. Atribuimos estas dos orientaciones del enjambre sísmico de Macas a los corrimientos subandinos de basamento que provienen de la inversión tectónica de un rift abortado del Triásico-Jurásico, orientado NNE-SSW, que fue levantado y parcialmente expuesto en la cordillera de Cutucú. El presente fraccionamiento de esta parte de la deformación subandina está controlado por fallas normales pre-existentes de orientación NNE-SSW y de edad triásico-jurásico, que han sido significativamente comprimidas en transpresión y reactivadas en fallas inversas. La mayor parte de las fallas del rift estaban orientadas NNE-SSW, y corresponden ahora a algunos corrimientos del Subandino, como lo confirma el mecanismo focal del terremoto de 1995, localizado en el

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup> IFEA: Institut Français d'Études Andines, Whymper 442 y Coruña, Quito, Ecuador (legrandenis@yahoo.com)

<sup>[\*</sup> Dirección actual: Departamento de Geofísica, Blanco Encalada 2085, Santiago, Chile].

<sup>[&</sup>lt;sup>ana</sup> Dirección actual: BRGM - SGR/GUA, Morne Houëlmont, route de l'Observatoire, 97 113 Gourbeyre, Guadeloupe, France (S.BesdeBerc@brgm.fr )].

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857. Quito, Ecuador. [<sup>4\*</sup> Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 – Perú (Patrice.Baby@ird.fr)].

<sup>&</sup>lt;sup>(3)</sup>LMTG. IRD/CNRS/UPS. 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France

<sup>&</sup>lt;sup>(4)</sup> PETROPRODUCCIÓN, Casilla Postal 17-10-7019, Quito-Ecuador (mrivadeneira@petroecuador.com.ec)

borde este (corrimiento frontal de Morona). En la cordillera de Cutucú, la orientación del enjambre actual de réplicas puede ser interpretada como el resultado de la acomodación del desplazamiento del corrimiento frontal de Morona NNE-SSW, a lo largo de fallas preexistentes NNW-SSE que se encuentran dentro del sistema de rift invertido.

Palabras claves: Ecuador, tectónica de inversión, enjambre sísmico, zona subandina.

## INTRODUCCIÓN

Un terremoto de magnitud Mw=7,0 ocurrió el 3 de octubre de 1995, a una profundidad de 23,6 km (Engdahl *et al.*, 1998), cerca de la ciudad de Macas en el piedemonte subandino meridional del Ecuador (cordillera de Cutucú). Las réplicas más fuertes<sub>a</sub> determinadas por Harvard, están básicamente alineadas en una dirección NNE-SSW, de acuerdo con el mecanismo focal del terremoto principal. Pero, muchos eventos más pequeños, localizados por la red sísmica ecuatoriana, estaban alineados en una dirección sorprendente NNW-SSE (Yepes *et al.*, 1996). Como la distribución de las estaciones de la red ecuatoriana está principalmente orientada NW respecto al enjambre de Macas, la localización de estas réplicas hubieran podido ser afectadas por la distribución de estas estaciones sísmicas. Para confirmar esta orientación, una red portátil de diez estaciones fue instalada alrededor del enjambre de Macas, entre noviembre 1999 y junio 2000.

Muchos estudios geológicos fueron realizados en el piedemonte subandino y en las tierras bajas amazónicas del Ecuador, conocidas como la cuenca Oriente (Tschopp, 1953; Canfield *et al.*, 1982; Dashwood & Abbotts, 1990; Baby *et al.*, 1999; Christophoul *et al.*, 2002a; 2002b; capítulo 1 de este libro), pero existem pocos análisis estructurales detallados sobre la cordillera subandina de Cutucú, cuya fuerte actividad tectónica está evidenciada por el enjambre sísmico de Macas y la deformación de los marcadores morfológicos recientes (Bès de Berc *et al.*, 2003).

El propósito de este estudio es presentar y utilizar resultados geológicos y sísmicos para caracterizar la deformación activa de la cordillera de Cutucú y, para explicar el origen del enjambre sísmico de Macas.

# 1. CUADRO GEODINAMICO

El Ecuador está ubicado en la frontera entre los Andes Centrales orientados SSE-NNW y los Andes Septentrionales orientados SSW-NNE (fig. 1). Esta posición particular en forma de codo hace que esta región está sometida a cambios de esfuerzos importantes y, por lo tanto, puede ser responsable de la fuerte actividad sísmica y volcánica de Ecuador respecto a Perú o Colombia. Por ejemplo, el Ecuador tiene más de 18 volcanes activos, mientras que en el Norte de Perú (Norte de 14°S) el volcanismo activo es inexistente y Colombia tiene 14 volcanes activos (Simkin & Siebert, 1994). Volcanes muy altos están ubicados en Ecuador (*e.g.* Mt Chimborazo, 6 310 m; Mt Cotopaxi, 5 897 m; Mt Cayambe, 5 790 m) y grandes terremotos (*e.g.* del 31/01/1906  $M_w$ =8,8, del 12/12/1979  $M_w$ =8,1, del 14/05/1942  $M_w$ =7,8 y del 19/01/1958  $M_w$ =7,7) ocurrieron en la costa del Pacífico. Específicamente, en los Andes ecuatorianos,



Fig. 1 – Mapa de elevación de la curvatura norte de los Andes (Gtopo 30 DEM), y terremotos superficiales (profundidad < 50 km) (M<sub>u</sub> > 5,0) del catálogo de Harvard (1973-2000), que tienen mecanismo focal para 10 regiones y los tensores de esfuerzos correspondientes (ver tabla 1). Los círculos corresponden a los terremotos que no fueron usados para la determinación de los tensores de esfuerzos. Para el enjambre de Macas, tres eventos adicionales fueron incluidos (10/05/1963, 03/11/1963, 21/06/1967, ver figura 2).
 DGM = Dolores Guayaquil Megashear.

ocurrieron grandes terremotos superficiales en la zona subandina ( $M_w = 7,1$  1987 Baeza;  $M_w = 7,0$  1995 Macas), caracterizada también por la presencia de volcanes activos como el Sumaco y el Reventador (reactivado recientemente, noviembre 2002).

La placa de Nazca subduce por debajo de la placa suramericana, a una velocidad de 58  $\pm$  2 mm/año en las latitudes de Ecuador (Trenkamp *et al.*, 2002). Medidas GPS indican un movimiento en dirección este de la placa de Nazca respecto a la placa suramericana, considerada como fija, que es oblicua a la fosa de Ecuador (Kellogg & Vega, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002) y que genera una compresión principalmente E-W (Ego *et al.*, 1996; Gutscher *et al.*, 1999a; 1999b). La deformación en los altos Andes

ecuatorianos fue básicamente relacionada con la zona dextral de la megafalla Dolores Guayaquil (Dolores Guayaquil Megashear : DGM) (Winter *et al.*, 1993; Deniaud *et al.*, 1999; Trenkamp *et al.*, 2002), que marca la zona de sutura entre el bloque costero ecuatoriano y el margen continental suramericano (Benitez, 1995; Jaillard *et al.*, 1995). Al este de la DGM, los Andes ecuatorianos consisten en una faja plegada y corrida hacia el este (Cordillera Oriental y piedemonte subandino, donde el patrón estructural está dominado por deformación compresiva y transpresiva (Aspden & Litherland, 1992; Baby *et al.*, 1999; Pratt *et al.*, 2002).

Para tener una idea de los tensores de esfuerzos, les hemos calculado a partir de los mecanismos focales de Harvard para eventos superficiales (< 50 km) de magnitud  $M_w > 5,0$ . La región entera fue dividida en diez regiones, en las cuales se supone que existe un solo tensor de esfuerzos (fig. 1). El comportamiento general de la tectónica puede ser deducido a partir del factor de forma R (Rivera & Cisternas, 1990) del tensor de esfuerzos (R<0 para una compresión pura, R>1 para una extensión pura y 0<R<1 para un estado intermedio, tabla 1). Algunos eventos no han sido tomados en cuenta, porque sus mecanismos focales no eran compatibles con el tensor de esfuerzos de la región (principalmente la costa de Colombia, círculos de la figura 1). Todos los tensores de esfuerzos son compresionales (con un s<sub>3</sub> vertical, figura 1, *i.e.* con R<0, tabla 1) excepto

Región	σ	σ	σ	R
	strike dip	strike dip	strike dip	Score
1	280,32 +/- 0,63	190,08 +/- 0,64	77,84 +/- 1,44	-1,51 +/- 0,09
	5,88 +/- 0,63	2,29 +/- 0,14	83,66 +/- 0,60	0,996 +/- 0,00005
2	91,07 +/- 1,69	204,19 +/- 0,43	294,53 +/- 0,43	2,16 +/- 0,05
	82,64 +/- 0,41	2,87 +/- 0,23	6,74 +/- 0,42	0,995 +/- 0,0002
3	265,17 +/- 0,20	174,42 +/- 0,19	54,24 +/- 1,12	-0,76 +/- 0,02
	8,54 +/- 0,29	5,03 +/- 0,21	80,06 +/- 0,31	0,998 +/- 0,00002
4	40,50 +/- 0,82	131,20 +/- 0,85	284,89 +/- 1,11	-2,45 +/- 0,37
	4,34 +/- 0,20	8,96 +/- 0,41	80,02 +/- 0,43	0,984 +/- 0,0004
5	251,08 +/- 0,52	341,43 +/- 0,47	88,82 +/- 2,29	-0,31 +/- 0,05
	7,67 +/- 0,39	2,49 +/- 0,42	81,87 +/- 0,44	0,709 +/- 0,0003
6	318,25 +/- 0,34	228,25 +/- 0,34	281,65 +/- 2,36	-0,33 +/- 0,02
	0,34 +/- 0,06	0,25 +/- 0,05	89,57 +/- 0,08	0,973 +/- 0,0007
7	92,93 +/- 0,99	184,98 +/- 0,94	293,99 +/- 0,58	-0,14 +/- 0,02
	17,76 +/- 0,36	6,37 +/- 0,31	71,04 +/- 0,37	0,971 +/- 0,0004
8	104,02 +/- ,044	6,24 +/- 1,02	197,50 +/- 0,51	0,17 +/- 0,14
	5,20 +/- 0,49	55,61 +/- 0,90	33,84 +/- 0,94	0,944 +/- 0,00005
9	83,62 +/- 0,56	174,38 +/- 0,55	278,07 +/- 0,85	-1,84 +/- 0,08
	13,09 +/- 0,37	3,25 +/- 0,16	76,50 +/- 0,37	0,991 +/- 0,0002
10	273,59 +/- 0,68	183,55 +/- 0,68	113,03 +/- 25,02	-1,39 +/- 0,06
	1,33 +/- 0,59	0,68 +/- 0,34	88,49 +/- 0,68	0,845 +/- 0,0001

Tabla 1 – Características de los tensores de esfuerzos promedio de las 10 mejores soluciones
R es el factor de forma (ver texto).

para dos regiones: la parte sur de la costa de Colombia (región 2 con cruces de la figura 1), que es una pequeña región extensional (R>1, tabla 1). La segunda región es el enjambre de Macas (región 8, con diamantes en la figura 1), que tiene un tensor de esfuerzos de rumbo intermedio (0<R<1, tabla 1). Esta región de Macas es una zona de transición entre dos regiones en compresión (Norte del Perú y Norte del Ecuador, figura 1, tabla 1), caracterizando una deformación compleja, en una región en forma de codo entre el cambio de orientación de las cordilleras del Perú y Colombia, mencionado antes. Estos resultados son similares a los encontrados por Ego *et al.* (1996), excepto para la región 6 de Bogotá (estrellas en figura 1) y para la región 8 de Macas (diamantes en la figura 1). Esta diferencia puede ser atribuida a que estos autores no pudieron tomar en cuenta el sismo de Macas de 1995, de magnitud  $M_w = 7,0$ , y sus réplicas, ni tampoco el evento de 1995 de  $M_w = 6,5$  y sus réplicas en la región de Bogotá (estros eventos ocurrieron después de sus análisis). Esta situación particular de la región de Macas será discutida en este artículo dentro de su contexto geológico.

### 2. CUADROS SISMOLÓGICOS Y GEOLÓGICOS

Un terremoto superficial de magnitud M\_=7,0 a 23,6 km de profundidad ocurrió el 03/10/1995 a 2,768°S, 77,818°W (Engdahl et al., 1998; evento 7 en la figura 2), cerca a la ciudad de Macas, en la cordillera subandina de Cutucú, que constituye la parte sur del piedemonte oriental de los Andes ecuatorianos. La deformación subandina en Ecuador es compresiva o transpresiva y es controlada por corrimientos de basamento de alto ángulo. El piedemonte subandino está constituido por la culminación relativamente simple del antiforme Napo (Levantamiento Napo) en el norte, y la estructura compleja de la cordillera de Cutucú en el sur, ambas separadas por la Depresión Pastaza, donde se desarrolló un abanico aluvial tropical y húmedo a gran escala (Bès de Berc et al., capítulo 1 de este libro). La cordillera de Cutucú está deformada significativamente por un complejo sistema de fallas inversas (figura 2) relacionado a la inversión de tipo transpresivo de un rift abortado triásico y jurásico orientado NNE-SSW (Baby et al., 1999; Christophoul, 1999; Díaz et al., capítulo 1 de este libro). Este sistema de rift invertido desaparece en dirección noreste bajo los depósitos terciarios de la adyacente cuenca Oriente de ante-país, como muestran los perfiles sísmicos de los campos de Petroproducción (Rivadeneira & Baby, capítulo 1 de este libro). El núcleo de la cordillera de Cutucú está constituido por la Formación Santiago (figura 3), que corresponde al relleno sedimentario levantado a superficie del rift triásicojurásico (Christophoul, 1999). Los marcadores geomorfológicos cuaternarios, como las terrazas aluviales del valle del río Upano en la parte trasera de la cordillera de Cutucú, están deformados por fallas de corrimiento (Bès de Berc, 2003). Estas deformaciones recientes están de acuerdo con la sismicidad importante registrada en esta región (figura 2).

Las réplicas más importantes del evento de 1995, registradas por el USGS, están alineadas en una dirección NNE-SSW (figura 2), de acuerdo con el mecanismo focal del choque principal. Sin embargo, muchas pequeñas réplicas (de magnitud local  $M_L$ <4,0) fueron también registradas en una dirección perpendicular NNW-SSE, pocos días después del choque principal (Yepes *et al.*, 1996; Alvarado *et al.*, 1996) y hasta más de 5 años después (figura 4). El significado de estas dos orientaciones será discutido posteriormente.



Fig. 2 – Mecanismos focales de terremotos superficiales (profundidad < 50 km) de magnitud ( $M_w > 5,0$ ) del catálogo de Harvard (1973-2000) reportados (puntos amarillos) en el modelo numérico de relieve (Savane software © IRD/MS, France) y mapa estructural de la región de Macas. Tres sismos adicionales fueron incluidos (10/05/1963, 03/11/1963, 21/06/1967). El evento 7 de profundidad 23,6 km de 1995 (estrella roja) tiene un mecanismo focal compatible con la deformación transpresiva del corrimiento frontal de Morona. Las réplicas del sismo de 1995 de Macas (puntos azules) también están representadas (catálogo de Harvard, excepto para el terremoto de Macas de 1995 para el cual usamos la localización de Engdahl *et al.* (1998) que es más precisa). Las réplicas están agrupadas según una dirección NNE-SSW, de acuerdo con el mecanismo focal del choque principal de 1995.



Fig. 3 - Mapa geológico de la región de Macas.



Fig. 4 – Sismicidad registrada durante el experimento de 1999-2000 reportada en el modelo numérico de relieve (software "Savane" © IRD/MS, Francia) y mapa estructural con la localización de las diez estaciones sísmicas (triángulos: 1: Cerro Bosco; 2: Mac2; 3: Mac3; 4: Mac4; 5: Mac5; 6: Mac6; 7: Mac7; 8: Yaupi; 9: Moróna; 10: Miasal).

## 3. DESCRIPCIÓN DE LA CAMPAÑA SÍSMICA DE 1999-2000

Aprovechando la fuerta actividad sísmica cerca de Macas desde 1995, se realizaron en la cordillera de Cutucú un análisis estructural y un experimento sísmico para investigar el originen del enjambre sísmico y comprobar su orientación NNW-SSE. Diez estaciones sísmicas (8 L4-3D de tres componentes 1 Hz, y 2 Mark Product vertical 2 Hz de un componente) fueron instaladas alrededor del enjambre de Macas, entre noviembre 1999 y junio 2000 (figura 4), para precisar las localizaciones de los hipocentros. Cada estación registraba el tiempo con un GPS propio. El intervalo de muestreo era de 50 Hz. Dos estaciones registraban de manera continua, con un sistema de adquisición "REFTEK" (MIASAL y YAUPI) por la dificultad de acceso en la selva amazónica. Las otras ocho estaciones eran de tipo "LEAS" con un sistema de disparo. Las estaciones MC6Z y MC7Z transmitían con telemetría al Cerro Bosco CBOS (figura 4).

### 4. LOCALIZACIÓ N DE LOS EVENTOS DE 1999-2000

En una primera etapa, los eventos fueron pre-localizados con el programa "hypoellipse" (Lahr, 1995). El modelo de propagación fue deducido de la información sísmica de la cuenca Oriente (cf. Rivadeneira & Baby, capítulo 1 de este libro) y comparado con un experimento microsísmico realizado más al sur (cuenca peruana de Ucayali) para obtener una tomografía estructural (Mallick & Drummond, 1999). En una segunda etapa, localizaciones relativas usando la técnica del Master Event (Spence, 1980: Besse, 1986) fueron realizadas (con la información a priori de los hipocentros dados por el programa hypoellipse). En una tercera etapa, se hizo una determinación conjunta de la estructura de velocidad y de localización de los eventos, usando la ultima versión de "simulps12" (Evans et al., 1994) del método de Thurber (1983), y empleando como datos de ingreso los tiempos de viaje de los eventos localizados previamente con la técnica del "master event". Gran parte de los eventos están ubicados entre 0 y 25 km de profundidad. Otros eventos se encuentran a mayor profundidad, hasta 180 km, correspondiendo a la subducción de la placa de Nazca. Algunos eventos están alineados en la dirección NNE-SSW que corresponde a la orientación de los planes nodales del mecanismo focal inverso del sismo de magnitud M<sub>w</sub> =7,0 de 1995 cerca de Macas, pero la mayor parte de los eventos están alineados en una dirección NNW-SSE en la cordillera de Cutucú (figura 4).

# 5. INVERSIÓN TECTÓNICA Y DATOS SISMOLÓGICOS

Los hipocentros fueron reportados sobre un mapa geomorfológico y estructural de la cordillera de Cutucú (figure 4), obtenido a partir de la interpretación de imágenes satelitales, de estudios de campo y de la revisión de mapas geológicos de Petroproducción. Nuestro mapa estructural muestra dos sistemas principales de fallas inversas y pliegues de varios kilómetros. El primero tiene la orientación regional N-S a NNE-SSW e incluye los principales corrimientos que limitan la cordillera de Cutucú. El terremoto de 1995, sus réplicas y un pequeño enjambre registrado por nuestro experimento están ubicados en la parte frontal de la cordillera de Cutucú (figura 4). El terremoto de 1995, ubicado a 23,6 km de profundidad, ocurrió probablemente sobre el corrimiento de basamento de dirección NNE-SSW, buzante hacia el oeste (figura 2), que emerge a 15 km al este (corrimiento frontal de Morona). Hablaremos más adelante del origen de esta falla mayor. El segundo sistema de pliegues y fallas inversas tiene una orientación NNW-SSE, similar a la del enjambre actual de Macas confirmado por nuestro experimento.

El corte estructural de la figura 5 fue construido a partir de datos de superficie y de los hipocentros obtenidos en nuestro experimento, e inspirado en las secciones





sísmicas de la parte noreste del rift abortado triásico-jurásico, invertido por transpresión y emergiendo actualmente en la cordillera de Cutucú. Cuencas invertidas y sus estructuras asociadas han sido reconocidas en todos los continentes (Lowell, 1995), e inversión tectónica de rift es común en los Andes (Uliana et al., 1995; Branquet et al., 2002). Las localizaciones de terremotos (figura 5A) muestran corrimientos de basamento de alto ángulo de acuerdo con los datos regionales de sísmica de reflexión. En el este, limitan el corrimiento frontal de Morona, donde está ubicado el sismo de 1995 a 23,6 km de profundidad. Esta falla inversa puede interpretarse como la inversión de una falla mayor normal del borde oriental del rift triásico-jurásico (figura 5B). En el núcleo de la cordillera de Cutucú, la orientación NNW-SSE del enjambre sísmico resulta probablemente de la reactivación de fallas inversas profundas de buzamientos opuestos, orientadas NNW-SSE, y que interpretamos como fallas normales invertidas delimitando un horst de basamento (ver reconstrucción palinspástica de la sección transversal de la figura 5C). Esta interpretación y la orientación NNW-SSE de fallas normales preexistentes dentro del sistema de rift orientado NNE-SSW implican la existencia de una tectónica sinestral y transtensional durante los tiempos triásico y jurásico. En dicho modelo, el desplazamiento del corrimiento de Morona (terremoto de 1995) es acomodado por reajustamiento de fallas dentro del rift invertido, que induce la sismicidad orientada NNW-SSE en la cordillera de Cutucú.

#### CONCLUSIONES

El riesgo sísmico en la región de Macas es alto como lo muestra el terremoto allí producido de M<sub>w</sub>=7,0 de 1995. Los temblores son sentidos por muchas personas cada año en esta región (réplicas pos-1995). Esta sismicidad está relacionada a la inversión tectónica de un rift triásico-jurásico orientado NNE-SSW que penetra oblicuamente en el piedemonte subandino (ver figura 1) y emerge en la cordillera de Cutucú. La partición actual de esta parte de la deformación subandina es controlada por la presencia de dos orientaciones de fallas preexistentes del rift. Las fallas originales delimitando el rift estaban orientadas NNE-SSW, y están actualmente reactivadas e invertidas por compresión-transpresión, como lo confirma el mecanismo focal del terremoto de 1995 ubicado en la parte este del corrimiento frontal de Morona. En la cordillera de Cutucú, la orientación actual NNW-SSE del enjambre puede ser interpretada como el resultado de la reactivación de fallas inversas NNW-SSE de buzamiento opuesto, y heredadas del sistema de rift que acomoda el desplazamiento inicial del corrimiento frontal de Morona (terremoto de 1995).

#### Agradecimientos

Agradecemos a: A. Cisternas, por facilitarnos su programa para calcular el tensor de esfuerzos, y a J. C. Ruegg por su programa del "Master Event"; IRD por ayudarnos con la red de sismógrafos portátiles; Petroproducción y el Ejército Ecuatoriano por su importante apoyo logístico. D. Legrand agradece al Ministerio de Relaciones Exteriores de Francia (Ministère des Affaires Étrangères) y al Instituto Francés de Estudios Andinos (IFEA), por auspiciarle una posición de 2 años en Ecuador como investigador. Estas investigaciones fueron apoyadas por el Proyecto IRD e INSU 99PNSE59.

# **Referencias citadas**

- AKI, K., 1965 Maximum likelihood estimate of b in the formula logN=a-bM and its confidence limits. *Bull. Earth. Res. Inst.*, 43: 237-239.
- ALVARADO A., SEGOVIA M., YEPES H., GUILLIER B., CHATELAIN J. L., EGRED J., VILLAGÓMEZ D., RUIZ M., SAMANIEGO P. & SANTACRUZ R., 1996 – The Mw=6.8 Macas earthquake in the subandean zone of Ecuador, October 3, 1995. Third ISAG, St Malo (France), 17-19/09/1996: 129-132.
- ASPDEN J. & LITHERLAND M., 1992 The geology and Mesozoic history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 187-204.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGAN R., 1999 Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador, 4<sup>nd</sup> International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99), Univ. Göttingen (Germany), *Extended Abstracts Volume*: 68-72.
- BENITEZ S., 1995 Évolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au Crétacé supérieur Tertiaire. *Géologie Alpine*, 71: 5-163.
- BÈS DE BERC S., 2003 Tectonique de chevauchement, surrection et incision fluviatile (exemple de la zone subandine équatorienne, Haut-Bassin Amazonien). PhD thesis, Toulouse III, Paul Sabatier, 181 p.
- BÈS DE BERC, S., SOULA J.C., BABY P., SOURIS M., CHRISTOPHOUL F. & ROSERO J., in press – Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-top – foredeep transition: example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*.
- BESSE, Ph., 1986 Relocalisation relative d'événements sismiques appliquée à la région Sud du lac Ghoubbet situé dans la République de Djibouti. PhD, 49 p.
- BRANQUET Y., CHEILLETZ A., COBBOLD P.R., BABY P., LAUMONIER B. & GIULIANI G., 2002 – Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque-Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 391-407.
- CANFIELD, R., BONILLA, G. & ROBBINS, R. K., 1982 Sacha Oil Field of Ecuadorian Oriente. AAPG Bull. 61: 1076-1090.
- CHRISTOPHOUL F., 1999 Discrimination des influences tectoniques et eustatiques dans les bassins liés à des zones de convergence : exemples du bassin subandin d'Équateur. PhD thesis, Université Toulouse III, Paul Sabatier, 184 p.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DAVILA C., 2002a Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: the Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics*, Vol. 345 (1-4): 281-298.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P., SOULA J.C., ROSERO M. & BURGOS J., 2002b Les ensembles fluviatiles néogènes du bassin subandin d'Équateur et implications dynamiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes/Earth and Planetary Science*, 334: 1029-1037.
- DASHWOOD M.F. & ABBOTS J.L., 1990 Aspects of the Petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. In: Brooks J. Ed., Classic Petroleum Provinces, Geological Society Special Publication, nº 50: 89-117.
- DENIAUD Y., BABY P., BASILE C., ORDOÑEZ M., MONTENEGRO G. & MASCLE G., 1999 – Ouverture et évolution tectono-sédimentaire du Golfe de Guayaquil : bassin d'avant-arc néogène et quaternaire du Sud des Andes équatoriennes. C. R. Acad. Sci. Paris, 328: 181-187.
- EGO F., SÉBRIER M., LAVENU A., YEPES H. & EGUES A., 1996 Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259: 101-116.
- ENGDAHL E., VAN DER HILST R. & BULAND R., 1998 Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 88: 722-743.
- EVANS J.R., EBERHART-PHILLIPS D. & THURBER C.H., 1994 User's manual for simulps12 for imaging Vp and Vp/Vs: a derivative of the "Thurber" tomographic inversion simul3 for local earthquakes and explosions, Open-file report 94-431.
- GUTSCHER MA., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S. & COLLOT JY., 1999a Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sc. Let.*, 168: 255-270.
- GUTSCHER MA., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S. & COLLOT JY., 1999b Erratum to "Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 170: 155-156.
- GUTSCHER MA., OLIVET J. L. ASLANIAN D., EISSEN J. P. & MAURY R., 1999c The 'lost Inca Plateau': cause of flat subduction beneath Peru? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171: 335-341.
- JAILLARD E., ORDOÑEZ M., BENITEZ S., BERRONES G., JIMENEZ N., MONTENEGRO G. & ZAMBRANO I., 1995 – Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting: southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. *In:* A. J. Tankar, R. Suarez & H.J. Welsink Eds., *Petroleum Basin of South America*, Am. Ass. Petr. Geol. Mem., 62: 615-631.
- KELLOG J.N. & VEGA V., 1995 Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *In:* Mann, P. (Ed.). *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America.* GSA Special Paper, 295: 75-90.
- LAHR J., 1995 HYPOELLIPSE/Version 3.0: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. U. S. Geol. Surv., Open-file rep., 95: 90 p.
- LEE W., BENNETT R. & MEAGHER K., 1972 A method of estimating magnitudes of local earthquakes from signal duration. Geol. Surv. Open-file Rep 28.
- LOWELL J., 1995 Mechanics of basin inversion from worldwide examples. Buchanan, J. G. & Buchanan, P. G. eds, Basin Inversion, Geological Society Special Publication, n° 88: 39-57.
- MALLICK B. & DRUMMOND J., 1999 The use of earthquake energy for structure tomography in the northern Ucayali basin. INGEPET 99, III International Seminar, Lima, CD-Room, 16 p.
- PRATT W., DUQUE P. & PONCE M., 2002 Orthogonal deformation in the eastern Andes of Ecuador. 5nd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'02), Univ. Toulouse (France), *Extended Abstracts Volume*: 485-488.
- RIVADENEIRA V. M. & BABY P., 1999 La Cuenca Oriente: estilo tectónico, etapas de deformación y características geológicas de los principales campos de Petroproducción. PETROECUADOR-IRD edition, Quito, Ecuador, 88 p.
- RIVERA L. & CISTERNAS A., 1990 Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80: 600-614.
- SIMKIN T. & SIEBERT L., 1994 Volcanoes of the world. Geoscience Press, Tucson, Arizona.
- SPENCE W., 1980 Relative epicenter determination using P-wave arrival-time differences. Bull. Seism. Soc. Am., 70: 171-183.
- THURBER C.H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, Central California. *J.Geophys. Res.*, 88: 8226-8236.
- TRENKAMP R., KELLOGG J. N., FREYMUELLER J. & MORA H. P., 2002 Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Jour. South Am. Sc.*, 15: 157-171.
- TSCHOPP H. J., 1953 Oil explorations in the Oriente of Ecuador. A.A.P.G. Bulletin, 37: 2303-2347.

- ULIANA A., ARTEAGA M., LEGARRETA L., CERDAN G. & PERONI G., 1995 Inversion structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. *In:* Buchanan J.G. & Buchanan P.G. (eds), *Basin Inversion*, Geological Society Special Publication, 88: 211-233.
- VILLAGÓMEZ D., 2000 Sismicidad del volcán Guagua Pichincha, 1998-1999. Escuela Politécnica Nacional, facultad de geología, minas y petróleos, tesis de ingeniero geólogo, Quito, Ecuador, 114 p.
- WINTER T., AVOUAC J. P. & LAVENU A., 1993 Late Quaternary kinematics of the Pallatangastrike-slip fault (central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features. *Geophys. J. Int.* 115(3): 905-920.
- YEPES H., CHATELAIN JL., GUILLIER B., ALVARADO A., EGRED J., RUIZ M. & SEGOVIA M., 1996 The Mw 6.8 Macas earthquake in the Sub-Andean zone of Ecuador, October 3, 1995. *Seis. Res. Let.*, 67: 27-32.

# EVOLUCIÓN MAGMÁTICA ACTUAL DE LA ZONA SUBANDINA: VOLCANES EL REVENTADOR Y SUMACO, MODELOS GEODINÁMICOS PRELIMINARES

Roberto BARRAGÁN <sup>(1\*)</sup>, Patrice BABY <sup>(1.2\*\*)</sup>

#### Resumen

Los volcanes El Reventador y Sumaco, localizados a lo largo de la zona subandina norte de Ecuador (levantamiento Napo), muestran una marcada variación petrográfica y geoquímica, a pesar de estar desarrollados sobre un mismo basamento correspondiente a la sección fanerozoica de la cuenca Amazónica Oriente, y estar separados solamente por 50 km de distancia el uno del otro a lo largo de un eje principal NNE-SSO.

El volcán Sumaco, localizado al sur del levantamiento Napo, es caracterizado por un volcanismo alcalino shoshonítico fuertemente subsaturado en sílice y enriquecido en elementos incompatibles en una relación de al menos 5 a 1 con respecto a los contenidos observados en el resto de volcanes andinos ecuatorianos.

El volcán El Reventador, localizado en la parte norte de la zona subandina, es caracterizado por un volcanismo calco-alcalino con una cierta signatura adakítica similar a la que presentan los volcanes holocénicos Cayambe y Antisana de la Cordillera Real.

Radios isotópicos de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y <sup>143</sup>Nd/<sup>143</sup>Nd, obtenidos en ambos volcanes, excluyen los procesos de asimilación de corteza como el principal mecanismo para explicar su variación composicional. En su lugar son los procesos de subducción y la interacción con la cuña mantélica los que imparten el control principal para la generación de estos magmas y sus diferencias.

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup> LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France. [\* Dirección actual: Sociedad Internacional Petrolera S. A, Av. República 396, Edif. Forum 300, 8<sup>vo</sup> piso, Quito, Ecuador (<u>rbarragan@sipec.com.ec</u>)].

<sup>&</sup>lt;sup>(2)</sup> Convenio PETROPRODUCCIÓN-IRD, P. O. Box, 17 12 857, Quito, Ecuador. [""Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 – Perú (<u>Patrice.Baby@ird.fr</u>)].

Proponemos preliminarmente la existencia de un límite volcanogénico, el mismo que separa dos tipos diferentes de zonas de Benioff desplazadas por efecto de la subducción subhorizontal de la Cordillera de Carnegie. Al norte, el volcán El Reventador estaría asociado con procesos normales de subducción, y su signatura geoquímica reflejaría aun los efectos metasomáticos adakíticos generados al oeste bajo el frente volcánico andino, y arrastrados al este hacia zonas más profundas por corrientes convectivas en la cuña mantélica. Al sur, el volcán alcalino Sumaco reflejaría posiblemente el inicio de un proceso de "slab roll back" como consecuencia directa de la subducción. Su signatura geoquímica sugiere un menor aporte de la placa subductada y/o bajos grados de fusión parcial, como es sugerido por sus bajos radios LIL/HFS y altos contenidos en elementos incompatibles. Su signatura alcalina también podría reflejar la contribución de una fuente mantélica previo tipo isla oceánica (OIB), modificada por componentes de subducción.

**Palabras claves**: Shoshonitas, volcanismo alcalino, adakitas, fusión parcial, elementos incompatibles, HFS, LIL.

#### INTRODUCCIÓN

Los Andes ecuatorianos representan un segmento de la zona volcánica septentrional andina (NVZ) (Thorpe *et al.*, 1982), desarrollada a lo largo de la margen nor-occidental de Sudamérica (fig. 1). Los mismos proveen una remarcable oportunidad para estudiar la naturaleza del magmatismo asociado con la convergencia de placas, y por lo tanto precisar la relación entre subducción, espesor y estructura interna de la litósfera continental por la cual atraviesan sus magmas.

Los Andes ecuatorianos, caracterizados por dos cadenas montañosas principales —la Cordillera Occidental al oeste y la Cordillera Real al este—, presentan una tercera cadena incipiente de volcanes desarrollada hacia la parte más externa del arco magmático actual, a lo largo de la zona subandina norte (levantamiento Napo) (fig. 1). A pesar de estar desarrollados sobre un mismo basamento, correspondiente a la sección fanerozoica de la Cuenca Oriente, dichos volcanes subandinos presentan una fuerte variación composicional, tanto geoquímica como petrográfica, desde magmas típicamente calcoalcalinos-andesíticos evidenciados en el volcán Reventador, a magmas fuertemente alcalinos tipo basanitas y fonolitas presentes en el volcán Sumaco (Colony & Sinclair, 1928; Barragán *et al.*, 1998).

Varios factores geológicos, presentes a lo largo del arco magmático andino ecuatoriano, son considerados al comparar volcanes El Reventador y Sumaco. Primero, los magmas generados en ambos volcanes tuvieron que atravesar la misma sección litosférica, y por lo tanto cualquier efecto de la corteza atravesada puede medirse. Segundo, ambos volcanes se localizan a la misma distancia con respecto a la fosa ecuatoriana, y posiblemente tienen una misma relación con respecto a la zona de Benioff, lo que permite probar el efecto que tiene la geometría de la subducción con respecto a la generación de magmas y a las diferentes características de la placa oceánica subductada. El presente trabajo, por lo tanto, tiene como objetivo principal él de establecer un modelo geodinámico para la evolución magmática actual de la zona



Fig. 1 – Mapa de ubicación regional de la zona de estudio: (A) distribución de las zonas volcánicas activas a lo largo de la Cordillera Andina (modificado de Cas & Wright, 1988);
(B) sistema de subducción actual Ecuatoriano-Colombiano y su relación con la placa Nazca (modificado de Monzier *et al.*, 1999); (C) zona subandina ecuatoriana, área de estudio (modificado de Baby *et al.*, 1999).

subandina a través del estudio vulcanológico, petrográfico, y geoquímico de los volcanes Sumaco y El Reventador. El mismo permite explicar las diferencias composicionales tan marcadas entre dichos volcanes, a pesar de estar separados solamente por 50 km de distancia el uno del otro, a lo largo del eje principal N-S del Levantamiento Napo (fig. 2). El modelo de evolución magmática de la zona subandina, que ha continuación se propone, se enmarca dentro de un esquema coherente con la evolución geodinámica actual del arco andino septentrional y del sistema de subducción nor-occidental de la margen Sudamericana.

# 1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La evolución geodinámica de los Andes Septentrionales desde el Neógeno está relacionada con la subducción de la placa oceánica Nazca debajo de la placa Sudamericana (Lonsdale & klitgord, 1978; Winter, 1990). La característica más significativa del sistema de subducción actual, en los Andes Septentrionales, es la de su segmentación en distintas regiones sismo-tectónicas (Hall & Wood, 1985), con ángulos de subducción altos (25-35°), alternada con regiones asísmicas y segmentos de subducción horizontalizados debido principalmente a la heterogeneidad de la Placa Nazca (Gutscher *et al.*, 1999a).

Ecuador está localizado en una posición geológica privilegiada, debido a que en él se encuentra la transición de algunas de estas regiones sismo-tectónicas y volcanogénicas activas (fig. 1). Al sur de 2°S, la subducción de la Placa Nazca, caracterizada por un ángulo menor a 15°, crea una zona amagmática (Hall & Wood, 1985; Barberi *et al.*, 1988) y el comienzo de una zona de subducción horizontal ("flatslab") (Gutscher *et al.*, 1999b), que se extiende hasta 15°S en la parte sur del Perú.

Al norte de 2°S, se ubica el arco volcánico activo, donde la subducción de la litósfera oceánica define una zona de Benioff con ángulos entre 25° y 35° (Winter, 1990; Barazangi & Isacks, 1976; Londslade & Klitgord, 1978). Recientemente, Gutscher et al. (1999a) proponen una subdivisión de la parte correspondiente al arco magmático ecuatoriano en dos segmentos diferentes: la región entre 1°S y 2°S, caracterizada por un arco activo estrecho y una zona de subducción con ángulos altos, orientada hacia el NE; y la región entre 2,5°N y 1°S, caracterizada por un arco magmático ensanchado, con una signatura adakítica (Bourdon et al., 2001; Monzier et al., 1997; 1999), directamente ligado a la fusión de la placa subductada correspondiente a la subducción de la cordillera asísmica de Carnegie, cuya prolongación genera un efecto de "flat slab" en la placa subductada (Gutscher et al., 1999a). Ambas regiones estarían separadas por una zona de desgarre "tear zone", separando la corteza oceánica Nazca al NO (<25 Ma) de la corteza oceánica oligocénica Farallón al SE (>25 Ma) (fig. 1) (Pennington, 1981; Hall & Wood, 1985). Sin embargo, Garrison & Davidson (2003) cuestionan el efecto de "flat slab" asociado a la subducción de la Cordillera de Carnegie propuesto por Gutscher et al. (1999a), debido a que su configuración está basada únicamente en la distribución de un solo sismo, y por lo tanto, la información geofísica disponible en la Zona Volcánica Norte (NVZ) no es convincente.

Unívocamente, la colisión de la CoeØillÈra de Carnegie es un proceso continuo que comenzó al menos desde hace 1 a 2 Ma (Lonsdade & Klitgord, 1978; Gutscher *et* 

*al.*, 1999a), y probablemente sea un proceso más antiguo según Spikings *et al.* (2001), que ha controlado la evolución geodinámica andina hasta el presente, pero ¿es éste el mecanismo más relevante para la generación de magmas en el arco septentrional andino ecuatoriano? Un transecto orientado N-S, como el propuesto en el presente estudio, permite probar dichos efectos en la producción de magmas tan diferentes en los volcanes holocénicos actuales activos El Reventador y Sumaco a lo largo de la zona subandina norte (levantamiento Napo) (fig. 2). Los mismos se desarrollan directamente sobre la serie cretácica-jurásica de la Cuenca Oriente (fig. 3), que a su vez yace sobre el cratón precámbrico sudamericano (Baldock, 1982; Dashwood & Abbotts, 1990).

Estructuralmente, la zona subandina de Ecuador corresponde a la parte deformada de la Cuenca Oriente, resultado de la inversión tectónica de estructuras pre-existentes extensivas pre-cretácicas, asociadas al sistema de rift Tetiano Triásico Superior-Jurásico Inferior de orientación NNE-SSO (Balkwill *et al.*, 1995; Baby *et al.*, 1998; Christophoul, 1999; Diaz *et al.*, en el capítulo 1 de este libro). Esta franja deformada es más evidente en Colombia, donde constituye un sistema autónomo denominado Cordillera Oriental. En Ecuador, el sistema subandino se presenta en una forma más discontinua, formado por dos estructuras en flor positivas en-echelón (levantamiento Napo y Cordillera de Cutucú), desarrollas mayormente durante el Mio-Plioceno y Cuaternario (Baby *et al.*, 1999).

# 2. TRANSECTO PETROLÓGICO DE LA ZONA SUBANDINA

La siguiente sección describe brevemente las características físicas, petrográficas y geoquímicas más significantes de los volcanes Sumaco y El Reventador, desarrollados hacia la parte más externa del arco magmático ecuatoriano, en la zona subandina norte.

El contenido geoquímico representativo de elementos mayores, elementos trazas e isótopos de los volcanes Sumaco y El Reventador son sumarizados en la tabla 1.

Ambos volcanes son activos y registran períodos eruptivos históricos y recientes durante el último siglo (Hall & Beate, 1991), y se caracterizan por mostrar posiblemente un mismo estilo eruptivo explosivo, típicamente estromboliano-vulcaniano y una morfología cónica similar.

# 2. 1. Volcán Sumaco

El volcán Sumaco está localizado en la parte sur del levantamiento Napo, a 105 km al este de la ciudad de Quito. El Sumaco es un estrato-volcán activo caracterizado por un edificio volcánico principal cónico y muy simétrico, que alcanza una altura máxima de 3 828 msnm (Hall, 1977). Es muy probable que el volcán Sumaco haya tenido un período de actividad entre 1650-1895, habiendo reportes de al menos tres eventos explosivos históricos, el más reciente en 1933 (Hall, 1977).

Debido a su composición geoquímica tan especial, el volcán Sumaco se diferencia del resto de volcanes de los Andes Septentrionales. Las lavas del volcán Sumaco son distintivamente alcalinas, caracterizadas por fonolitas, basanitas y tefritas feldespatoicas (Barragán, 1994). Estas lavas son típicamente porfiríticas conteniendo fenocristales de



Fig. 2 – Mapa geológico sintetizado de la zona subandina norte: levantamiento Napo y ubicación de los volcanes Sumaco y El Reventador.



Fig. 3 – Diagrama de variación de SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O. Los campos composicionales fueron obtenidos de Peccerillo & Taylor (1976).

huaynita, noseano, leucita, augita sódica y plagioclasa (An33-53). Olivino, apatito y magnetita ocurren en la mayoría de ejemplos. Pequeños cristales de nefelina ocurren en la matriz típicamente con texturas intersertales a pilotaxíticas.

El ensamblaje mineralógico alcalino es reflejado en la composición de elementos mayores en estas lavas, las cuales muestran una afinidad shoshonítica (fig. 3). El volcán Sumaco muestra los valores más altos en los contenidos de K<sub>2</sub>O (3,2-4,4 %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (1-1,5 %) y Na<sub>2</sub>O (4,4-6,9 %), y los valores más bajos en SiO<sub>2</sub> (43-54 %) comparado con el resto de volcanes de la zona andina septentrional. Las lavas del volcán Sumaco son enriquecidas fuertemente en todos los elementos incompatibles (*i.e.*, Zr <sup>a</sup> 400-440 ppm; Ba <sup>a</sup> 2400-2650; Rb <sup>a</sup> 100-120; Nb <sup>a</sup> 53-82 ppm; Sr <sup>a</sup> 2550-4000 ppm) y en tierras raras (*i.e.*, La <sup>a</sup> 138-173, Ce <sup>a</sup> 230-300 ppm; Nd <sup>a</sup> 87-121; Sm <sup>a</sup> 14-18 ppm), con respecto a los contenidos observados en el resto de volcanes andinos de la Zona Volcánica Norte (fig. 4). Sin embargo su naturaleza calco-alcalina es reflejada en los radios Ba/La (14,8-20) y La/Nb (2,1-2,6), y en la típica deflexión de Ta y Nb como es evidente en los diagramas de araña normalizados con respecto a valores de MORB (fig. 5).

Finalmente, a pesar de sus bajos contenidos en sílice y su apariencia máfica, los magmas del volcán Sumaco son fuertemente evolucionados, sugerido por sus bajos contenidos en MgO (1,6-2,4 %), Cr (8-18ppm), Ni (4-30 ppm) y V (1-5 ppm).

	Volcán Reventador		Volcán	Sumaco
	REV-2	<b>REV-11</b>	3D2	GS-8
SiO2	58,46	55,062	47,56	54,33
Al2O3	18,36	18,284	18,89	19,72
TiO2	0,779	0,934	1,29	0,77
FeO*	5,78	7,298	8,99	6,36
MnO	0,117	0,152	0,32	0,22
CaO	6,43	7,796	8,63	6,05
MgO	3,41	4,646	2,49	1,68
K2O	2,02	1,575	4,43	4,06
Na2O	4,28	3,888	6,77	6,35
P2O5	0,367	0,366	0,64	0,46
Zr	137	124	441	406
Ni	17	28	4	10
Cr	26	42		
Sc	10	18	I	I
V	138	176	292	130
Ba	1 107	834	2 563	2 822
Rb	49	36	125	104
Sr	846	802	4 059	2 605
Y	13	17	49	35
Nb	8.7	9,2	82	53
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,704538	0,704429	0,704243	0,704195
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512715	0,512756	0,512893	0,512894
Sc	12,7	19,0	2,5	3,57
Cs	1,36	0,92	2,21	2,8
La	32	24	173	138
Ce	52,55	50,57	302	240
Nd	24,64	24,36	121	88,7
Sm	4.98	5,22	18,5	14,4
Eu	1,47	1,64	5,03	3,79
Tb	0,55	0,65	1,59	1,12
Yb	1,26	1,57	4,67	3,67
Lu	0,20	0,25	0,63	0,52
Hf	3,98	3,28	6,65	6.91
Та			3,54	2,78
Th	5.13	4,58	27,8	29,8
U	1,60	1,36	7,26	10,1

Tabla 1 – Análisis geoquímicos representativos de elementos mayores, menores trazas y radios isotópicos de Sr y Nd para los volcanes EL Reventador y Sumaco.



Fig. 4 – Variación de algunos elementos incompatibles para las lavas de los volcanes Sumaco y El Reventador, y de otros volcanes de los Andes Septentrionales ecuatorianos.



Fig. 5 – Diagramas de araña de elementos incompatibles normalizados con respecto a MORB para muestras representativas de cada volcán y de otros volcanes andinos usados como referencia en este estudio. Los factores y el orden de los elementos usados para la normalización fueron obtenidos de Sun & McDonough (1989).

#### 2. 2 . Volcán El Reventador

El complejo volcánico El Reventador está localizado en la parte norte del levantamiento Napo, a 90 km al este de la ciudad de Quito, y a 50 km al norte del volcán Sumaco. Representa uno de los volcanes más activos del Ecuador.

El complejo volcánico está constituido por una secuencia de productos efusivos (flujos de lavas extensos) y explosivos (avalanchas de escombros y flujos piroclásticos). Se han podido distinguir tres grandes unidades correspondientes a otros tantos edificios volcánicos que representan las principales etapas de evolución del complejo volcánico (INECEL, 1988). Morfológicamente, El Reventador está constituido por un estratocono activo holocénico, que alcanza una elevación de 3 500 msnm (Hall, 1977), y ubicado en el interior de un gran anfiteatro producido por el colapso volcano-tectónico de al menos dos antiguos centros volcánicos, asociados con depósitos de avalanchas de escombros que rellenan el cauce del Río Quijos (INECEL, 1988). El volcán El Reventador ha tenido al menos 24 eventos eruptivos desde 1541, siendo su actividad eruptiva más reciente en 1972-1973, 1976 y 2002.

Petrográficamente, las tres secuencias estratigráficas del volcán El Reventador presentan una substancial similitud en sus características mineralógicas. Sus lavas están caracterizadas por una sucesión de andesitas basálticas, andesitas, y dacitas. Estas lavas son típicamente porfiríticas, con una paragénesis de fenocristales cuyo contenido varía dependiendo del grado de evolución en dichos magmas. Así, la paragénesis está dominada por fenocristales de plagioclasa (An85-45)+clinopiroxeno  $\pm$  olivino  $\pm$  ortopiroxeno  $\pm$  horblenda  $\pm$  magnetita, en una matriz con texturas intergranulares a intersertales. Las lavas andesíticas frecuentemente muestran inclusiones de xenolitos de rocas intrusivas gabróicas.

Geoquímicamente, las lavas del Reventador evidencian una distribución regular en el campo calco-alcalino entre el límite composicional del tipo medio-alto en K<sub>2</sub>O (1,4 - 2,2 %) (fig. 3). La tabla I sumariza la variación composicional representativa de elementos mayores, trazas y radios isotópicos. El volcán El Reventador está caracterizado por contenidos altos Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (> 15%) y Sr (> 800 ppm), y por valores bajos de Y (13-17ppm) e Yb (< 1,57 ppm), además de valores altos en radios de Sr/Y (> 47) y La/Yb (15-25), lo que sugiere una cierta afinidad adakítica (Defant & Drummond, 1990; 1993) (tabla 2).

Las rocas de El Reventador están caracterizadas por presentar un contenido de elementos incompatibles (*i.e.*, Ba Sr, Zr ) y tierras raras (*i.e.*, La, Sm) más elevado que aquellos correspondientes a los volcanes de la Cordillera Occidental (*i.e.*, Volcán Atacazo), similar a los observados en el volcán Antisana (Cordillera Real), pero mucho más bajos que los valores encontrados en el Volcán Sumaco (fig. 4).

# 3. COMPARACIÓN GEOQUÍMICA DE LOS VOLCANES ESTUDIADOS

Las lavas holocénicas de los volcanes Sumaco y El Reventador muestran una fuerte variación composicional tanto en elementos mayores, trazas y en radios isotópicos. Básicamente, dos grupos geoquímicos son diferenciados correspondientes a cada volcán; las lavas del Sumaco son de afinidad alcalina mientras que las lavas del Reventador son típicamente calco-alcalinas (fig. 3).

Los contenidos de elementos trazas de los volcanes estudiados, junto con lo observado en otros volcanes holocénicos del arco magmático actual, han sido graficados

Ca	Valores Adakíticos racterístic	Atacazo 5 cos	Antisana	Reventador	Sumaco
Al2O3	>15	15,41-17,05	15,79-18,79	17,37-18,57	15,82-19,74
(5 wt%)					
Yb (ppm)	≤1,9	0,47-1,26	1-1,6	1,23-1,57	3,4-4,6
Y (ppm)	$\leq 18$	6-16	12-19	13-17	35-49
Sr/Y	> 20-40	26-63,5	32,22-64,92	47,17-66,77	64,47-84,08
La/Yb	> 20	4-12,5	10,6-33,9	15,28-25,39	36,7-37,05

Tabla 2 – Signatura geoquímica esperada en adakitas típicamente asociadas con fusión parcial de basaltos metamorfizados correspondientes a la litósfera subductada (modificado de Defant & Drummond, 1990; 1993). Además, rangos de valores para los volcanes Atacazo, Antisana, El

Reventador y Sumaco, con el objetivo de mostrar la correspondiente signatura adakítica.

en los diagramas de araña normalizado con respecto a valores de MORB (fig. 5). Una observación importante es que la concentración absoluta de la mayoría de los elementos incompatibles y tierras raras se incrementa fuertemente hacia el volcán Sumaco, siendo enriquecido en los mismos en una relación de al menos 5 a l con respecto al resto de volcanes andinos ecuatorianos, a pesar de que sus lavas son subsaturadas en sílice (tabla 1).

Sin embargo, ambos volcanes presentan la característica deflexión en los elementos tipo HFS (*i.e.*, Nb, Ta) con respecto a los elementos tipo LIL (*i.e.*, Ba, Rb, Sr), aunque la misma es menos marcada en el volcán Sumaco (tabla 3). La deflexión en elementos HFS vs. LIL es una típica característica en magmas relacionados a procesos de subducción, y es considerado ser inherente de los fluidos derivados en la litósfera subductada (Hickey et al., 1986). Estas características son bien definidas en los diagramas de LIL/HFS vs. LIL (i.e., Ba/Nb vs. Ba) (fig. 6a). Aunque las lavas del Sumaco son fuertemente enriquecidas en elementos incompatibles (i.e., Ba, Rb, La, Sm, Nb), las mismas presentan valores más bajos en los radios LIL/HFS (i.e., Ba/Nb<sup>a</sup> 31-53) y LIL/REE (Ba/La a 13-20), similar al rango observado en basaltos de islas oceánicas (OIB) (Barragán et al., 1998), sugiriendo una menor contribución de la placa subductada y/o consecuencia de la contribución de una fuente mantélica tipo OIB (Reagan & Gill, 1989). Igualmente, los radios de La/Yb se incrementan hacia el Sumaco (fig. 6b), sugiriendo que los magmas de este volcán son el resultado de bajos grados de fusión parcial de la cuña mantélica, similar a lo observado por Hickey et al. (1986) en la zona volcánica sur de los Andes.

Por otra parte, una de las características más sobresalientes es la clara signatura adakítica que presentan las lavas del volcán El Reventador (tabla 2). Similares

	Sumaco	REVENTADOR	CAB <sup>(*)</sup>	HNB <sup>(*)</sup>	OIB <sup>(**)</sup> N	MORB <sup>(***)</sup>
Rb/Sr	0,030-	0,03-0,059	0,036	0,025	0,022-0,037	0,008
K/Rb	294-324	341-451	425	408	362-523	1060
Ba/Rb	20,05-27,13	22,6-23,2	23,4	23,6	13,9-22,7	12
Ba/La	14,81-	24,75-42,27	20,1	12,5	9,9-14,4	4
La/Nb	2,6-3,7	2,1-2,6	2,5	1,2	0,8-0,9	1
Ba/Nb	31,25-	90,65-127,24	50,25	15	7,92-12,96	4
	53,24					

Tabla 3 – Comparación de varios radios de elementos incompatibles para diferentes tipos de ambientes volcano-tectónicos (valores tomados de Cas & Wright, 1988):

CAB: Basaltos calco-alcalinos; HNB: Basaltos con alto Niobidium;OIB: Basaltos de Islas Oceánicas;N-MORB: Basaltos de Dorsal mid-oceánica de tipo N.



Fig. 6 – Diagrama de radios de elementos incompatibles: a) LIL/HFS vs. LIL (*i.e.*, Ba/Nb vs. Ba) y (b) Ba/Nb vs. La/Yb. Se muestra el posible modelo petrogenético para las lavas de ambos volcanes y de otros en los Andes ecuatorianos septentrionales. Los valores del 1 al 10 % son hipotéticos. características se observan en los volcanes Antisana y Cayambe de la Cordillera Real y en los volcanes del frente volcánico de la Cordillera Occidental (*i.e.*, Pichincha) (Burdon *et al.*, 2001; Monzier *et al.*, 1999). Aunque dicha signatura no es evidente en el volcán Sumaco, Bourdon *et al.* (2001) sugieren una afinidad de este similar a la de basaltos de alto Nb, que se encuentran de manera casi sistemática asociadas con adakitas en numerosos arcos volcánicos (Sajona *et al.*, 1996). Esta observación no es convincente y cuestionada por los valores altos en los radios Ba/La (>20), La/Nb (>2) observados en el volcán Sumaco (tabla 3).

Los radios isotópicos de 87Sr/86Sr obtenidos en las lavas de los volcanes Sumaco y El Reventador varían entre 0,704195-0,704538, similar a los valores observados en la Zona Volcánica Sur de Chile (Hawkesworth et al., 1993; Davidson et al., 1990; Francis et al., 1977), valores dentro del rango para magmas generados en arcos insulares (White & Patchett, 1984). De igual forma, los radios isotópicos de 143Nd/ 144Nd (0,512895-0,512715) confirman dicha observación. Sin embargo, las lavas de El Reventador presentan contenidos más altos de 87Sr/86Sr (0,704538-0,704429) y valores más bajos de 143Nd/144Nd (0,512715-0,512756) con respecto al volcán Sumaco (fig. 7). Si bien esta relación isotópica sugiere que los magmas de El Reventador probablemente asimilaron algo de corteza continental (AFC) durante su ascenso a la superficie, el alcance de dichos procesos fue posiblemente limitado. Por ejemplo, simple asimilación de corteza continental con valores de 143Nd/144Nd de 0,5120 es requerida para bajar los radios de 143Nd/144Nd en magmas de 0,51288 a 0,51279, como ha sido sugerido por Barragán et al. (1998) para explicar similares procesos de AFC observados en el volcán Antisana. Por otra parte, los procesos de asimilación son descartados en los magmas del Sumaco porque muestran una relación opuesta a lo que se debería esperarse si existieran realmente efectos de contaminación de material de la corteza continental. Así, las lavas del Sumaco, a pesar de atravesar una sección cratónica, son subsaturadas en SiO2 y presentan valores isotópicos de Sr y Nd similares a lo observado en arcos insulares, con valores bajos en los radios de La/Yb (37-35) y enriquecidos en los contenidos de Rb, U y Th.

# 4. DISCUSIÓN

ldentificar el origen de los arcos magmáticos continentales, como él de la cordillera andina ecuatoriana, es un problema geoquímico muy complejo. Es aún más complicado cuando la geometría de la zona de subducción (zona de Benioff) es incierta, debido a la falta de sismicidad en la placa subductada (Garrison & Davidson, 2003). Sin embargo, la estructura física de la zona de subducción sugiere varias alternativas para explicar el origen de estos magmas: sea en la cuña mantélica, en la litósfera oceánica subductada y/o en la corteza a través de la cual los magmas generados pasaron hasta llegar a la superficie.

Basándonos en las evidencias geoquímicas, tres son las posibles hipótesis que tenemos que considerar con el objetivo de explicar la variación composicional de los magmas generados en los volcanes analizados, El Reventador y Sumaco, de la zona subandina ecuatoriana:



Fig. 7 – Variaciones de isótopos de Sr y Nd en las lavas de los volcanes Sumaco y Reventador. Adicionalmente y por efectos de comparación, se muestra el campo composicional para la Zona Andina Sur, Centro y Norte (SVZ, CVZ, NVZ).

- (1) ambos volcanes son alimentados por un mismo magma original, el cual sufrió diferentes grados de interacción con la corteza continental;
- (2) la variación geoquímica de estos magmas se relaciona a una misma zona de Benioff, sugiriendo que aunque los procesos de subducción imparten el control principal para la generación de estos magmas, su interacción con la cuña mantélica es la que controla sus diferencias fundamentales;
- (3) los magmas primitivos en cada volcán provienen de fuentes que reflejan cambios bruscos en la geometría de la placa subductada.

La primera hipótesis considera que las lavas alcalinas del volcán Sumaco pudieron haber asimilado mayor cantidad de material enriquecido en álcalis en relación con las lavas del volcán El Reventador. Sin embargo, el basamento continental es el mismo para ambos volcanes, tanto en espesor como en composición, y tiene afinidad continental silícea como es sugerido en la mayoría de afloramientos expuesto en la zona subandina, contradiciéndose con la naturaleza geoquímica de las lavas del Sumaco, las cuales son notablemente pobres en sílice. Además, los datos isotópicos de Sr y Nd en cada volcán muestran que los procesos de asimilación son insignificantes, y no el principal mecanismo que pueda explicar su composición, sugiriendo que esta hipótesis es inconsistente.

La segunda hipótesis considera que la variación composicional entre ambos volcanes, y por lo tanto a lo largo de la zona subandina norte, estaría simplemente asociada a los procesos de subducción e interacción con el manto, y no necesariamente asociado con un cambio geométrico de las placas. La falta de evidencias geofísicas necesarias que prueben la presencia de un límite vulcanogénico o "tear zone", como el propuesto por Gutscher et al. (1999a), sustentan la validez de esta hipótesis. Simplemente, ambos volcanes estarían asociados a una misma zona de Benioff, la cual habría interaccionado con una cuña mantélica afectada indistintamente por diferentes procesos en cada volcán. En el caso del Reventador, su magmatismo y signatura adakítica estarían asociados a la fusión parcial de un manto modificado por procesos metasomáticos arrastrado hacia zonas más profundas por los movimientos de convexión, como es sugerido por Bourdon et al. (2001) en el modelo propuesto para el volcán Antisana. O simplemente, reflejaría la interacción y fusión parcial de basaltos metamorfizados a nivel de la corteza inferior, lo cual explicaría fácilmente su signatura adakítica similar a lo propuesto por Garrison & Davidson (2003), como un mecanismo alterno, para explicar la geoquímica tan peculiar de la Zona Volcánica Norte. En el caso del Sumaco, su signatura alcalina sería consecuencia de la contribución de una fuente mantélica previamente enriquecida, de tipo isla oceánica (OIB) (Reagan & Gill, 1989), y evidenciada en esta zona al menos durante el Cretácico superior (Barragán et al., 1999; Barragán & Baby, en el capítulo 1 de este libro). Sin embargo, la ubicación de estos volcanes equidistantes con respecto a la fosa ecuatoriana, y separados a solo 50 km el uno del otro a lo largo de un mismo eje longitudinal NNE-SSO, cuestiona la validez de que dichos volcanes tengan una misma relación con respecto a la zona de Benioff, y por lo tanto un mismo ángulo de subducción con respecto a la generación de magmas. Sin embargo, Garrison & Davidson (2003) sugieren que la signatura geoquímica representada por adakitas no es una característica única ligada a procesos de fusión de la placa oceánica subductada (en este caso la Cordillera de Carnegie), y que bien pueden fácilmente explicarse por procesos de fusión parcial a alta presión de basaltos húmedos localizados en zonas la corteza inferior (Drumond et al., 1995).

La tercera hipótesis puede asociarse con la existencia de un límite volcanogénico que define dos zonas volcánicas distintas, y por lo tanto los magmas de cada volcán provendrían de diferentes fuentes. Al norte, el volcán El Reventador estaría asociado con procesos normales de subducción, pero su signatura geoquímica reflejaría aun los efectos metasomáticos de un manto modificado por procesos adakíticos generados al oeste bajo el frente volcánico andino, y arrastrados hacia zonas más profundas por los movimiento de convexión en la cuña mantélica, como es sugerido por Bourdon *et al.* (2001) en el modelo propuesto para el volcán Antisana. Al sur, por otro lado, el volcán Sumaco estaría asociado con otros procesos de subducción con ángulos mayores que reflejan posiblemente el inicio de un proceso de "slab roll back", como consecuencia directa de la subducción de la Cordillera de Carnegie, la misma que bloquea o disminuye el proceso normal de subducción. Su signatura alcalina tan especial refleja la contribución de una fuente mantélica previa tipo isla oceánica (OIB), modificada aún por componentes de subducción o simplemente el inicio de un proceso de "slab window", o estaría simplemente ligada a una menor contribución de la placa subductada y/o a bajos grados de fusión parcial como es sugerido por sus bajos radios LIL/HFS y altos contenidos en elementos incompatibles. Por lo tanto, la subducción de la Cordillera de Carnegie alteró el proceso de subducción normal y generó esta zona de transición, que es un límite entre una zona de subducción normal, caracterizada por un volcanismo calco-alcalino, y una zona de subducción, donde el "flat slab" genera un efecto en el trans-arco andino tipo "roll back" y el posible inicio de un "slab-window".

# CONCLUSIONES

Los volcanes Sumaco y El Reventador muestran una fuerte variación composicional a pesar de estar desarrollados sobre un mismo basamento y espesor de corteza litosférica. Dos grupos geoquímicos principales son diferenciados correspondientes a cada volcán. Las lavas del Sumaco son de afinidad alcalina, mientras que las lavas de El Reventador son típicamente calco-alcalinas con una signatura adakítica. Asimilación progresiva de corteza continental, como una explicación para el incremento de la alcalinidad y concentración de elementos incompatibles en ambos volcanes, es insignificante como es indicado por los datos isotópicos de Sr y Nd y por la naturaleza geoquímica del basamento.

Tomando en consideración la variación geoquímica a lo largo de la zona subandina, específicamente en los volcanes El Reventador y Sumaco, proponemos la existencia de un límite volcanogénico, el mismo que separa dos tipos diferentes de zonas de Benioff desplazadas por efecto de la subducción subhorizontal de la Cordillera de Carnegie. Al norte, el volcán El Reventador estaría asociado con procesos normales de subducción, y su signatura geoquímica reflejaría aun los efectos metasomáticos adakíticos generados bajo el frente volcánico andino y arrastrado hacia zonas más profundas por corrientes convectivas. Al sur, el volcán alcalino Sumaco reflejaría posiblemente el inicio de un proceso de "slab roll back", como consecuencia directa de la subducción de la Cordillera de Carnegie, la misma que bloquea o disminuye los procesos normales de subducción. Su signatura geoquímica alcalina sugiere un menor aporte de la placa subductada y refleja, sea la contribución de una fuente mantélica previa tipo isla oceánica modificada aun por componentes de subducción, sea el inicio de un proceso de "slab window".

#### Agradecimientos

El presente trabajo es en memoria de Edwin León quien participó conjuntamente en los estudios de campo en la zona subandina. Agradecemos a Dennis Geist por la revisión informal y discusión de las ideas presentadas en este estudio.

# **Referencias citadas**

- BABY P., RIVADENEIRA M., BERNAL C., CHRISTOPHOUL F., DAVILA C., GALARRAGA M., MAROCCO R., VALDEZ A., VEGA J. & BARRAGAN R., 1998 – Structural style and timing of hydrocarbon entrapments in the Ecuadorian Oriente Basin. American Association of Petroleum Geologist, Annual Meeting, Rio de Janeiro, Brazil, Abstracts: 464-465.
- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGÁN R., 1999 Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. Extended Abstract, ISAG99, Gottingen, 1: 68-72.
- BALDOCK J.W., 1982 Geología del Ecuador. Boletín de Explicación del Mapa Geológico del Ecuador al 1:1 000 000. *D.G.G.M ed.*, Quito, Ecuador, 66 p.
- 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., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 559-571.
- BARAZANGI M. & ISACKS B., 1976 Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- BARBERIF., COLTELLIM., FERRARAG., INNOCENTIF., NAVARROJ. & SANTACROCE R., 1988 – Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geol. Mag.*, 125 (1): 1-14.
- BARRAGÁN R., 1994 A Petrologic Transect of the Ecuadorian Andes. Unpublished Master Thesis, University of Idaho, 111 p.
- BARRAGÁN R., GEIST D., HALL M., LARSON P., KURZ M., 1998 Subduction controls on the compositions of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154: 153-166.
- BOURDON E., EISSEN E., GUTSCHER M., MONZIER M., ROBIN C., SAMANIEGO P., HALL M., MAURY R., MARTIN H., BASSOULLET C. & COTTEEN J., 2001 – Respuesta magmática a la subducción de una cordillera asísmica: el caso de la margen Ecuatoriana. *Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra*, Quito, Memorías-Anexos.
- CAS R. & WRIGHT J., 1988 Volcanic Successions: Chapman & Hall, 466 p.
- COLONY R. & SINCLAIR J., 1928 The lavas of the volcano Sumaco, eastern Ecuador. *Am. J. Sci.*, 216: 299-312.
- CHRISTOPHOUL F., BABY P. & DAVILA C., 1999 Discrimination of eustatic and tectonic influences in the Ecuadorian Oriente Basin from Aptian to Oligocene times, 4th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99), Univ. Göttingen (Germany), Extended Abstracts Volume: 168-171.
- DASHWOOD M. & ABBOTS I., 1990 Aspects of the petroleum geology of the Oriente Basin, Ecuador. In Brooks, J., ed., Classic Petroleum Provinces: Boulder, Colorado, Geological Society Special Publication, 50: 89-117.
- DAVIDSON J., MCMILLAN N., MOORBATH S., WORNER G., HARMON R. & LOPEZ-ESCOBAR L., 1990 – The Nevados de Payachata volcanic region (18∞S/69∞W, N. Chile), II. Evidence for widespread crustal involvement in Andean Magmatism. Contrib. Mineral. Petrol., 105: 412-432.
- DEFANT M. & DRUMMOND M., 1990 Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347: 662-665.
- DEFANT M. & DRUMMOND M., 1993 Mount St. Helens: Potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21: 547-550.
- DRUMMOND M., BORDELON M., DE BOER J., DEFANT M., BELLON H. & FEIGENSON M., 1995 – Igneous Petrogeneis and tectonic setting of plutonic and volcanis rocks of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica-Panama, Central American arc. American Journal of Science, 295: 875-919.

- FRANCIS P., MORBATH S. & THORPE R., 1977 Strontium isotope data for recent andesite in Ecuador and North Chile. *Earth Planet Sci. Lett.*, 37: 197-202.
- GARRISON J. & DAVIDSON J., 2003 Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes. *Geology*, 31: 565-568
- GUTSCHER M., MALAVIEILLE S., LALLEMAND S. & COLLOT J., 1999a Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet Sci. Lett.*, 168: 255-270.
- GUTSCHER M., OLIVET J., ASLANIAN D., EISSEN J. & MAURY R., 1999b The "lost Inca Plateau": cause of flat subduction beneath Peru? *Earth Planet Sci. Lett.*, 171: 335-341.
- HALL M. & WOOD C., 1985 Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13: 203-207.
- HALL M., 1977 El volcanismo en el Ecuador. Publicación del Instituto Panamericano de Geografía e Historía, Sección Nacional del Ecuador, Quito, 120 pp.
- HALL M. & BEATE B., 1991 El volcanismo Plio-Cuaternario en los Andes del Ecuador. In: El Paisaje Volcánico de la Sierra Ecuatoriana, ed: P. Mothes, Corporación Editora Nacional, vol 4: 19-39.
- HAWKESWORTH C., GALLAGHER K., HERGT J. & MCDERMOTT F., 1993 Mantle and Slab contributions in arc magmas. *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 21: 175-204.
- HICKEY R., FREY F., GERLACH D. & LOPEZ ESCOBAR L., 1986 Multiple sources for basaltic rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34∞-41∞S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophys. Reser.*, 91: 5963-5982.
- INECEL, 1988 Estudio Vulcanológico de El Reventador. Informe inédito, Quito, Ecuador, 117 p.
- LONSDALE P. & KLITGORD P., 1978 Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 981-999.
- MONZIER M., ROBIN C., HALL M., COTTON J., MOTHES P., EISSEN J. & SAMANIEGO P., 1997 – Les adakites d'Équateur: modèle préliminaire. C. R. Acad. Sci. Paris, 324: 545-552
- MONZIER M., ROBIN C., SAMANIEGO P., HALL M., COTTON J., MOTHES P. & ARNAUD N., 1999 – Sangay Volcano, structural development, present activity and petrology. J. Volc. Geoth. Res., 90: 49-79
- PECCERILLO A. & TAYLOR S., 1976 Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81
- PENNINGTON W., 1981 Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. J. Geophys. Res., 86: 10753-10770.
- REAGAN M. & GILL J., 1989 Coexisting Calcalkaline and High Niobium Basalts from Turrialba Volcano, Costa Rica. *Jour. Geophys. Res.*, 94, B4: 4619-4633.
- SAJONA F., MAURY R., BELLON H., COTTON J. & DEFANT M., 1996 High Field Strengh Element Enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc Basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). Journal of Petrology, 37, 3: 693-726.
- SPIKINGS R., WINKLER W., SEWARD D. & HANDLER R., 2001 Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186: 57-73.
- SUN J. & MC DONOUGH W., 1989 Magmatism in the ocean basins. In Saunders, A. D., and Norry, M. J., ed., Special Publication: Geological Society of America, 42: 313-345.
- THORPE, R., FRANCIS, P., HAMILL, M. & BAKER, M., 1982 The Andes. *In: Andesites:* orogenic andesites and related rocks, R, C, Thorpe (ed.): 187-205.
- WHITE, W. & PATCHET P., 1984 Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. EPSL, 67: 167-185.
- WINTER T., 1990 Mecanismes de deformation recents dans les Andes equatoriennes. *Thèse de l'Université Paris-Sud*, Orsay, 205 p.

# Capítulo 2 Historia de la exploración y principales campos petroleros de la petroproducción



Campo Bermejo (Foto: P. Baby)

•

.

# BREVE RESEÑA HISTÓRICA DE LA EXPLORACIÓN PETROLERA DE LA CUENCA ORIENTE

Marco RIVADENEIRA (1)

#### Resumen

La exploración petrolera de la Cuenca Oriente se divide al menos en cuatro etapas. En la etapa exploratoria inicial, que va hasta los años sesenta, si bien no se descubren acumulaciones comerciales de crudo, se establece su condición de cuenca sedimentaria y su potencial petrolífero, en base a la presencia de manaderos superficiales, al importante espesor sedimentario, a la existencia de una potencial roca madre, de areniscas con excelente potencial de reservorio, de roca cobertera y de una estructuración derivada de la evolución andina. El esfuerzo exploratorio de Shell, en esta etapa, culmina con el descubrimiento de crudo en el reservorio Tena Basal del pozo Tiputini Shell I. En la segunda etapa (1967-1972), se confirma como cuenca petrolera, con el descubrimiento del campo Lago Agrio y de los gigantes Shushufindi y Sacha, y del gran campo Auca, con lo que se produce la mayor incorporación de reservas de toda la historia. Una tercera etapa, entre 1972 y 1982, está marcada por el predominio de la actividad exploratoria de la empresa estatal CEPE, cuyo mayor éxito fue el descubrimiento del campo Libertador, el cuarto por volumen de reservas en la cuenca. La cuarta etapa, de madurez exploratoria, es alcanzada por el accionar compartido entre CEPE, transformada posteriormente en Petroecuador, y las compañías privadas internacionales que han desarrollado una amplia exploración, principalmente en el norte y centro de la cuenca. Esta etapa se caracteriza por una disminución en el índice de éxito exploratorio, por la disminución de las dimensiones de los prospectos exploratorios, y por un incremento en la densidad de los crudos.

Palabras claves: Cuenca Oriente, historia, exploración, petróleo.

# **1. ETAPA EXPLORATORIA INICIAL**

Esta etapa, que se extiende hasta mediados de los años sesenta, abarca el conocimiento natural de manifestaciones superficiales de hidrocarburos conocidos

<sup>&</sup>lt;sup>(1)</sup> PETROPRODUCCIÓN, Casilla Postal 17-10-7019, Quito-Ecuador (mrivadeneira@petroecuador.com.ec)

desde épocas ancestrales, pasando por los estudios de naturalistas, hasta los trabajos exploratorios iniciales.

Como resultado, se categorizó a la Cuenca Oriente como una cuenca sedimentaria, con una columna estratigráfica de espesor considerable que va del Paleozoico al Reciente, con rocas porosas y permeables, con excelente potencial de roca reservorio, con arcillas y calizas negras, bituminosas, cualitativamente susceptibles de ser consideradas como potenciales rocas madres, con posibilidad de encontrar trampas ya que los niveles reservorio están cubiertos por capas impermeables arcillosas y calcáreas, con un grado de estructuración importante, derivada de la evolución histórica de la vecina Cordillera Andina, todo lo que además permitió definir a la Cuenca Oriente como potencialmente hidrocarburífera, lo que se consolidó aún más con el descubrimiento de crudo en el reservorio Tena Basal en el pozo Tiputini Shell 1, por parte de la Shell. A pesar de esto, en esta etapa, no se encontraron acumulaciones comerciales de crudo.

#### 1. 1. Los trabajos de los naturalistas

Uno de los primeros indicios de que una nueva cuenca es petrolífera, es la presencia de manifestaciones superficiales de hidrocarburos, que indican la existencia en profundidad de los mismos, siendo estas manifestaciones el resultado de procesos de migración secundaria, que al no encontrar trampas en el camino, pueden alcanzar la superficie, si las rocas reservorio a través de las cuales migra el crudo están expuestas a superficie, o si una vez acumulados los hidrocarburos en trampas, éstas pierden su condición parcial o total de tales, al ser atravesadas por fallas, que permiten el escape de los mismos.

La existencia de manaderos de asfalto y brea, en esta cuenca, ya era conocida por los aborígenes de la Amazonía, desde la profundidad del tiempo, quienes utilizaban el crudo para el calafateo de sus canoas, así como posiblemente lo utilizaban para encender sus antorchas, y los shamanes (brujos) para sus prácticas curativas. En 1858, el primero que documenta dichas emanaciones superficiales, es el geógrafo ecuatoriano Don Manuel Villavicencio en su libro "Geografía del Ecuador", al describir manaderos de asfalto y alquitrán en las márgenes del río Hollín, y la presencia de manantiales salitrosos en la cordillera de Cutucú.

El segundo descubridor de América, el célebre naturalista alemán Teodoro Wolf en su libro "Geografía y Geología del Ecuador", publicado en 1892, hace una recopilación y revisión de observaciones geológicas anteriores a él, incorporando sus propias observaciones y estudios de la Región Oriental Ecuatoriana, de la cual elabora el mapa geográfico a escala 1:3 000 000.

#### 1. 2. El inicio de la exploración petrolera

En 1921, el Gobierno Nacional otorga a la compañía norteamericana Leonard Exploration Co. la primera concesión en la historia de la cuenca, en una extensión de 25 000 km<sup>2</sup>, que abarca gran parte del piedemonte entre el volcán Sumaco al Norte y Macas al Sur. El plazo era de 50 años (Gordillo, 2003).

Esta compañía es la primera que realiza exploración, orientada a la búsqueda de hidrocarburos, concentrándose básicamente en geología de campo dentro de la zona de su concesión. Como resultado, sus geólogos, T. Watson, J. Sinclair y Colony se convirtieron en pioneros de la estratigrafía de la cuenca, al describir por primera vez los "basaltos y tobas Misahuallí", que subyacen a la arenisca "Hollín" y a las "calizas y lutitas Napo", nombres tomados de los principales ríos que atraviesan la parte sur del Levantamiento Napo. En sus informes, describen además las "capas rojas y conglomerados" que sobreyacen a los sedimentos Napo, y que posteriormente serían bautizadas como formaciones Tena y Tiyuyacu.

Esta compañía se retiró abruptamente del país, incumpliendo con casi todos los compromisos contraídos con el gobierno, entre otros, la construcción de un tramo de ferrocarril entre Pelileo y Baños, y un camino de herradura entre Baños y Mera.

# 1. 3. El trabajo geológico pionero de la Shell

En 1937, la Royal Dutch Shell recibe, a través de la Anglo Saxon Petroleum Co. Ltda., una concesión de diez millones de hectáreas, que prácticamente cubre toda la Cuenca Oriente. El área de esta concesión se redujo drásticamente, como consecuencia de los límites territoriales impuestos luego de la guerra con el Perú. Su base de operaciones la estableció en Mera, cerca al Puyo, en donde construyó un aeropuerto, por lo que, el nombre de dicha compañía quedó impreso en el poblado, actualmente cantón, conocido desde entonces como Shell Mera.

En 1938, la Shell inicia su actividad exploratoria que constituye la más importante de toda la era previa al descubrimiento de los grandes campos, al abarcar todo el Subandino y gran parte del resto de la cuenca, efectuando 33 000 km<sup>2</sup> de levantamiento aerofotográfico, levantamiento gravimétrico de toda la concesión (1939-1946) y el registro de 4 070 km de líneas sísmicas entre 1943 y 1949.

Los geólogos de campo de la Shell desarrollaron un trabajo sistemático de gran calidad, el que junto al efectuado por los geólogos de la Leonard Exploration, sirvió para sentar las bases de la estratigrafía y de la geología del petróleo de la Cuenca Oriente, correspondiendo el rol protagónico a H. J. Tschopp, gerente en ese entonces de la Shell en Ecuador, al haber publicado en el año de 1953, en el boletín de la Asociación Americana de Geólogos del Petróleo (AAPG por sus siglas en inglés), un artículo titulado "Oil Exploration in the Oriente of Ecuador", en el que describe por primera vez la estratigrafía completa de la Cuenca Oriente, basándose en los informes de los trabajos de campo de los geólogos de la Leonard Exploration, en la publicación de un artículo de Ribadeneira aparecido por esa misma época, en el Anuario "La Minería y el Petróleo en el Ecuador", en donde por primera vez se describen los nombres de algunas formaciones de la cuenca y, principalmente en los informes de sus subalternos, los geólogos J. J. Dosy y K. T. Goldschmidt, quienes efectuaron la primera descripción de las formaciones paleozoicas Macuma y Pumbuiza. Goldschmidt, además, fue el primero en describir las formaciones jurasicas Santiago y Chapiza.

El mérito de Tschopp está en haber sistematizado y descrito la columna estratigráfica del Paleozoico al Reciente, incluida la Formación Mesa del Plio-Pleistoceno,

con excepción de la Formación Orteguaza del Oligoceno, no conocida hasta ese entonces en afloramientos del Subandino. Asimismo, Tschopp estableció los marcadores sísmicos más importantes, la presencia de reservorios cretácicos y de una potencial roca madre: "La Napo, es una formación bituminosa, la cual se extiende a través de todo el Oriente. Los numerosos indicios de petróleo en el área aflorante testifican el carácter de roca madre de la Napo".

#### 1. 3. 1. Las primeras perforaciones exploratorias en la cuenca

Como resultado de su labor exploratoria, la Shell definió en la zona Subandina las estructuras Vuano y Oglan ubicadas en la Depresión Pastaza, al centro del Subandino, y las estructuras Cangaime y Macuma situadas en el flanco NNE del Levantamiento Cutucú, las que fueron perforadas sin éxito con los pozos Vuano 1, Oglan 1, Cangaime 1 y Macuma 1. Años más tarde, como veremos más adelante, la Anglo efectuó sísmica en el área y definió una estructura ubicada inmediatamente hacia el sur del pozo Oglan, que se probó positivamente con el pozo exploratorio Oglan A-1, produciéndose el descubrimiento del campo de crudo pesado Oglan.

En la parte baja de la cuenca, algo más al este del sistema de fallas del Frente de Empuje que separa la Depresión Pastaza del resto de la Cuenca, la Shell perforó el pozo Villano 1 en la estructura del mismo nombre, convirtiéndose en el hecho más curioso de toda la etapa previa a la confirmación de la cuenca Oriente como petrolífera ya que, la Shell suspendió la perforación del pozo a pocas decenas de pies, antes de alcanzar las areniscas Hollín, que fueron probadas recién en 1992 por la compañía AGIP con el pozo Villano 2, que encontró crudo en dicha arenisca, descubriendo el gran campo Villano con una acumulación de crudo de 755 millones de barriles de petróleo en sitio, y reservas de alrededor de 160 millones de barriles, que lo ubican entre los grandes campos de la cuenca, por lo que estuvo a un paso de haber cambiado la historia petrolera de la cuenca.

Habrá que hurgar los archivos que se preservan, para definir las causas reales del porque del abandono del pozo tan cerca de alcanzar las mejores areniscas con propiedades de reservorio. ¿Será verdadera la versión que circula entre algunos de los obreros y empleados de la Shell que aún sobreviven, y de sus familiares, acerca de que la Shell sí descubrió petróleo en la cuenca?

### 1. 3. 2. La exploración del eje Yasuní-Lorochachi

La Shell se aventuró también en la parte más oriental del territorio ecuatoriano de la Cuenca Oriente, avanzando hasta las cercanías de la población de Nuevo Rocafuerte, en una real proeza logística y técnica para esos tiempos de grandes distancias, sin vías de comunicación carrozables, que comuniquen el Oriente con el resto del país, y de medios de transporte aún no muy versatiles.

Los geólogos y geofísicos, junto a topógrafos y obreros, formaron la avanzada, adentrándose en territorios geológicamente desconocidos y en general muy poco explorados y temidos en ese entonces, por la presencia de los huaoranis, fieros defensores de su territorio.

Basándose en el levantamiento gravimétrico, detectaron con seguridad una anomalía NNE-SSO, y mediante fotografías aéreas, posiblemente pudieron definir el lineamiento superficial de la falla Yasuní (que limita los campos del actual Provecto ITT). Definieron con el levantamiento sísmico y con los trabajos de campo, que dicho alto correspondía a un gran anticlinal fallado, como se describe en el reporte final de la perforación del pozo Tiputini 1, según el que, los geólogos Parsons y el célebre Goldschmidt (uno de los pioneros de la estratigrafía de la cuenca Oriente, como ya se mencionó) encontraron en el río Yasuní y al sur en el río Nashiño, sendos anticlinales angostos con el flanco oriental corto y con buzamientos comparativamente más fuertes que los buzamientos del flanco occidental, lo que correlacionaron con la descripción de los resultados sísmicos en los que describen la gran falla regional Yasuní que corta el alto en su flanco este. Sobre la base de los mapas geológicos generados por los geólogos antes nombrados, y de los mapas resultantes de la campaña sísmica efectuada en la zona, la Shell determina la extensión del "trend" Yasuní-Lorocachi entre el río Aguarico al norte y el río Curaray al sur, definiéndole como una estructura fallada en el lado este.

El pozo Tiputini-1, como indica la Shell en uno de sus reportes, fue programado como un pozo estratigráfico para empatar la estratigrafía a encontrarse con la sísmica. La ubicación de dicho pozo fue seleccionada "...100 m al este del punto de disparo 4005 de la línea sísmica I-1, porque el punto estaba situado justo al oeste de la falla antes mencionada en el lado levantado, y porque este punto tenía la gran ventaja de estar situado cerca del banco del río Napo, fácilmente accesible para el aeroplano anfibio..." (Dorsman, 1948?). La Shell perforó el pozo Tiputini-l entre febrero y julio de 1948, siendo abandonado el 4 de octubre de ese mismo año. Este pozo, conocido actualmente como Tiputini Shell-1, se perforó con una torre aero-transportable "Houston" (la misma con la que se perforaron los pozos Macuma I y Vuano I, ubicados al este del Levantamiento Cutucú) "sobre el Levantamiento Yasuní-Lorocachi...", como indica el sumario del pozo. Se alcanzó los 5 595' de profundidad, y desde los 5 000' se cortó núcleo continuo. Lamentablemente, todo este material ha desaparecido al presente, perdiéndose invalorable información. Este pozo produjo 836 BAPD y 4 BPPD de petróleo extrapesado (11,1° API, de 0,9922 de gravedad específica a 60° F). El análisis de los registros de pozo muestra que la arenisca Tena Basal está totalmente saturada de crudo, por lo que la compañía Shell pasa a ser la primera compañía en descubrir crudo en un pozo de la cuenca Oriente, dentro de lo que hoy se conoce como Proyecto ITT (Ishpingo, Tambococha y Tiputini), si bien en cantidades no comerciales, mientras que las demás areniscas sólo presentaron trazas de crudo.

La campaña sísmica, desarrollada posteriormente por la compañía Minas y Petróleos en la misma área, demostró que el cierre norte de la estructura Tiputini se encontraba aproximadamente a 1,5 km hacia el sur del sitio donde fue perforado el pozo de Shell, confirmando además la existencia de petróleo pesado en dicha estructura.

Lo anterior nos muestra que la exploración de Shell dio resultados positivos en la estructura Tiputini Shell, si bien el espesor encontrado por el pozo en el reservorio Tena Basal fue de algo más de 30', pero debido a la lejanía, a las dificultades logísticas y altos costos, sumado al poco atractivo del crudo por su bajo grado API, la Shell no continuó su tarea exploratoria en el gran alto estructural al que llamaron "Lorocachi-Yasuní trend".

Esta compañía, como hemos visto, estuvo realmente muy cerca de haber inaugurado con anticipación la historia del país como productor de crudo.

En 1948, la Shell devuelve al Estado parte de su concesión, al no haber descubierto acumulaciones comerciales de crudo, abandonando definitivamente el país a inicios de 1949. Posteriormente, Galo Plazo Lasso, uno de los mejores presidentes ecuatorianos, basado en estos esfuerzos exploratorios aparentemente infructuosos en cuanto a descubrimientos, pronuncia la célebre frase: "El Oriente es un mito. El destino ha querido que no seamos un país petrolero sino agrícola".

### 1. 4. Otras compañías obtienen concesiones

En 1948, se adjudica una concesión de cuatro millones de hectáreas al consorcio Standar Oil (Esso), que curiosamente no realizó ningún trabajo exploratorio en el área asignada. En 1957, la Leonard Exploration recibe una nueva concesión luego de que la anterior fue cancelada en 1937. En 1961, la compañía Minas y Petróleos del Ecuador obtiene una concesión de 4'350 mil has, por un plazo de hasta 57 años. Como veremos más adelante, esta última compañía tuvo una fuerte incidencia en la etapa siguiente.

# 2. ETAPA DE LOS GRANDES DESCUBRIMIENTOS (CONFIRMACIÓN DEL CARÁCTER PETROLÍFERO DE LA CUENCA): 1966-1973

Como su nombre lo indica, es la etapa cumbre en la historia de la exploración petrolera de la Cuenca Oriente, ya que en ella se confirma su carácter petrolífero. Esta etapa se extiende desde mediados de los sesenta hasta inicios de los setenta, y está marcada por el "boom" petrolero ecuatoriano, caracterizado por los descubrimientos de los mayores campos de la cuenca y por ende por la mayor incorporación de reservas en toda la historia.

Este hecho produce un quiebre en la historia del país, que de pronto se convierte en el poseedor de una inmensa riqueza, de relativa fácil asimilación y de grandes flujos de capital, que rompe los esquemas de un país pobre, con pocos ingresos, dueño de una estructura agrícola tradicional con una muy incipiente industria.

El papel estelar en esta etapa le correspondió al Consorcio Texaco-Gulf, que desarrolló una febril actividad exploratoria, acelerada aún más luego del descubrimiento del campo Lago Agrio, cuyas huellas cambian para siempre el frágil entorno ambiental y social de la Amazonía al atraer a miles de colonos que prácticamente liquidan la selva primaria en torno a los grandes centros petroleros Lago Agrio, Sacha, Shushufindi y Coca.

#### 2. 1. La Texaco descubre petróleo en la vecina cuenca de Putumayo

La Texaco Petroleum Co., con anterioridad a su incursión en la Cuenca Oriente, efectuó tareas exploratorias en la colindante cuenca colombiana de Putumayo,

especialmente en el piedemonte, dentro de una gran concesión de 1'600 mil has. Como resultado, con la perforación del pozo exploratorio Orito 1 en 1963, del que obtuvo una producción de 1,411 bpd de un crudo de excelente calidad (37° API), confirmó que la cuenca Putumayo era una cuenca petrolífera.

Los estudios regionales, sustentados en el conocimiento acumulado de la Cuenca Oriente como efecto de los trabajos exploratorios de la etapa anterior, permite a los geólogos de Texaco definir la similitud geológica entre la Cuenca de Putumayo y la Cuenca Oriente, cuya estratigrafía, tectonismo y geología del petróleo develados por los trabajos de la Shell son similares, siendo comunes a las dos cuencas las potenciales rocas madre cretácicas representada por calizas y lutitas negras ricas en materia orgánica, los reservorios cretácicos y las edades de formación de las trampas estructurales, todo en el marco de una evolución histórica paralela marcada por el desarrollo de la vecina Cordillera de los Andes y el aporte detrítico del cratón Guayanés al este en el tiempo cretácico. Todo esto lleva a los geólogos de Texaco a proponer a sus ejecutivos extender la exploración en dirección sur.

# 2. 2. Texaco incursiona en la Cuenca Oriente

En 1961, Minas y Petróleos, sin contar con el aval del gobierno ecuatoriano, traspasa al Consorcio Texaco Gulf un área de 650 000 has que eran parte de su concesión, mediante un contrato privado autorizado con Acuerdo Ministerial en diciembre del mismo año.

En 1964, el Estado ecuatoriano entregó al consorcio integrado por Texaco y Gulf un área de aproximadamente un millón cuatrocientas mil has, por un período de hasta 58 años. Texaco, como operadora del Consorcio Texaco-Gulf, inicia su tarea exploratoria en la Cuenca Oriente, con campañas de geología de campo a lo largo de toda la zona Subandina, que consistían en mapeo geológico con levantamiento de columnas estratigráficas, las que estuvieron a cargo de los geólogos B. D. Fasset, F. S. Stum y J. B. Taylor entre los principales. Dichos trabajos le permiten detectar, entre otros, los anticlinales Bermejo y Payamino (estructura ubicada al este del Levantamiento Napo, que no es precisamente la estructura del campo Coca-Payamino situada hacia el centrooeste de la cuenca) dentro del Subandino. Desarrolló además grandes campañas de registro sísmico, 7 000 millas de aero-magnetometría y 17 680 millas cuadradas de aerofotografía.

#### 2. 2. 1. El pozo Lago Agrio 1

Como resultado de la interpretación sísmica, la operadora Texaco detecta varias estructuras, siendo Lago Agrio, Sacha, Shushufindi, Auca y Cononaco las de mayores dimensiones. Entre todas, se prioriza la perforación de la estructura Lago Agrio, y se ubica el pozo Lago Agrio 1 el 7 de noviembre de 1966, a 15,3 km del campamento base de Sta. Cecilia en dirección N 75°. Esta ubicación fue definida, según indica un reporte del geólogo J. B. Taylor Jr., por R. D. Hallen el flanco oeste de la estructura, determinada sobre la base de un mapa sísmico ("…contorneado a un probable horizonte de caliza Napo que muestra la cresta de la estructura algo más hacia el Sur…"). Dicha ubicación

fue cambiada hacia una posición estructuralmente más alta en 20' y por razones logísticas, según el informe antes indicado, en 350 m hacia el Sur. En el programa de perforación se define como objetivo primario la Formación Hollín, y como objetivos secundarios las areniscas y calizas Napo, y los conglomerados Tiyuyacu.

El pozo Lago Agrio I se perforó entre febrero y abril de 1967 con una torre helitransportable. Alcanzó los 10 175' de profundidad y produjo a flujo natural 2 955 BPPD de 29° API de la Formación Hollín. Este descubrimiento confirmó el potencial petrolífero de la Cuenca Oriente, ya vislumbrado por la Shell con los resultados del pozo Tiputini I, y marcó el inicio de una agresiva etapa de exploración que culminó en los años siguientes con el descubrimiento de los más grandes campos de la cuenca.

El pozo Lago Agrio 1 produjo, hasta el 2003, alrededor de 9 millones 600 mil barriles, de los cuales el 99 % del crudo proviene de la arenisca Hollín y el resto de "Zona Napo", como consta sin especificar a cuales reservorios engloba dicha zona en los reportes de producción de Texaco de julio de 1975, fecha en la que se realizó la última prueba en la zona "Napo" sin obtener producción alguna. Las últimas pruebas realizadas en este pozo, en el año 2003, arrojaron alrededor de 60 BPPD, lo que indica que el mismo está a punto de ser cerrado y con él, el capítulo más importante de la historia petrolera ecuatoriana, ya que está agotando su capacidad productiva en una época en que los grandes campos muestran ya un debilitamiento de su potencial productivo reflejado en sus curvas declinantes de producción.

AÑO	CAMPOS
1967	LAGO AGRIO 1
	BERMEJO N 1
	CHARAPA-1
1968	PARAHUACU 1
	ATACAPI 1
1969	SHUSHUFINDI I
	SACHA I
	DURENO 1
1970	AUCA 1
	YUCA 1
	COCA 1
1971	PUCUNA 1
1972	CUYABENO I
	TORO I
	CONONACO 1
1973	CULEBRA 1

Tabla 1- Los mayores descubrimientos del Consorcio Texaco-Gulf.

#### 2. 2. 2. Los grandes descubrimientos.

Una vez confirmada la Cuenca Oriente como un sistema petrolífero activo, y sobre la base de la información sísmica registrada, el Consorcio Texaco-Gulf y posteriormente el Consorcio Cepe-Texaco desarrollan una intensa campaña de perforación exploratoria entre los años 1967 y 1973, marcándose el pico histórico de reservas incorporadas en la cuenca, con alrededor de 4 000 millones de barriles que representan cerca del 50% de las reservas descubiertas en la Cuenca Oriente hasta el 2002, reservas que se acumulan en 16 campos (tabla 1), entre los que están 3 de los cinco mayores campos en producción de la cuenca: Shushufindi, Sacha y Auca. 1969 pasó a constituir el año de mayor incorporación de reservas en toda la historia de la exploración petrolera, con 2 800 millones de barriles, que constituyen la tercera parte de todas las reservas descubiertas hasta el presente (fig. 1).

#### 2. 3. Otras compañías exploran la cuenca

Como veremos a continuación, a más del Consorcio Texaco-Gulf, otras compañías exploraron la cuenca en este período, realizando importantes descubrimientos, algunos de los cuales, por su lejanía o porque la información sísmica de ese tiempo les mostraba como estructuras más pequeñas de lo que realmente resultaron ser, no fueron desarrollados ya que se les consideró no viables económicamente para las condiciones del mercado de crudo a esa época. Tal es el caso de los campos Yuturi, Tivacuno, Pañacocha.

# 2. 3. 1. El Consorcio World Ventures operador de Minas y Petróleos del Ecuador S. A.

Minas y Petróleos, compañía representada por el austriaco Howard Strouth, obtuvo en 1961 una concesión gigantesca de alrededor de 4 350 000 has por un período de 57 años, en condiciones totalmente adversas para el Estado ecuatoriano, al ser autorizado para que, por su cuenta y riesgo pueda efectuar traspasos, asociarse o vender todo o parte de su concesión.

Este ciudadano austriaco suscribe en 1965 un contrato privado de traspaso de alrededor de 650 000 has de su concesión a Texaco Ecuadorian Petroleum y Gulf, asegurándose, durante toda la vida de los yacimientos que se descubriesen, el pago de regalías. En ese mismo año, Minas y Petróleos devuelve gran parte de la concesión, reteniendo para sí unas 650 000 has. Posteriormente, adquiere la concesión Yasuní al este de la cuenca, en donde como vimos anteriormente, la Shell desarrolló trabajos exploratorios y la perforación del pozo Tiputini Shell 1, con lo cual el área a cargo de Minas Petróleos llegó a ser de 840 000 has.

Los trabajos sísmicos se iniciaron en noviembre de 1968, registrando hasta 1972 un total de 1 650 km, cuya interpretación le permite a Minas y Petróleos definir cuatro estructuras que resultaron productivas. En 1970, perfora el pozo Tiputini Minas -1, al sur del pozo perforado en 1948 por la Shell, en la parte más oriental de la cuenca y situado en el punto de disparo 5012 de la línea L-7, junto al río Tiputini, el que alcanzó 5 340' de profundidad y produjo 228 B PPD de 15° API provenientes del yacimiento M1, con lo que descubre el campo Tiputini. En 1970, perfora dos pozos: el Tivacuno 1



Fig. 1 – Volúmenes anuales de reservas descubiertas en la Cuenca Oriente.

214

descubridor del campo de igual nombre, actualmente en producción y operado por Repsol-YPF, y el pozo Pompeya 1, seco, ubicado en el centro de la cuenca, al sur del campo Shushufindi, en la margen derecha del río Napo. En 1971, descubre el pequeño campo Primavera, situado al SE del campo Sacha, junto a la margen derecha del río Napo, y, finalmente en 1972, el pozo exploratorio Yuturi 1 encuentra crudo con lo que se descubre el campo Yuturi, ubicado en el centro-este de la cuenca, conocido actualmente como campo unificado Edén-Yuturi, operado por la Cia. Occidental, el mismo que está entre los diez mayores campos de la cuenca. Lo anterior muestra que el aporte de nuevas reservas descubiertas por esta compañía fue realmente importante.

# 2. 3. 2. Anglo Ecuadorian Oilfields

La compañía Anglo E. O., obtuvo en 1966 una gran concesión que se extendía transversalmente formando una franja latitudinal a lo ancho de la parte central de la cuenca. En 1968 inicia trabajos de campo en la zona Subandina, en las áreas de Baeza, río Topo, Tena y en la cordillera de Cutucú, quedando como resultado algunos aportes al conocimiento estratigráfico de la cuenca. Anglo efectuó además levantamientos aero-magnetométricos, aero-fotogramétricos y de radar lateral sobre toda el área del contrato.

Entre 1967 y 1973, registró 6 730 km de líneas sísmicas, que le permiten detectar 10 estructuras que fueron probadas con perforación exploratoria: tres con resultados positivos: Oglan A-1, situado en la Depresión Pastaza del Subandino, Tiguino I en el centro de la cuenca y Nashiño I al este de la cuenca. Las otras siete estructuras resultaron secas y son de Este a Oeste: Autapi y Guallino situadas al sur del campo Oglan, en la Depresión Pastaza, Toro I, Aguila I, Guayusa I, en el centro, centro sur de la cuenca, Marañacu I, y Cancrio I al este de la cuenca.

# 2. 3. 3. Grace Oil & Minerals

En 1968, da inicio a su actividad exploratoria. Entre 1971 y 1972, perfora los pozos Pañacocha l descubridor y el Tangay l seco, ubicados en el Centro Oriente de la cuenca. Posteriormente, Sun Oil Co. tomó a cargo las operaciones en la concesión de Grace Oil, y perforó el pozo Sn. Roque l, que presentó sólo trazas de crudo. Finalmente, Cepco City perforó el pozo Lilian 1, seco, ubicado muy cerca al límite sur del campo VHR.

# 2. 3. 4. Amoco

Esta compañía operó en una concesión en la zona suroriental de la cuenca, la más alejada de toda infraestructura a esa época y aún en la actualidad, en donde registró 1 650 km de líneas sísmicas, cuya interpretación le permitió definir dos estructuras probadas con la perforación del pozo Conambo I, que resultó productivo, y el Bobonaza 1, seco.

# 3. ETAPA INTERMEDIA DE PREDOMINIO DE LA EMPRESA ESTATAL: 1972-1982

Esta etapa, posterior a la seguidilla de grandes descubrimientos, puede ser calificada de intermedia, ya que la cuenca aún contaba con un potencial exploratorio remanente, derivado de la existencia de vastas áreas con limitada y nula cobertura exploratoria, especialmente al este, centro, centro-este y sur-suroeste de la cuenca, habiéndole correspondido a la joven empresa estatal CEPE ser la protagonista casi exclusiva de la exploración en esta etapa de la historia de la cuenca,

Con la toma del poder por parte de la Junta Militar de Gobierno, encabezada por el Gral. Guillermo Rodríguez Lara, cambia el manejo de la política hidrocarburífera ecuatoriana, al producirse en el mes de junio de 1972 dos hechos fundamentales: la expedición de la Ley de Hidrocarburos y, la creación de la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana (CEPE).

En la Ley de Hidrocarburos, se establecen dos nuevas modalidades contractuales: 1) de Prestación de Servicios, de Exploración y Explotación de Yacimientos Hidrocarburíferos y Explotación de Petróleo; 2) de Asociación para Exploración de Yacimientos Hidrocarburíferos y Explotación de Petróleo. Son dos hechos históricos fundamentales, que respondían a la reacción de los Estados ante el gigantesco poder de las grandes empresas petroleras internacionales, tendiente a ejercer una soberanía efectiva mediante la capacidad de desarrollar tareas empresariales en las diferentes fases de una industria de altísima rentabilidad, y al mismo tiempo establecer marcos jurídicos que aseguren un mayor equilibrio jurídico y económico entre dichas empresas y el estado.

# 3. 1. Compañías extranjeras en tareas de exploración

Junto a la Estatal Petrolera, tres compañías exploran varias áreas de la cuenca, pero solo una de ellas, Cayman, obtiene resultados positivos que dieron lugar a que dicho bloque sea actualmente de los más productivos entre los operados por las empresas extranjeras.

### 3. 1. 1. Cayman

En octubre de 1973, se cambia de la modalidad de concesión, con la que venía operando, a un contrato de asociación. Cayman continua como operadora de un consorcio en el que además participan City Investing y Southern Union Production Co. En el área asignada, situada en el NNE de la cuenca, registró un total de 600 km de líneas sísmicas, con las que detectó 6 estructuras que fueron probadas entre 1972 y 1973 con los pozos Fanny 1, Tarapoa 1, Mariann 1, Joan 1 y Vinita 1, con resultados positivos, mientras que el pozo Margaret 1 fue seco. En mayo de 1976, Cayman es autorizada a retirarse del consorcio, y en junio de ese mismo año, las dos compañías que continúan en el consorcio designan a la Cia. SUPCO como nueva operadora. Finalmente, en mayo de 1977, Southern Union se retira del consorcio.
# 3. 1. 2. OKC

A partir de noviembre de 1973, la corporación petrolera OKC, mediante un contrato de asociación, obtiene un área de 291,150 has en el NNO de la cuenca, al E y SE del campo Bermejo, en donde efectuó 280 km de líneas sísmicas, cuya interpretación le permitió perforar los pozos Caja I, Ochenta I, Camino 1 y Pusino 1 sin éxito. En mayo de 1976, devuelve parte de su concesión y se queda con un área de 99 396 has.

# 3. 1. 3. Yacimientos petrolíferos fiscales de Argentina (YPF)

En enero de 1975, suscribe un contrato de asociación para exploración en la Amazonía, en un área ubicada en el centro sur de la cuenca amazónica, al SSE del campo Tiguino, en donde registra 770 km de sísmica 2D, en base a cuya interpretación en 1977 perfora con éxito el pozo Curaray X-1 y los pozos Entre Ríos X-1 y Balata X-1 que resultaron secos.

# 3. 2. La exploración desarrollada por CEPE

El 22 de junio de 1972, es creada la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana CEPE, la misma que entra a participar en la producción de crudo, al comprar el total de las acciones de Gulf en el Consorcio Texaco-Gulf, equivalentes al 62,5%. Inicialmente, en julio de 1974, adquiere el 25% y en enero de 1976 adquiere el restante 37,5%, con lo que Gulf quedó fuera del consorcio CEPE-Texaco, constituido por CEPE como socio mayoritario, continuando Texaco como la empresa operadora.

CEPE juega en esta etapa exploratoria un rol predominante, y su accionar abarca casi toda la cuenca con geología de campo a lo largo de todo el Subandino, 54 000 km<sup>2</sup> de radar que cubre toda la zona Subandina, sísmica 2D y perforación exploratoria.

En mayo de 1975, CEPE inicia la perforación de su primer pozo llamado 18B-1, para probar la estructura compartida con CEPCO, llamada actualmente Fanny 18B, obteniendo resultados positivos.

En enero de 1976, la empresa estatal inicia trabajos de prospección sísmica.

En 1978, centra su actividad exploratoria en el centro de la cuenca, al este del campo Auca, en donde perfora el pozo Shiripuno 1, que pasa a constituirse en su primer pozo exploratorio, con el que descubre el campo del mismo nombre con una modesta acumulación de crudo (alrededor de 2,5 mmbls). En 1978, algo más al sur, descubre un nuevo campo al obtener resultados positivos en las pruebas del pozo Shiripuno Centro 1.

En 1980, entra en ejecución la fase de perforación del Proyecto Pungarayacu, nombre tomado de un río de la zona, cuya traducción del Quechua es *Pungara* (brea) y *yacu* (río). El Proyecto fue creado con el fin de definir el potencial de esta gigante acumulación de crudo extrapesado (la mayor de la cuenca), ubicada en el Subandino entre la cordillera de Guacamayos al norte y Puerto Napo al sur, que constituye una zona de manaderos y amplios afloramientos de las areniscas de la Formación Hollín en su mayor parte saturada de brea, la misma que era conocida ancestralmente por los indígenas de la zona. El Proyecto define dos acciones básicas: el mapeo geológico con levantamiento de columnas a lo largo de los ríos y quebradas y, la perforación de 26 pozos de cateo con muestreo continuo de núcleos, siendo su profundidad entre 377 y 1 239'. Como resultado, se cuantifica el volumen de petróleo en sitio en alrededor de 7 mil millones de barriles, cifra que fue reajustada con posterioridad en un estudio conjunto entre Arco Oriente y Petroecuador a un valor aproximado de 4 mil millones.

En este mismo año, CEPE logra el mayor éxito de su historia con el descubrimiento del campo Libertador, el tercero entre los mayores campos en producción, solo superado por los gigantes Sacha y Shushufindi, al obtener resultados positivos del pozo Secoya 1. Sin embargo, solo tiempo después se supo que dicho pozo descubrió no el campo Secoya sino el gran campo Libertador, ya que inicialmente, se consideraba que las estructuras productivas Secoya, Shushuqui, Shuara y Pacayacu constituían campos independientes, pero en 1983, con la perforación del pozo Guarumo 1, rebautizado posteriormente como Pichincha 1, se integró a las mismas en un gran campo, cuyo nombre es un homenaje al Libertador Simón Bolívar.

Se debe destacar el hecho de la puesta en producción de los campos de CEPE, como un hecho de trascendencia histórica, ya que por primera vez, un equipo de directivos, apoyados por técnicos y obreros nacionales, pudo extraer crudo del subsuelo de campos descubiertos por esfuerzo propio como fue el caso de los campos Libertador, VHR, Frontera, Paraíso, y campos descubiertos por compañías extranjeras pero devueltos al Estado como son los casos entre otros de Cuyabeno, Bermejo, Charapa, Tiguino, inaugurando toda una época de la industria petrolera nacional.

# 4. ETAPA EN LA QUE LA CUENCA ALCANZA UN ALTO GRADO DE MADUREZ EXPLORATORIA

En esta etapa, la Cuenca Oriente es intensamente explorada en casi toda su extensión, quedando aún en una etapa de relativa inmadurez exploratoria las áreas sur, sureste y suroeste de la cuenca. CEPE, posteriormente Petroproducción (Filial de Petroecuador), desarrolla una amplia actividad de registro sísmico y perforación exploratoria, al igual que las compañías privadas que ingresan nuevamente con fuerza en la tarea de exploración a través de contratos de Prestación de Servicios de Exploración y Producción.

#### 4. 1. CEPE continua su actividad exploratoria

En 1982, CEPE orienta su esfuerzo exploratorio al suroriente de la cuenca, a una zona adyacente a la frontera con el Perú, totalmente alejada de la infraestructura petrolera. Allí desarrolló una campaña sísmica, sobre la base de cuya interpretación define cuatro estructuras: Amazonas, perforada en ese mismo año, Marañón, Huito, Balsaura perforadas al año siguiente y Shionayacu en 1984. Todas fueron probadas con pozos perforados a través de una torre helitransportable, única forma de acceder a esta zona, que como se indicó es muy distante y cubierta completamente por selva virgen. El total de petróleo en sitio descubierto fue de alrededor de 300 millones de barriles y las reservas del orden de los 40 millones de barriles.

En 1984, CEPE se plantea el reto de desarrollar exploración de alto riesgo en el "play" potencial más profundo de la cuenca, constituido por las capas situadas bajo los sedimentos cretácicos, generalmente agrupadas bajo el nombre de Precretácico, basado en dos premisas: la una que la Formación Santiago constituye una potencial roca madre que pudo haber generado crudo, y la segunda, que existe un gran anticlinal situado bajo el campo Sacha con potencial de trampa. El riesgo geológico estaba en la existencia o no de rocas reservorio, y en la presencia de una roca madre activa. Para probar el anticlinal antes mencionado, se perforó el pozo Sacha Profundo 1, que llegó hasta sedimentos de la Formación Pumbuiza del Paleozoico, constituyéndose en el pozo más profundo perforado en la cuenca, y en el primero y único esfuerzo serio orientado a investigar los estratos paleozoicos y jurásicos, que actualmente constituyen el basamento económico de la cuenca. No se encontró ninguna roca reservorio y el pozo fue seco en los niveles precretácicos.

En los años siguientes, CEPE vuelve a explorar los niveles cretácicos tradicionales en áreas con infraestructura desarrollada. En 1987, descubre los campos Paraíso con 55 millones de barriles de reservas y Frontera con 32 millones. En 1988, realiza su último descubrimiento como CEPE al encontrar crudo en el campo Cantagallo con 34 millones de barriles de reservas, rebautizado luego como VHR en homenaje póstumo a Víctor Hugo Ruales, ejecutivo de la compañía quién fue uno de los artífices de la puesta en producción de los primeros campos de la estatal petrolera.

#### 4. 2. Nace Petroecuador y toma la posta de CEPE

En septiembre de 1989 se crea Petroecuador en reemplazo de CEPE con tres filiales permanentes, correspondiendo a la filial Petroproducción las tareas de exploración y producción. Además, se constituye la filial temporal Petroamazonas para que sea la operadora del consorcio Cepe-Texaco en representación del Estado Ecuatoriano. El 7 de junio de 1993, mediante decreto 851, se dispone la fusión de Petroamazonas a Petroproducción, arrancando dicho proceso en octubre del mismo año.

En 1990, Petroecuador inicia tareas de perforación exploratoria, como resultado de lo cual, descubre el campo Chanange, catalogado dentro de los marginales con un pequeño monto de reservas de alrededor de 2,5 millones de barriles. Por su parte, Petroamazonas descubre en 1991 los campos Pindo y Palanda.

En 1992 Petroecuador descubre el campo Ishpingo, el tercero y último gigante descubierto hasta la fecha en la cuenca, completando al año siguiente la exploración del Levantamiento Yasuní con el descubrimiento del campo Tambococha, los que junto al campo Tiputini, descubierto por Tiputini Minas en 1972, acumulan un monto de reservas que bordea los mil millones de barriles de crudo pesado de 12 a 16,5° API.

Con este último descubrimiento, la empresa estatal se confirma como la empresa de mayor éxito exploratorio luego del consorcio Texaco-Gulf, con CEPE como descubridora del campo Libertador, el cuarto de la cuenca en 1980 y, Petroecuador con el campo Ishpingo en el 92. Estos dos hechos destacan el rol exploratorio protagónico de la vapuleada empresa estatal, cuyo record de descubrimientos reivindica totalmente la necesidad de su continuidad a través de una reforma estructural que le dé categoría empresarial. Entre los años de 1992 y 1995, descubre 7 campos de pequeñas dimensiones: Auca Este en 1992, Conga en 1993, Biguno, Peña Blanca y Conga Sur en 1994, Huachito y Armadillo en 1995. El pozo Paujil 1, perforado luego del pozo Tambococha, resultó seco.

En 1997, Petroecuador descubre el campo Huamayacu con la perforación del pozo Huamayacu 1, el último pozo exploratorio perforado por Petroecuador a través de su filial Petroproducción. Este campo, en noviembre de 1999, fue redenominado como campo MDC por el Directorio de Petroproducción, en homenaje póstumo a Mauro Dávalos Cordero, ex ejecutivo de CEPE, otro de los ejecutivos artífices de la incorporación a la producción de los primeros campos de la Corporación, y profesional destacado en la defensa de la empresa estatal.

Desde esa fecha, hasta inicios de 2004, Petroecuador a través de su filial Petroproducción no ha perforado ningún pozo exploratorio adicional. Aparte de la escasa disponibilidad de torres de perforación, no ha contado con prospectos de dimensiones importantes y, los prospectos remanentes inventariados son de alto riesgo por sus pequeñas dimensiones, ya que pueden desaparecer fácilmente si hay problemas con las velocidades utilizadas, además por sus pequeñas dimensiones tienen el riesgo de que una vez puestos en producción, en caso de ser petrolíferos, pueden inundarse fácilmente, debido a que la columna de crudo es pequeña y el empuje de fondo del agua de formación es muy fuerte, como muestran experiencias anteriores.

#### 4. 3. Los contratos para exploración y explotación de hidrocarburos

En agosto de 1982, se abre nuevamente la posibilidad de que compañías extranjeras entren a compartir con CEPE la actividad exploratoria en la Cuenca Oriente, al legislarse una nueva modalidad contractual a la que se le llama de Prestación de Servicios para la Exploración y Explotación de Hidrocarburos, expedido por el Congreso Nacional mediante una ley reformatoria a la Ley de Hidrocarburos. Este contrato, que en su aplicación ha sido severamente cuestionado, consistía en que la compañía contratada prestaba sus servicios durante las etapas de exploración y explotación, y recibía a cambio el reembolso de costos y gastos más una tasa de servicio. En la práctica, debido a que se declaró la comercialidad para campos marginales y se privilegió los pagos a la compañía, el Estado que quedaba al final del reparto recibió montos mucho menores que los inicialmente concertados.

En noviembre de 1993, se promulga la ley n° 44, que introduce el Contrato de Participación para la Exploración y Explotación de Hidrocarburos en la Ley de Hidrocarburos, según el cual, el estado recibe un porcentaje fijo de participación de la producción de crudo, que generalmente varía en función de los volúmenes diarios producidos. Con esta nueva modalidad contractual, se buscaba evitar la experiencia del modelo anterior.

# 4. 4. Las rondas petroleras y la adjudicación de bloques a las empresas privadas

Entre 1983 y 1995, se efectuaron ocho Rondas de Licitación Internacional para la Exploración y Explotación de Hidrocarburos en la Cuenca Oriente. Se convocó la

*Primera* en junio de 1983 y la *Segunda* en febrero de 1985. En los meses de mayo y agosto de 1986, se convocaron la *Tercera y Cuarta Rondas*, esta última dedicada exclusivamente a empresas estatales. En junio de 1987, se convocó la *Quinta Ronda Petrolera*, la *Sexta* en enero de 1990, la *Séptima* en enero de 1994, y finalmente la *Octava Ronda* en junio de 1995. En el presente año, se convocó la Novena Ronda.

*El Bloque 15* es adjudicado en enero de 1985 a la compañía Occidental, bajo la modalidad de Prestación de Servicios, cambiándose en mayo de 1999 a un contrato de participación. En 1985, esta compañía, sobre la base de la interpretación de la sísmica registrada, inicia los trabajos de perforación exploratoria con el pozo Palmeras 1, que resultó seco. Al año siguiente, perfora el Pozo Indillana-Itaya 1, con el que descubre el llamado Complejo Indillana. En 1996, perfora el pozo Edén 1, aprobado por la Dirección Nacional de Hidrocarburos como pozo exploratorio en el flanco noroeste del campo Yuturi, ya descubierto por Minas y Petróleos en 1972 y que es un campo compartido con Petroecuador. En el año 2000, reinicia la perforación exploratoria, descubiendo el complejo Yanaquincha.

En abril del 85, se adjudica *el Bloque 8* al consorcio Esso-Hispanoil, el que fue abandonado en febrero de 1993, al no haberse descubierto acumulaciones comerciales de crudo.

*El Bloque* 7 es adjudicado en diciembre de 1985 a British Petroleum (BP), que en 1986 descubre el campo Payamino, que posteriormente pasó a integrar el campo unificado Coca-Payamino, compartido con CEPE. En 1987, descubre el pequeño campo Jaguar y en 1988 el campo Oso. British Petroleum, en setiembre de 1990, transfiere la totalidad de sus derechos a Oryx Ecuador Energy, la que descubre dos pequeños campos: Mono en 1988 y Lobo en 1989. En marzo del 2000, Oryx firma un contrato de participación en reemplazo del original, que era de prestación de servicios. Posteriormente, esta compañía transfirió sus acciones a Kerr MacGee, la que a su vez cedió sus acciones a la compañía Perenco Ecuador Ltd., que es la operadora actual.

*El Bloque 16* se adjudica en enero de 1986 al consorcio Conoco-Nomeco-Diamod-Opic. Conoco, como operadora, descubrió los campos Amo en 1987, Daimi y Ginta en 1988 e Iro en 1989. Posteriormente, Conoco transfirió la totalidad de sus derechos y obligaciones a favor de Maxus. En el segundo semestre de 1996, se negoció el cambio del contrato de prestación de servicios por otro de participación. Con posterioridad, Maxus vendió su participación a YPF, la que descubrió los campos Dabo y Wati en 1999. Posteriormente, YPF fue adquirida por Repsol, pasando a formar la empresa Repsol-YPF, actualmente a cargo de la operación del Bloque.

*El Bloque 14* se adjudica en abril de 1987 al consorcio Elf Aquitaine-Braspetro-YPF. Posteriormente, el bloque fue cedido a Elf. Este contrato se cambió a contrato de participación en mayo de 1999. Elf Aquitaine, en 1989, descubre los campos Sunka-Wanke-Kupi y Yampuna, y en 1995 el campo Nantú.

*El Bloque 17* es entregado a Elf-Braspetro-Britoil, en el año de 1987. Al igual que en el caso anterior, el bloque fue cedido con posterioridad a Elf, la que en 1991 descubrió el campo Awant y en 1996 el campo Hormiguero.

Elf cedió los dos bloques anteriores, 14 y 17, a la compañía Vintage, la que en mayo del 2000 firma un contrato de participación en vez del original de Prestación de

Servicios. Esta compañía descubrió el campo Tapir en 1998. Vintage, en el 2003, cedió sus acciones en el Bloque 14 al consorcio EncanEcuador-YPF-Repsol, y en el Bloque 17, al consorcio Encan Ecuador – OPIC.

*El Bloque 12* se adjudicó en mayo de 1987 al consorcio Tenneco-Diamond-Yukong-CSX-Maerck, el que fue revertido al Estado al no haberse descubierto acumulaciones comerciales de crudo.

*El Bloque 9* fue adjudicado en junio de 1987 a Petrocanadá, la misma que en noviembre de ese mismo año, transfiere el 35% de su participación a las estatales ENAP de Chile y el 15% a ANCAP de Uruguay, abandonando finalmente el país en abril de 1993 por la no-comercialidad de sus descubrimientos.

*El Bloque 13* es adjudicado mediante contrato de prestación de servicios, en abril de 1988, al consorcio Unocal Ecuador-Union Pacific International Petroleum–Nedlloyd Energy B. V. En diciembre de 1989, Unocal y Union Pacific transfieren parte de su participación a Kyung Inn Energy Co. Limited. En febrero de 1993, Unocal y sus socias abandonan el país al no haber descubierto acumulaciones comerciales de crudo en el bloque a su cargo.

En marzo de 1993, Arco Oriente, operadora de un consorcio integrado adicionalmente por AGIP y Denison, firma contrato de prestación de servicios para exploración y explotación de crudo en el **Bloque 10**. Inicialmente, el bloque fue operado por Arco, la que descubre los campos Moretococha y Villano, este último, como se dijo anteriormente, estuvo a punto de ser descubierto por la Shell en los años 40. Arco se retiró del consorcio y la operación pasó a cargo de AGIP, que es la actual operadora del único Bloque que se administra con un contrato de prestación de servicios.

En 1995, se adjudica un número record de bloques mediante la firma de contratos de participación: en enero, con el consorcio Santa Fe Energy-Nippon Oil-Pedco-Korea Petroleum-Yukong, para la exploración y producción del *Bloque 11*, el que fue transferido luego a Lumbaqui Oil, que en 2001, descubrió un campo muy pequeño llamado Diamante. Actualmente, la empresa china CNPC Internacional (Amazon) Ltd. está a cargo de la operación del bloque.

En febrero de 1995, se firma contrato con la empresa Triton Energy Co., para explorar el *Bloque 19*, que fue abandonado, por no haber encontrado acumulaciones comerciales de crudo. En marzo del mismo año, se firman tres contratos: con Tripetrol para el *Bloque 28*, estando actualmente suspendidas las operaciones; con el consorcio Oryx-Santa Fe Minerals-Clapsa-Sipetrol, para el *Bloque 21*, en donde actualmente Perenco ha puesto en producción el campo Yuralpa; con el consorcio City-Ramrod para el *Bloque 27*, en el cual, en 1998, se descubre el pequeño campo Tipishca. Adicionalmente se encontró el campo Huaico. Actualmente, este Bloque es operado por City Oriente.

En diciembre de 1995, se firma el contrato de participación para exploración y explotación del *Bloque 18* con Amoco. Cayman pasa a operar este bloque en enero de 1988, descubriendo en dicho año el pequeño campo Pata y en 1999 el campo unificado Palo Azul. Este bloque está siendo operado actualmente por Petrobrás.

En julio de 1996, se adjudican el *Bloque 23* a CGS y *el Bloque 31* a Perez Companc. En el Bloque 23, las operaciones están suspendidas por fuerza mayor ante la oposición radical de las comunidades indígenas a cualquier forma de actividad petrolera, mientras que en el Bloque 31, Pérez Companc, en el año 2000, descubrió los campos de crudos pesados Apaika y Obe. Actualmente, Petrobrás es la dueña del bloque luego de que esta empresa adquirió la mayoría de las acciones de Perez Companc.

En abril de 1998, Arco suscribe un contrato de participación para *el Bloque 24*, el mismo que luego fue adquirido por Burlington. En este bloque, igualmente las operaciones están suspendidas por la oposición a los trabajos exploratorios por parte de las comunidades del lugar.

# 5. POTENCIAL EXPLORATORIO REMANENTE

La Cuenca Oriente ha sido explorada ya por algo más de ochenta años, y ha entrado en su etapa de madurez, caracterizada por contar con cobertura sísmica regional en casi toda su geografía, con una importante densidad de perforación exploratoria, lo que sumado a los datos geológicos obtenidos de los estudios de afloramientos, ha permitido acumular al presente, un importante conocimiento de su estructuración tectónica, de su arquitectura estratigráfica y de su sistema petrolero.

Tras una etapa de exploración infructuosa, desarrollada por la Shell en los años 40, a partir de 1967, se producen en seguidilla los mayores descubrimientos, declinando luego los volúmenes de reservas descubiertas, para esporádicamente producirse fuertes jalones positivos, marcados principalmente por el descubrimiento de los campos Libertador y Pungarayacu en 1980, e Ishpingo en 1992 (Fig 2). Históricamente, se ha mantenido un margen importante entre producción acumulada y reservas totales descubiertas como se muestra en la figura 2.

Sin embargo, la marcada desaceleración en la incorporación de nuevas reservas, producida en los últimos años, permite prever que en adelante irá reduciéndose el volumen de reservas por desarrollar. Al mismo tiempo, se extraerán cada vez más aceleradamente las reservas de crudos medianos y livianos, aprovechando la gran capacidad de transporte disponible, y la posibilidad de una explotación intensiva, con lo que se irá incrementando el peso de las reservas de crudos pesados y extrapesados, que actualmente son de alrededor del 50 % del total de reservas remanentes. El desarrollo de estas últimas reservas requiere de tecnologías más complejas, y de un manejo ambiental muy limpio, al encontrarse la mayoría de las mismas en zonas altamente sensibles, todo lo que volverá más costosa su extracción y transporte, por lo que el país debe preparar una estrategia de mediano y largo plazo, para enfrentar el desarrollo de estas reservas remanentes.

La evolución de la gravedad API de los nuevos crudos a descubrirse muestra una tendencia al dominio de los crudos pesados, lo que se compagina con las áreas de menor exploración relativa que son las zonas más orientales y meridionales, vecinas a la frontera con Perú, tanto al este como al sur, en donde se acumulan fundamentalmente crudos pesados.



Fig. 2 – Evolución histórica de las reservas descubiertas vs. producción acumulada de crudo.

#### 5. 1. Algunas ideas sobre el potencial remanente en prospectos tradicionales

La Cuenca Oriente, históricamente, presenta altos índices de éxito exploratorio, sin embargo, en los últimos años han ido reduciéndose y por tanto, se ha incrementado el riesgo, lo que obedece entre otras razones a que la exploración se orienta a prospectos cada vez más pequeños, cuyo bajo relieve estructural les vuelve altamente riesgosos, ya que una mínima variación en el cálculo de las velocidades puede hacer que los altos desaparezcan, o una vez descubiertos se inunden rápidamente de agua si se tiene un empuje activo de fondo.

Lo anterior se confirma con la evolución del porcentaje de éxito exploratorio. Entre 1967 y 1976, que es la etapa de los grandes descubrimientos, anterior al protagonismo de la empresa estatal (que si bien históricamente se considera hasta 1973, estadísticamente se la extiende hasta 1976, por cuanto recién en 1977 CEPE perfora su primer pozo exploratorio), se perforaron 47 pozos exploratorios, de los cuales, 30 fueron productivos, lo que representa un 64 % de éxito. Entre 1977 y 1984, en la etapa a la que hemos denominado de predominio estatal (históricamente considerada hasta 1982 por la apertura al capital extranjero, pero estadísticamente hasta 1985 ya que en 1986 Occidental perfora su primer pozo), se perforaron 24 pozos exploratorios, con un porcentaje de éxito del 67 %, por cuanto 16 fueron productivos. Finalmente en la etapa de apertura que va hasta la actualidad, son 96 los pozos perforados, 51 de ellos con producción comercial de crudo, lo que da un porcentaje de éxito del 53 %.

La evolución en la dificultad exploratoria se hace más evidente si reducimos el análisis a los últimos años, por ejemplo, durante el último decenio (1993–2002), se han perforado 58 pozos exploratorios, de los cuales 24 han sido productivos, cayendo el porcentaje de éxito exploratorio al 41 %, mientras que en el último quinquenio (1998–2002), de 35 pozos perforados solo 10 han resultados positivos, con lo que el porcentaje de éxito exploratorio ha disminuido al 29 %.

Asimismo, conforme se incrementa la cobertura exploratoria de la cuenca, la probabilidad de encontrar campos gigantes es mínima, ya que tanto por su gran longitud, de alrededor de 30-40 kilómetros, no puede ser ignorado con la malla actual, a menos que hayan casos como el del campo Libertador, en que varios campos aparentemente independientes se integren luego durante el desarrollo en uno solo, que parece es también el caso de Ishpingo, Tambococha y Tiputini, o de un campo de menores dimensiones como Culebra-Yulebra-Anaconda, cuanto también porque los gigantes constituyen una absoluta minoría frente al total de campos descubiertos: el 3 % (Shushufindi, Sacha e Ishpingo).

Los campos de un rango menor (entre 250 y 500 mm de bls) tienen igualmente grandes dimensiones longitudinales (alrededor de 20 km), lo que sigue siendo relativamente fácil de ser detectado con una malla regional, y en el ámbito de cuenca representan en número apenas el 4,9 % del total de campos descubiertos. Los que siguen en orden de magnitud (125-250 mmbls) tienen longitudes de alrededor de 10-12 km y representan el 6,8 % del número total de campos de la cuenca. Los campos con reservas entre 50 y 125 millones sí son importantes ya que en número son los segundos (alrededor del 20 %).

Los campos que restan por ser descubiertos tendrán en su absoluta mayoría reservas de menos de 25 millones de barriles, ya que la población de este rango representa el 52 % del total de campos descubiertos hasta la fecha en la cuenca, seguido por los campos con reservas entre 50 y 125 millones con el 20,4 % y los entre 25 y 50 millones de barriles con el 13 %. Esta tendencia se confirma con las estadísticas de los últimos 10 y 5 años que muestran que los campos descubiertos de menos de 25 millones representan por número el 67 y el 50 % respectivamente, seguidos de los campos con reservas entre 50 y 125 con 16,7 y 20 % respectivamente, mientras que en el último quinquenio, se ha descubierto apenas un campo con reservas de más de 250 millones de bls. y no ha sido descubierto ningún campo con reservas de más de 250 millones de barriles.

#### 5. 2. Los prospectos no tradicionales

*Las trampas estratigráficas* tienen un potencial por ser definido. Se ha confirmado que aparte de las trampas estructurales existen trampas mixtas, es decir estructurales con un importante componente estratigráfico que controla la acumulación dentro de la

estructura, sin embargo se conoce de un solo caso de trampa netamente estratigráfica en lo que constituye el campo Fanny.

Probabilidades de entrampamiento estratigráfico existen en el centro y centrooeste de la cuenca, en donde las facies arenosas de T y U son reemplazadas por facies marinas, que provocan el deterioro de las propiedades petrofísicas en dirección oeste. Igualmente en el centro-centro-oeste de la cuenca, los cuerpos arenosos se tornan más discontinuos. Para el reservorio M1, una potencial zona de entrampamiento estratigráfico podría ser la franja longitudinal en el límite occidental del Play Capirón-Tiputini, marcado por la desaparición lateral de dicha arenisca. Posibilidades adicionales podrían darse en los *onlaps* de Hollín superior contra el basamento económico hacia el este de la cuenca siempre y cuando existan buenas condiciones de roca sello y una estructuración adecuada.

Las calizas tienen un potencial menor, ya que la porosidad es mayoritariamente secundaria por fracturas, por lo que su exploración es difícil, al tener que definir zonas propicias para la creación de ese tipo de porosidad, requiriéndose de modelos estructurales para predecir las zonas más aptas (es decir zonas en las que existan fracturas abiertas).

*El Preaptense*, popularmente conocido como Precretácico, es un nuevo "Play" potencial de alto riesgo, ya que hasta ahora no existe una valoración definitiva de las arcillas y calizas Santiago como roca madre y de la existencia de niveles con potencial de reservorio, ya que la exploración llevada a cabo hasta la fecha muestra que los niveles reservorio están altamente afectados por mineralización que tapona poros y fracturas.

#### 5. 3. Métodos que deberán emplearse en la exploración

La necesidad de investigar los prospectos con entrampamiento estratigráfico obliga a que se piense en una sísmica 3D regional, en estudios regionales de estratigrafía secuencial, utilizando la información de pozos y su extrapolación a las secciones con inversión de la sísmica 3D, lo que permitirá una definición cualitativamente superior de la evolución estratigráfica y sedimentaria en el tiempo, y en el espacio de los principales reservorios, como un medio de disminuir el riesgo de la exploración de trampas estratigráficas, y hacer más confiable la prognosis del desarrollo de los reservorios arenosos.

Otro vacío a ser llenado, son los estudios hidrodinámicos regionales, y modelos de evolución del sistema petrolero Oriente, en el tiempo que lleven a mejorar el conocimiento sobre las avenidas de migración secundaria del crudo.

# Bibliografía utilizada

- ASESORES ALEMANES, 1975 Reporte Final del Grupo de Asesores Técnicos Alemanes Sobre los Trabajos Efectuados en los Años 1974-1975. Informe elaborado para CEPE.
- BRISTOW C. R. & HOFFSTETER R., 1977 Léxico Estratigráfico Internacional. Vol. 5 Ecuador. Centre National de Recherche Cientifique. Paris.
- GORDILLO R., 2003 ¿El Oro del Diablo? Ecuador: Historia del Petróleo. Corporación Editora Nacional. Quito, Ecuador.
- PETROECUADOR, 2003 Hitos de la Industria Petrolera. Publicación de la Unidad de Relaciones Institucionales de Petroecuador. Quito, Ecuador.
- SHELL CO. DEL ECUADOR, 1940 Geological Reconnaissance of the Middle and Macuma Area. Informe Interno de Shell.
- TSCHOPP H. J., 1953 Oil Exploration in the Oriente Ecuador. AAPG Bulletin, pp 2303 a 2347

# CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES DE LOS PRINCIPALES CAMPOS PETROLEROS DE PETROPRODUCCIÓN

Marco RIVADENEIRA (1), Patrice BABY (1.2\*)

#### Resumen

La Cuenca Oriente contiene las mayores acumulaciones de crudo dentro de la provincia petrolera Putumayo-Oriente-Marañón, con alrededor de 30 000 millones de barriles de petróleo en sitio, acumulados en cien campos. Se diferencian tres "plays" petroleros individualizados, con características propias de sus trampas y crudos. El play Occidental, adyacente a la cordillera Real de los Andes, está en proceso de destrucción por el levantamiento provocado por la última orogenia andina, que ha afectado las trampas, formadas en la primera etapa de la inversión tectónica (cretácico tardío-paleoceno), provocando la degradación de los crudos, con excepción del campo Bermejo. En él se ubica el campo Pungarayacu de areniscas bituminosas, que contiene el mayor volumen de crudo en sitio de la cuenca. Este play contiene el 18 % del petróleo en sitio de la cuenca. El play central, el más rico, y con las mayores reservas de crudos livianos, evoluciona a partir del rift jurásico abortado y se caracteriza por fallas profundas en flor, desarrolladas a partir de dos inversiones tectónicas: una cretácica tardía-paleocénica, y otra eocénica temprana. En él están los campos gigantes Shushufindi y Sacha. Contiene el 54 % del crudo en sitio de la cuenca. El play oriental el segundo en importancia con el 28 % del petróleo en sitio de la cuenca, contiene un campo gigante: Ishpingo. Sus estructuras se desarrollaron sobre semigrabens jurásicos como resultado de una inversión tectónica del eoceno tardío (aunque parece que en el cretácico tardío se produjo una primera inversión). Es un play con predominio de crudos pesados.

Palabras claves: Cuenca Oriente, plays, geología, campos petróleros.

<sup>11</sup>PETROPRODUCCIÓN, Casilla Postal 17-10-7019, Quito-Ecuador (mrivadeneira@petroecuador.com.ec).

LMTG, IRD/CNRS/UPS, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France

<sup>[</sup> Dirección actual: IRD Perú, Casilla 18-1209, Lima 18 - Perú (Patrice.Baby@ird.fr)].

# 1. "PLAYS" PETROLEROS

La Cuenca Oriente (fig. 1) constituye el segmento más prolífico de la provincia petrolera Putumayo-Oriente-Marañón. En diciembre de 2001, contaba con un volumen original de petróleo en sitio de alrededor de 30 000 millones de barriles y reservas originales (probadas + probables) de 7 800 millones de barriles, de las cuales se habían producido hasta dicha fecha el 35 % (2 900 millones de barriles), que equivalen al 9,8% del petróleo en sitio.

En la Cuenca Oriente se han descubierto hasta el año 2001 ciento dos campos de crudo, de los cuales 59 se encontraban en producción, 12 estaban cerrados, y 31 campos descubiertos aún no habían sido desarrollados.

Esta cuenca ha sido segmentada en tres unidades tectónicas (*cf.* introducción de este libro), los que a su vez constituyen sendos "Plays Petroleros" (fig. 1) con características particulares de sus trampas, yacimientos y crudos.



Fig. 1-Mapa tectónico de la Cuenca Oriente, mostrando los "Plays" petroleros.

#### 1. 1. El "play" occidental (sistema subandino)

Contiene apenas 4 campos: Bermejo (el único en producción), Rubí, Pungarayacu y Oglán. En él se acumulan 5 400 millones de barriles que representan el 18 % del total de petróleo en sitio de la cuenca.

Este es un "play" casi exclusivo de crudos, crudos pesados y extrapesados, acumulados en los campos Pungarayacu de areniscas bituminosas (6-10° API) y en el campo Oglán 11-13° API (fig. 1). Los únicos crudos livianos conocidos en este play se encuentran en el campo Bermejo, localizado cerca a la frontera con Colombia (fig. 1).

Tiene un patrón de alta concentración de crudo. El 85 % del total de petróleo en sitio de este "play" se encuentra en el campo Pungarayacu, con un volumen que varía entre 4 y 7 000 millones de barriles, respectivamente. Esta es la mayor acumulación de crudo de la cuenca Oriente, superior a la de los gigantes Shushufindi, Sacha e Ishpingo.

Su ubicación distal, respecto a la fuente de aporte detrítico, hace que sea el "play" con menor cantidad de reservorios arenosos: Hollín es de lejos el principal reservorio, seguido de Hollín Superior (o Arenisca Basal Napo) y Tena Basal. "T" y "U" están ausentes o representados por facies detríticas finas y/o calcáreas de calidad mala a nula como reservorio.

Los campos Bermejo y Oglán están asociados al sistema de transpresión dextral del Frente de Empuje subandino, cuya morfología en flor puede ser claramente observada (ver campo Bermejo en el 5.1. de este artículo). El campo Pungarayacu se ubica en el periclinal sur del gran anticlinal Napo-Galeras, el mismo que al tiempo cretácico-terminal empezó a actuar como una estructura positiva, como muestran los espesores mínimos de la sección post-Turoniana desarrollada sobre el techo de la caliza "M2", evidenciado en registros de pozos y en varios afloramientos de este "play". Esta tendencia positiva de la estructura creó condiciones favorables para la migración del crudo en dirección a la misma.

La gran movilidad tectónica del área, derivada de la última crisis andina que va del Mio-Plioceno hasta nuestros días, según muestran los levantamientos de las terrazas aluviales (Bès de Berc *et al.*, 2001), provocó en muchos casos la destrucción parcial o total de las trampas, exponiendo el reservorio Hollín a superficie como es el caso de la parte norte del campo Pungarayacu, cuyo crudo ha experimentado un grado de degradación extrema. Es un "play" petrolero, en proceso de destrucción.

# 1. 2. El "play" central (corredor Sacha-Shushufindi)

Es el más prolífico de la cuenca y concentra el mayor volumen de petróleo en sitio (15 500 millones de barriles), que constituye alrededor del 54 % del total descubierto en la cuenca. La distribución del crudo en este "play" muestra una cierta zonificación: en la parte Norte y Centro-Norte, se localiza la gran mayoría de campos con crudos livianos y medianos, mientras que hacia el Centro-Centro Sur, el crudo se va tornando de mediano a pesado. Este, al igual que el anterior es un "play" con alta concentración de sus reservas de crudo. Cerca del 51 % del total del petróleo original en sitio del mismo se acumula en sus tres mayores campos: Shushufindi, Sacha y Libertador (fig. 1).

"U" es el reservorio que concentra los mayores volúmenes de reservas de este "play", seguido de "T" y Hollín. Tena Basal y Hollín superior son reservorios secundarios. Escasas acumulaciones se encuentran en las calizas "A" y "B".

La mayoría de campos se desarrollan en estructuras de suave relieve estructural, mostrando un relieve algo más pronunciado las estructuras Sacha, Shushufindi, Lago Agrio, Cononaco y algunas otras, limitadas por fallas de fuerte buzamiento que en algunos casos forman hacia arriba estructuras en flor.

A pesar de ser un play maduro desde el punto de vista exploratorio, su prospectividad sigue siendo alta, gracias a que la totalidad de sus trampas son antiguas (Cretácico Tardío-Paleoceno y Eoceno temprano), y por lo tanto cualquier estructura mapeada dentro de su dominio tiene una alta probabilidad de ser productiva.

# 1. 3. El "play" oriental (sistema Capirón-Tiputini)

Se ubica en el borde oriental de la cuenca (fig. 1). Acumula alrededor de 7 600 millones de barriles, que equivalen aproximadamente al 28 % del petróleo original en sitio de toda la cuenca. Muestra una cierta distribución areal en la calidad de los crudos, con predominio de los crudos medianos hacia el NNO, y de los crudos pesados en dirección centro y este. Hacia el sur, cerca de la frontera con Perú, se encuentran varios campos con crudos pesados y medianos.

El campo de crudo pesado Ishpingo (fig. 1), el mayor de este "play", concentra el 34% del petróleo en sitio del "play" (2 700 millones de barriles). Le siguen en orden descendente los campos Yuturi e Iro con cerca de 600 millones de barriles de petróleo en sitio cada uno, Tiputini y Amo con volúmenes de crudo en el sitio entre 400 y 500 millones de barriles.

El principal reservorio desarrollado casi exclusivamente en este "play" es "M1", siendo "U" el segundo en importancia. Acumulaciones menores se encuentran en Basal Tena, "T", "M2" y marginalmente en Hollín.

Las estructuras petrolíferas están asociadas con anticlinales fallados, desarrollados sobre semigrabens jurásicos (ver Díaz *et al.*, capítulo 1 de este libro), producto de una inversión tectónica del Eoceno Temprano o de varias reactivaciones como en el caso del "trend" Ishpingo-Tambococha-Tiputini, **que experimentó una primera inversión eocénico-tardía y la ultima reciente** (*cf.* Díaz *et al.*, capítulo 1 de este libro). La mayoría de fallas son lístricas y según la información sísmica tienen un nivel de despegue en el basamento (Balkwill *et al.*, 1995).

#### 2. ROCAS RESERVORIOS

#### 2. 1. Ambientes sedimentarios

La base de los reservorios Hollín, "T", "U" y "M1" está asociada a descensos en el nivel del mar, correlacionables con los ciclos eustáticos de Haq *et al.* (1987) que

corresponden a límites de secuencias de segundo y tercer orden, de hace 112 Ma para Hollín, de 98, 94 Ma, para "T" y "U" respectivamente y de 80 Ma para "M1" (ver capítulo 2 de este libro). Estas caídas, según White *et al.* (1995), habrían originado incisuras de pequeño relieve en la plataforma marina cretácica, debido a la suave pendiente de la misma, que se constituyeron en valles muy poco profundos, en los que se formaron estuarios y deltas con fuerte influencia mareal, depositándose facies de areniscas aluviales en las partes proximales de la cuenca (hacia el este), pasando por areniscas de canales y barras de marea, culminando en las partes distales (hacia el oeste) con areniscas glauconíticas intercaladas con lutitas y calizas de plataforma marina. Todos los reservorios tienen un desarrollo cíclico similar, ya definido por Shanmugan *et al.* (1998), quién plantea una evolución deposicional semejante a la antes indicada para los reservorios Hollín, "T" y "U" del campo Sacha, pero no está de acuerdo con que estos se desarrollaron en valles socavados generados por un descenso del nivel del mar.

Scientific Software Intercomp (SSI), por su parte, define modelos deltaicos con influencia aluvial y mareal para los reservorios "T" y "U" de Shushufindi, Libertador, Atacapi, Parahuacu y Cuyabeno-Sansahuari. Igual modelo plantea CMG para el campo Cononaco. Petroproducción (1995) propone un modelo similar para las areniscas "T" y "U" del campo Libertador.

#### 2. 2. Calidad de los reservorios

En la mayoría de los casos, la calidad de los reservorios está ligada a los subambientes sedimentarios, deteriorándose sus propiedades petrofísicas de los de mayor energía (canales aluviales, canales distributarios, canales mareales) a los de menor energía (depósitos de plataforma) y, como generalmente los reservorios Hollín, "T", "U" y "M1" forman parte de procesos transgresivos, la mejor calidad de los mismos se encuentra a la base, degradándose generalmente en dirección hacia el techo.

Procesos diagenéticos de disolución mejoran marginalmente la calidad del reservorio. Hay procesos de cementación y formación de arcillas autigénicas, que afectan las propiedades petrofísicas. Las arcillas presentes en las areniscas en orden de importancia son: caolinita (en la gran mayoría), siguiendo la esmectita, la illita y la clorita.

La porosidad predominante es intergranular, encontrándose en pequeña escala porosidad intragranular (especialmente en los feldespatos).

Las calizas "A" y "B" son reservorios marginales cuya única porosidad es de fracturas ya que las mismas son mayoritariamente "mudstones" y "wackestones".

## 2. 3. Edad y composición litológica de los reservorios

Los principales reservorios productivos de la cuenca son Hollín del Aptiano (?)-Albiano Medio, "T" del Albiano Superior, "U" del Cenomaniano Superior y "M1" del Campaniano (Jaillard, 1997). Están conformados en sus partes inferiores por areniscas cuarzosas, generalmente limpias, con porcentajes menores de feldespatos. Hacia arriba, las litofacies areno-limosas transgresivas se tornan cuarzo-glauconíticas y calcáreas. Un reservorio arenoso de menor importancia es la arenisca Tena Basal del Maastrichtiano. Reservorios marginales constituyen la caliza "B" del Cenomaniano, cuya única producción comercial se obtuvo del pozo Charapa I, que produjo crudo de 29-30° API, la caliza "A" del Turoniano con crudo de 29° API en un pozo del campo Bermejo y, la arenisca M2 del Turoniano, con producción de crudo de 31° API en un pozo del campoVHR.

# 3. FORMACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS Y ACUMULACIÓN DE CRUDO

Las estructuras petrolíferas de la cuenca Oriente se desarrollaron en dos etapas:

l. Turoniano superior-Maastrichtiano (sincrónico a la depositación de la secuencia Napo Superior-formación Tena);

2. Eoceno inferior a medio (sincrónico a Tiyuyacu inferior).

A partir del Paleoceno inferior —es decir luego de la primera etapa de estructuración—, la casi totalidad de anticlinales productivos estudiados del "play" Sacha-Shushufindi y varios otros de los demás "plays" estaban en capacidad de acumular hidrocarburos. La excepción constituye los campos Cuyabeno-Sansahuari y Pucuna, que recién se estructuran en la segunda etapa, es decir en el Eoceno inferior. *Al tiempo Eoceno Tardío, absolutamente todas las estructuras de los campos estudiados podían acumular crudo, por lo que Bernal* (1998) *lo define como el momento crítico del Sistema Petrolífero Napo de la Cuenca Oriente*, ya que la migración parece se dio en este tiempo, sin descartar otras migraciones posteriores.

En el Plioceno, se inicia una nueva reactivación tectónica que se continúa en la actualidad, provocando una deformación adicional de varias de las estructuras petrolíferas: campos Ishpingo, Tiputini, Tambococha del "play" oriental; Bermejo y Oglán del "play" occidental; Yuralpa y otras ubicadas entre los "plays" central y occidental. Esta deformación reciente provoca la destrucción de trampas en el "play" occidental, como es el caso del campo Pungarayacu, que por efecto del levantamiento iniciado hace 10 millones de años y acentuado hace 5, sufrió la erosión de gran parte de la roca cobertera, quedando al descubierto en su parte norte el reservorio Hollín, lo que produjo la degradación del crudo por efecto de la oxidación del mismo y la biodegradación por acción de las aguas meteóricas.

# 4. ALGUNAS CARACTERÍSTICAS DE LOS CRUDOS

En el "play" occidental subandino, el crudo Hollín del campo Bermejo es el crudo de mayor calidad de la cuenca tanto por su gravedad (tabla 1), cuanto por tener el menor contenido de azufre (0,32-0,44 %) en peso, níquel (1,7-3,8 ppm.) y vanadio (1,3-10,1 ppm.).

En el "play" Central Sacha-Shushufindi, los crudos livianos y medianos predominan en el norte, destacándose los crudos del reservorio "T" de Secoya, Atacapi, Frontera, Shushufindi y Shuara por su bajo contenido de azufre (tabla 1). Los crudos pesados se desarrollan en dirección sur, evento que se corresponde con el incremento en el contenido de azufre, inversamente proporcional a la disminución de la gravedad API, encontrándose crudos altamente sulfurosos (>2%) en el reservorio "T" de

CORREDOR	CAMPO	RESERVORIOS - TIPO DE CRUDO						CRUDOS - CONTENIDO DE AZUFRE									
			Cal		C	Cal	al					Cal		Cal			
		Holl	Т	в	U	A	M2	M1	BT	Holl	Т	В	U	A	M2	M1	BT
SUBANDINO	Bermejo	_			1.00												
SACHA -	Frontera																
SHUSHUFINDI	Tapi-Tetete																
	Charapa										- 14						
	Lago Agrio																
	Guanta-Dureno									1							
	Atacapi	1															
	Parahuacu																
	Shuara																
	Secoya																
	Shushuqui																
	Pichincha																
	Shushufindi										-						
	Sacha																
	Huamayacu																
	Pucuna																
	Coca-Payamino																
	Culebra-Yulebra			1000													
	Yuca																
	Auca																
	Rumiyacu								1								
	Cononaco																
	Tiguino																
CAPIRON-	VHR														120		
TIPUTINI	Sansahuari																
	Cuyabeno		1														

#### CALIDAD DE LOS CRUDOS

pesado <20 API mediano 20-30 API liviano > 30 API







Tabla 1 - Calidad de los crudos y contenido de azufre.

Cononaco y en los reservorios "U" de los campos Culebra-Yulebra-Anaconda y Auca. La tabla 1 muestra las características principales de los campos de cada "play", los mismos que están ubicados yendo de arriba hacia abajo con cierta equivalencia geográfica N-S.

En el norte del "play" oriental (fig. 1, tabla 1), predominan los crudos medianos con menos del 1 % de azufre, mientras que, en dirección sur y este del "play", se desarrollan los crudos pesados (Bogui-Capirón, Apaika, Amo, Tiputini, Ishpingo, Tambococha) con alto contenido de azufre, que sobrepasa el 2 %.

# 5. CAMPOS DEL PLAY OCCIDENTAL "SISTEMA SUBANDINO"

#### 5. 1. El campo Bermejo

# 5. 1. 1. Breve reseña histórica

El campo Bermejo fue descubierto por Texaco, operadora del consorcio Texaco-Gulf, con la perforación del pozo Bermejo Norte 1 que arrancó el 29 de abril de 1967, alcanzó la profundidad de 4 310' y fue completado el 25 de mayo de ese mismo año. Tuvo producción de gas de Hollín Superior, y 1 010 bpd (barriles de petróleo por día) de 36° API de Hollín Inferior.

Su incorporación a la producción se produce en agosto de 1984, con 329 bpd (promedio mensual). En enero de 1986, alcanzó para el período en que fue operado por CEPE y Petroproducción su pico máximo de producción con 7 625 bpd. En julio de 1999, producía 3 769 bpd. Tras su calificación como campo marginal es entregado a una compañía privada, quién logra elevar la producción hasta niveles que bordean los 7 000 barriles de petróleo/día.

#### 5. 1. 2. La estructura Bermejo y su evolución

Los anticlinales Bermejo constituyen la parte occidental de una estructura en flor (figuras 2 y 3), asociada a la gran falla del Frente Subandino. La estructura tiene una edad maastrichtiana como evidencia el cambio de espesores entre su parte oriental alta y el lado occidental hundido, que indica un crecimiento sin-sedimentario de la misma al tiempo Tena Inferior (fig. 4). El levantamiento Bermejo está siendo afectado con la última reactivación tectónica, que ha provocado la erosión hasta niveles Terciarios.

El anticlinal principal conocido como Bermejo Sur está limitado por una falla con forma de media luna, de orientación NNE-S-SSE, y el anticlinal Bermejo Norte está limitado al occidente por otra falla paralela que se extingue en dirección sur (fig. 2).

#### 5. 1. 3. Ambientes sedimentarios de los principales reservorios

La Formación Hollín se depositó en un ambiente aluvial a la base, pasando a un ambiente de planicie costera, con presencia de estuarios influenciados por mareas (Souza Cruz, 1988; White *et al.*, 1995; Barragán *et al.*, capítulo 1 de este libro), rematando con depósitos de plataforma marina, característico de los núcleos y afloramientos del Sistema Subandino.



Fig. 2 – Campo Bermejo: mapa estructural.



Fig. 3 - Campo Bermejo: sección sísmica CP321.



Fig. 4 – Campo Bermejo: sección sísmica CP88-4010.

La caliza "A", que constituye yacimiento de crudo en el pozo Bermejo N-2, fue descrita en núcleos de los pozos Bermejo N-6, Bermejo N-16 y Bermejo N-19 (Rivadeneira, 1994, Jaillard, 1997). El ambiente es anóxico, de muy baja energía, como refleja el alto contenido de materia orgánica de las calizas y margas, predominantemente de color negro y la ausencia de organismos y actividad bentónica. El medio de depositación fue bastante somero, como atestiguan las frecuentes estructuras de desecación que hablan de períodos de exposición subareal de las mismas, lo que evidencia que éstas se depositaron en un medio regresivo, progradante y que según Jaillard (1997) constituye el depósito de alto nivel de la secuencia.

## 5. 1. 4. Características de los crudos

El crudo Hollín tiene una gravedad API de 34°, el crudo proveniente del reservorio caliza "A": 31° y el de Tena Basal: 30°. Los contenidos de azufre varían entre 0,32 y 0,44 %P (tres muestras) para el crudo Hollín. Son de 0,58 % para el crudo de la caliza "A" y entre 0,89 y 0,94 %P (2 muestras) para el petróleo del reservorio Tena Basal.

La relación pristano/fitano en dos muestras del crudo Hollín es de 1,36 y 1,50, lo que indica un fuerte componente terrestre en la roca madre generadora.

#### 5. 1. 5. Volcanismo

Existe una amplia actividad volcánica, representada por una serie de cuerpos ígneos localizados en Napo Medio (Turoniano) y Napo Superior (Coniaciano-Campaniano) y tobas cerca al contacto entre las formaciones Tiyuyacu Inferior y Superior. Se ha definido la presencia de varios cuerpos basálticos que en el caso del pozo Bermejo N-16 es de tipo olivínico, hipoabisal, y está localizado al nivel de la caliza A, mientras que en el pozo Bermejo 4, parece tratarse de un flujo de lava ubicado estratigráficamente en la parte inferior de Napo Superior. En la localidad La Pizarra, a orillas del río Aguarico, se describen tobas en una sección silicificada bajo el contacto Napo-Tena, que puede corresponder a la zona M1 (Rivadeneira *et al.*, 1995). En la sección correlativa del pozo Bermejo N-2, se describen varios cuerpos volcánicos.

#### 5. 2. El campo Pungarayacu

### 5. 2. 1. Breve reseña histórica

Este campo contiene la mayor acumulación de crudo de la cuenca Oriente. La etimología de varios nombres geográficos locales como el del campo, tomado de uno de los ríos que lo cruzan y cuyo significado en quechua, la lengua de los aborígenes de la zona es río (yacu) de brea (pungara), el río Hollín nominado así posiblemente por el color negro de sus abruptas márgenes en las que aflora la formación Hollín de areniscas bituminosas, habla del conocimiento ancestral de la presencia de manaderos de brea, la misma que era utilizada para el calafateo de las canoas y posiblemente para el encendido de mechas.

CEPE (Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana), anteresora de Petroceuador, realizó el levantamiento geológico del área entre finales de los setenta e inicios de los ochenta. Con el fin de cuantificar la acumulación de crudo, procede a perforar a inicios de los ochenta, 26 pozos de cateo con muestreo continuo de núcleos, siendo su profundidad final 377 y l 239'.

Este campo tiene la mayor acumulación de crudo en sitio de la cuenca con alrededor de 4 000 millones de barriles según un estudio desarrollado por la Cia. Arco en 1992.

#### 5. 2. 2. La estructura del campo

Pungarayacu se ubica en la provincia de Napo, extendiéndose entre la Cordillera de Guacamayos al norte y Puerto Napo al sur (fig. 1), es decir en el periclinal sur del Levantamiento Napo (fig. 5) que constituye una gran estructura positiva (fig. 6), cuya formación arrancó con la primera inversión tectónica conocida en la cuenca como indica la brusca disminución del espesor de la sección suprayacente al techo caliza M2, respecto al espesor encontrado en los pozos, ubicados al norte (campo Bermejo) y sur (campo Oglan). Esta posición elevada respecto al resto de los terrenos orientales a partir del cretácico tardío permitió la migración y la gran acumulación de crudo en esta estructura, la misma que con la última inversión fue levantada y la erosión en la parte norte del campo hizo aflorar la formación Hollín, la misma que se profundiza en dirección sur.

#### 5. 2. 3. Ambientes sedimentarios de los principales reservorios

*La formación Hollín*, el principal reservorio de este campo, se depositó sobre los terrenos volcánicos y volcanoclásticos Misahuallí, en un medio aluvial. A la base de los canales, son comunes los conglomerados, al igual que la estratificación cruzada planar y tabular. Jaillard (1997) obtuvo en los afloramientos de la cantera del río Misahuallí (ubicada a unos pocos kilómetros río arriba a partir de la desembocadura en el río Napo), direcciones predominantes de paleocorrientes ONO y secundarias NNO. En la parte media de la formación, la energía del medio decrece y parece instalarse una llanura aluvial con depósitos de arcillas, limos y presencia frecuente de restos de plantas y ámbar. Hacia la parte superior se observa una nueva reactivación de la energía del medio con areniscas de un ambiente de planicie costera, con presencia de estuarios influenciados por mareas (Souza Cruz, 1988; White *et al.*, 1995; Barragán *et al.*, capítulo 1 de este libro).

La arenisca conocida como *Hollín superior*, el segundo reservorio de este campo es similar al resto de la cuenca, esto es areniscas glauconíticas calcáreas con intercalaciones de lutitas negras. Jaillard (1997) describe además hacia el techo areniscas calcáreas pasando a calizas arenosas glauconíticas con bivalvos gruesos. La depositación se produce en un ambiente marino marginal, probablemente muy somero que remata con el depósito de la caliza "C" y lutitas Napo Basal en un ambiente neto de plataforma.

### 5. 2. 4. Características de los crudos

No se han realizado mediciones, pero se calcula una gravedad de 6º API en la parte norte y de 10,5º en el pozo Pungarayacu 16, ubicado al sur del campo (en Puerto



Fig. 5 – Ubicación y extensión del campo Pungarayacu en el hundimiento sur del Levantamiento Napo (modelo numérico de relieves construido a partir de datos SRTM de la NASA, 2000).

Napo, junto al río del mismo nombre). Esta gravedad API es deducida del hecho de que, en el registro de resistividad se observa ya una segregación entre el crudo y el agua de formación, con presencia de un contacto agua-petróleo, lo que indica que este crudo es ligeramente más liviano que el agua. En este último pozo, fluyó algo de crudo con agua.

En un solo análisis conocido, se tiene una relación Pristano/Fitano de 0,94 que indica un crudo de origen marino con importante aporte terrestre.



Fig. 6 - Campo Pungarayacu: sección sísmica PE-92-4350-A.

# 6. CAMPOS DEL "PLAY" CENTRAL SACHA-SHUSHUFINDI

# 6. 1. El campo Shushufindi-Aguarico

## 6. 1. 1. Breve reseña histórica

El campo Shushufindi fue descubierto en 1969 con el pozo Shushufindi I, cuya perforación arrancó el 4 de diciembre de 1968 y alcanzó una profundidad de 9 772'. Las pruebas efectuadas a partir del 10 de enero de 1969, arrojaron 2 621 bpd (barriles de petróleo/día) de 32,5° API y 2 496 bpd de 26,6° API de los reservorios "T" y "U" respectivamente.

En la recomendación de perforación realizada por los geólogos de Texaco (1968), se establece como principal objetivo a la formación cretácica Hollín, basados en los resultados del pozo Lago Agrio 1 y, solo como "objetivos atractivos secundarios", las areniscas "U" y "T". Además sobre la base de un significativo "draping" de los sedimentos Tiyuyacu del Eoceno sobre la falla oriental de la estructura, deducen un origen pre-eocénico de la misma, considerando que este "crecimiento estructural temprano" es el factor clave para la acumulación de hidrocarburos en la Cuenca Oriente (presunción que demostró ser cierta).

Shushufindi es el verdadero El Dorado tras el cual se lanzaron Pizarro y sus huestes, el mismo que se escondía no en un reino mágico sino en las entrañas de la amazonía, El Dorado que sería descubierto varios siglos después. Shushufindi está entre los gigantes mundiales y, la perfección de su sistema le ha permitido entregar a Ecuador la mayor riqueza natural, al haber en los primeros meses del año 2002 sobrepasado los 1 000 millones de barriles.

La producción del campo arrancó en agosto de 1972, alcanzando su pico en agosto de 1986 con un promedio diario para ese mes de 126 400 barriles.

En este campo se han perforado alrededor de 120 pozos, doce de los cuales han acumulado una producción individual de más de 20 millones de barriles, estando entre ellos el pozo estrella de toda la cuenca Oriente: el Shushufindi-20 que cuenta con una producción acumulada de alrededor de 35 millones de barriles. La productividad de este pozo es tan extraordinaria que el solo tiene mayor producción que la mayoría de campos pequeños y medianos de Petroecuador.

Este campo tuvo reservas iniciales probadas de 1 590 millones de barriles, que representan el 21,5 % de todas las reservas de la Cuenca Oriente, restando aún alrededor de 600 millones de barriles por ser producidos. Su producción total equivale al 35 % del total producido en el país. Este campo ha entrado ya en su etapa de madurez, y está ya envejeciendo, tras producir como un reloj perfectamente engranado sobre los 100 mil barriles diarios hasta abril del año 94, cuando inicia un descenso sostenido hasta que al presente se encuentra con una producción de alrededor de 50 000 bpd.

Históricamente este campo no ha dado mayores problemas en su operación, gracias a la nobleza de los reservorios y a la perfección de su sistema hidrodinámico. Sin embargo en la actualidad plantea un reto mayor, que es el de determinar el régimen óptimo de producción en su etapa de depletación final.

#### 6. 1. 2. La estructura Shushufindi y su evolución

El anticlinal Shushufindi tiene una orientación N-S y tres culminaciones principales: dos dentro de lo que se conoce como anticlinal Shushufindi y una tercera denominada Aguarico, dispuesta en echelón que cambia su dirección a NO-SE (fig. 7). Su flanco oriental está limitado por un sistema de fallas en transpresión dextral, las mismas que son parte de una gran estructura en flor (fig. 8) de raíz muy profunda.

A la base de la caliza "A" del Turoniano, la estructura tiene una longitud aproximada de 33 km y un ancho entre 6 y 7 km. Su máximo cierre estructural se ubica en el Alto Shushufindi Sur con 371'; le sigue el Alto Shushufindi Norte con 341' y, finalmente el Alto Aguarico con 223'.

La formación de la estructura se produce en la primera etapa de inversión tectónica es decir durante el Turoniano Terminal-Maastrichtiano, evidenciada en el periclinal sur de Shushufindi por la presencia de un "onlap" sobre el reflector caliza "A" (fig. 9) y por deformación sin-tectónica de los sedimentos Napo Superior y Tena (figs. 9, 10 y 11).

#### 6. 1. 3. Características litológicas de los principales reservorios

Arenisca "U" (SSFDI A-68). Es una arenisca cuarzosa, con presencia ocasional de feldespatos y fragmentos líticos. Entre los minerales accesorios se describen circón, muscovita y glauconita. La caolinita es la arcilla predominante. Presenta cemento silíceo (SSI, 1991). La porosidad descrita es intergranular y ocasionalmente intragranular por disolución de los feldespatos. Tiene una porosidad promedio de alrededor del 19 %.



Fig. 7 – Campo Shushufindi: mapa estructural.



Fig. 8 – Campo Shushufindi: sección sísmica PE95-2096, mostrando la megaestructura en flor Sacha-Shushufindi.



Fig. 9 – Campo Shushufindi: sección sísmica PE92-2200, mostrando un onlap sobre la caliza "A" en el periclinal sur de Shushufindi.



Fig. 10 - Campo Shushufindi: sección sísmica PE92-270.

Arenisca "T". Es de grano medio a grueso con ocasionales finos, similar a "U", con idénticos minerales accesorios. La matriz es caolinítica y en menor proporción clorítica. La porosidad igual que en "U" es intergranular y esporádicamente intragranular con un valor promedio del 18 %. La zona con mejores valores de permeabilidad y porosidad se ubica generalmente a la base de la arenisca.

#### 6. 1. 4. Ambientes sedimentarios de los principales reservorios

En el estudio de simulación matemática desarrollado por la consultora SSI (1991), se define para los reservorios "U" y "T" un modelo deltaico influenciado por olas. con barras de desembocadura de orientación N-S y subambientes de relleno de canal, barras de marea y depósitos lobulares de grietas de desborde (*crevasse*). Se describe la presencia de abundantes fósiles y bioturbación, ocasionales escamas de peces y dientes de tiburón..

Otros estudios (Dashwood & Abbott, 1990; Forney *et al.*, 2003; Barragán *et al.*, en este libro), consideran que los reservorios "T" y "U" son el resultado de caídas en el



Fig. 11 - Campo Sacha: mapa estructural.

nivel del mar, que dieron lugar a valles socavados, sobre los que se depositaron secuencias arenosas generalmente retrogradantes, producto de episodios transgresivos, que evolucionan desde un ambiente fluvial-estuarino hasta culminar en areniscas glauconitas y lodos de plataforma marina somera. La calidad de reservorio de las areniscas en mención se deteriora en dirección hacia el techo, al ser más frecuentes las intercalaciones arcillosas, e incrementarse el contenido de glauconita, las bioturbaciones y el cemento calcáreo. Basal Tena es un reservorio de menor importancia, que como indican las curvas de rayos gamma, generalmente muestra una estructura grano decreciente.

#### 6. 1. 5. Características de los crudos

El crudo del yacimiento "T" fluctúa entre 26° y 32° API y el de "U" entre 24° y 31° con predominio de los crudos de menos de 30° API. El contenido de azufre de "T" oscila entre 0,52-0,64 % en peso, muy inferior al crudo más agrio de "U", cuyo contenido es de 1,10-1,22 %. En resumen, el crudo del yacimiento "T" es de mejor calidad que el de "U", y a su vez, el crudo de "U" superior tiene mejores características (menor contenido de Ni y V) que el de "U" principal.

El crudo "U" proviene de una roca madre depositada en ambiente marino, como muestran las relaciones pristano/fitano en su mayoría inferiores a uno, con pocos casos ligeramente superiores, que pueden responder a influencias de ocasionales aportes terrestres.

#### 6. 2. El campo Sacha

#### 6. 2. 1. Breve reseña histórica

La estructura Sacha fue probada con el pozo exploratorio Sacha 1, perforado con una torre helitransportable a partir del 21 de enero de 1969. Alcanzó los 10 160' de profundidad y produjo 1 328 bpd de 30° API provenientes del yacimiento Hollín. Este pozo continúa en producción, contando al primer trimestre de 2003 con un acumulado de aproximadamente 10 300 mil barriles.

El campo fue puesto en producción el 6 de julio de 1972 a una tasa promedia diaria para ese mes de 29 269 bpd, incrementándose hasta un promedio de 117 591 bpd en noviembre de ese mismo año, que es la producción máxima registrada en la vida del campo. La producción con altos y bajos se mantuvo por sobre los 60 000 bpd hasta el año 1994, luego de lo cual ha venido declinando hasta la actualidad en que su producción diaria es de alrededor de 40 000 barriles.

#### 6. 2. 2. La estructura Sacha y su evolución

Sacha es un anticlinal de dirección NNE-SSO (fig. 11) cortado en su flanco oeste por una falla transpresional dextral. Se localiza en el flanco occidental del "play" central (corredor Sacha-Shushufindi). Tiene un ancho de 4 km al norte y alrededor de 7 km al centro y sur, y una longitud aproximada de 33 km. Presenta un cierre vertical máximo de alrededor de 240' a la base caliza "A" (culminación en el área del pozo Sacha 1), y un área de 32 167 acres.

Bajo la estructura Sacha de edad cretácica, se desarrolló el anticlinal "Sacha Profundo", de posible edad jurásico inferior-tardío a medio (fig. 12), que plegó los depósitos paleozoicos y triásico-jurásicos de la Formación Sacha (Santiago-equivalente), el mismo que fue probado con el pozo Sacha Profundo-1 sin resultados positivos.

La estructura Sacha, al igual que Shushufindi, se formó en la primera etapa de inversión tectónica o sea entre el Turoniano Terminal y el Maastrichtiano, como muestra la variación de espesor de las formaciones Napo Superior y Tena entre el flanco occidental y el alto de la estructura (fig. 13).

#### 6. 2. 3. Características litológicas de los reservorios

*Hollín Principal.* Consiste en una arenisca cuarzosa, de grano medio a grueso (fino en menor proporción) con porosidad de alrededor del 18 % en promedio, con ocasionales intercalaciones de niveles limosos y arcillosos.

*Hollín Superior (o arenisca Napo Basal).* Corresponde a una arenisca cuarzosaglauconítica, calcárea, de grano fino a medio, con una porosidad media del 14 %. Tiene inter estratificaciones de lutita.

*"T" Principal.* Forma la sección arenosa de la secuencia "T" de mayor continuidad vertical y lateral. Su espesor total varía entre 20 y 90' y se encuentra más desarrollada en la parte central del campo, siendo menor su desarrollo en el norte y sur del mismo.

*"T" Superior*. Tiene un espesor total que oscila entre 30 y 100'. La distribución de tamaño y desarrollo arenoso es similar al descrito para "T" principal. Esta arenisca es más discontinua y heterogénea que "T" principal.

Arenisca "U". Es una arenisca cuarzosa, con feldespatos y fragmentos líticos en menor proporción. Entre los minerales accesorios se describen circón, muscovita y glauconita. La matriz predominante es caolinítica y el cemento silíceo (SSI, 1991). La porosidad descrita es intergranular y ocasionalmente intragranular con disolución y porosidad móldica; su valor promedio es del 17 %. La arenisca "U" Inferior es de mayor desarrollo, mientras que "U" Superior es una unidad más discontinua.

#### 6. 2. 4. Ambientes sedimentarios de las rocas reservorio

Tanto para Hollín como para "T" y "U", Shanmugan et al. (1998) han definido un ambiente estuarino dominado por mareas, sobre la base de la presencia de los siguientes subambientes y estructuras: canales de marea con canales fluviales asociados, estratificación cruzada con laminación lodosa (que indica un ambiente protegido de estuario según Shanmugan), facies heterolíticas inclinadas, capas dobles de lodo, estratificación cruzada bidireccional (espina de pescado), dispuestas en secuencias transgresivas.

La depositación de Hollín se produjo en varias etapas: (1) canales fluviales menores (corrientes de baja sinuosidad) y estuario común dominado por mareas durante el tiempo Hollín Inferior; (2) estuario dominado por mareas bien desarrollado y ambiente platafórmico durante el Hollín Inferior y Superior; (3) estuario dominado por mareas inundado durante el Hollín Superior (encontrado en el núcleo de Hollín Superior



Fig. 12 – Campo Sacha: sección sísmica SS-2 [78-272] mostrando el anticlinal Sacha profundo (modificado de Díaz *et al.*, capítulo 1 de este libro).



Fig. 13 - Campo Sacha: sección sísmica PE-92-2200.

del pozo Sacha 126); (4) ambiente platafórmico bien desarrollado (o sea completamente inundado), con areniscas glauconíticas y lodos durante la fase final de Hollín Superior. Para "*T*" y "*U*", *Shanmugan* et al. (1998) encuentran que se repiten las etapas (2), (3) y (4) descritas para Hollín, las mismas que para este tiempo se desarrollan sobre facies de plataforma, sin evidencias de erosión en los núcleos analizados.

Lo indicado por Shanmugan *et al.* respecto a "T" y "U" presenta una sola discrepancia con otros investigadores (Dashwood & Abbott, 1990; Barragán *et al.*, en este libro): mientras que, para Shanmugan *et al.*, no hay evidencias de erosión, para los segundos sí existe dicha erosión que permitió la formación de valles de incisión, confirmada por la presencia de "lags" al fondo de los canales. El hecho es que al tiempo de la caída del nivel de mar, que da inicio a las secuencias "T" y "U", Shushufindi se ubicaba bajo la línea base, es decir los procesos de erosión estuvieron ausentes o fueron temporales y parciales por lo que los núcleos que estudiaron Shanmugan *et al.* seguramente no presentaban bases erosivas. Sin embargo en varios núcleos cortados en la base de dicha areniscas en otras partes de la cuenca, sí se puede observar figuras erosivas, a la base de los canales trabajados sobre un lecho de sedimentos. En general, la depositación de los principales reservorios, evolucionó al igual que en la mayor parte de la cuenca, en secuencias transgresivas retrogradantes, a partir de un ambiente fluvio-estuarino a la base, culminando en un ambiente franco de plataforma marina.

# 6. 2. 5. Características de los crudos

La gravedad de los crudos de los yacimientos Hollín Principal, Hollín Superior, "T", "U" y Tena Basal varía entre 27 y 29° API.

El contenido de azufre de los crudos Hollín varía entre 0,40 y 1,10 %P, de los crudos "T" en alrededor del 0,90 % en peso y de los crudos "U" de 1,20 % en promedio.

Los contenidos de S, Ni y V del petróleo del yacimiento "T" en general tienden a ser menores que los de "U" y Tena Basal, mientras que dos muestras analizadas de crudos Hollín muestran resultados muy disímiles, con una fuerte variación en el contenido de dichos elementos, a pesar de tener la misma gravedad.

Los crudos Hollín presentan relaciones pristano/fitano cercanas a uno (0,92-1,18), lo cual indica que pueden proceder de sedimentos depositados en condiciones marino marginales, anóxicas con fuerte aporte de materia orgánica terrestre.

#### 6. 3. El campo Libertador

#### 6. 3. 1. Breve reseña histórica

En 1980, la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana (CEPE) perfora las estructuras Secoya, Shuara y Shushuqui, con los pozos Secoya l entre enero y febrero, Shuara l entre febrero y marzo, y Shushuqui l entre octubre y noviembre (tabla 2).

Las primeras interpretaciones sísmicas, mostraban a las tres estructuras antes nombradas como independientes, sin embargo, interpretaciones posteriores, sustentadas en la información aportada por los pozos perforados, así como nuevos datos de

POZO	PRODUCCION	GRAVEDAD	PROFUNDIDAD			
	(BPPD)	(°API)	TOTAL			
Secoya 1	6,121	29 - 33	9,510			
Shuara 1	9,965	28 - 33	9,810			
Shushuqui I	1,593	34	9,620			
Pichincha I	10,659	29	10,294			

Tabla 2 – Resultado	s de los pozos des	cubridores del	campo Libertador.
---------------------	--------------------	----------------	-------------------

velocidades, permitieron elaborar un nuevo modelo estructural que integraba las estructuras Shushuqui, Pacayacu, Shuara y Secoya en un solo campo. Esta hipótesis se confirmó en 1983 con el pozo Guarumo 1, rebautizado posteriormente como Pichincha 1, perforado en el periclinal sur del gran campo Libertador.

Este campo comenzó a producir en julio de 1982. En agosto de 1992, el campo alcanzó su máximo pico de producción promedio diaria con 56 651 bpd, a partir del cual comenzó a declinar. Actualmente, tiene una producción diaria promedio de alrededor de 32 mil barriles.

#### 6. 3. 2. La estructura Libertador y su evolución

La estructura del campo Libertador tiene forma de cajón (fig. 14), con 4 subestructuras alineadas en dos ejes N-S: en el eje oriental se alinean las estructuras Pacayacu y Shuara, y en el occidental las estructuras Shushuqui y Secoya, fusionándose hacia el sur conformando el periclinal Pichincha-Carabobo (figs. 15 y 16).

Tiene una longitud de alrededor de 21 km y un ancho de 6-6,5 km. Su cierre estructural máximo es de 240' y corresponde al Alto Secoya; el Alto Shushuqui tiene 180', Shuara 200' y Pacayacu 140'. *El flanco oriental está limitado por una falla transpresional* dextral acompañada de varias fallas transversales de orientación NO-SE, que afectan las estructuras del campo.

Las estructuras del campo Libertador se formaron en dos etapas: en el Turoniano Terminal-Maastrichtiano, con una reactivación posterior en el Eoceno Temprano, lo que se evidencia por deformación sin-tectónica de los sedimentos de Napo Medio-Superior-Tena y Tiyuyacu Inferior (figs. 15 y 16).

#### 6. 3. 3. Características litológicas de los reservorios

Arenisca "T" Inferior. Es una arenisca cuarzosa en secuencias métricas grano decreciente de grano grueso a muy fino, con estratificación cruzada e intercalaciones lutáceas (Labogeo, 1995). Tiene un importante contenido de glauconita, la misma que aparece ya en la parte media y superior del cuerpo "T" inferior.


Fig. 14 - Campo Libertador: mapa estructural.



Fig. 15 - Campo Libertador: sección sísmica CP-332 con el pozo Pichincha 1.



Fig. 16 – Campo Libertador: sección sísmica CP-329 mostrando la estructura Secoya y el pozo Secoya 1.

*Arenisca "T" Superior*. Labogeo (1995), define areniscas cuarzo-glauconíticas en bancos métricos de grano muy fino, masivas a onduladas, con bioturbaciones. Tiene importante presencia de cemento calcáreo.

Arenisca "U" Inferior. Corresponde a una arenisca cuarzosa, en partes algo micácea (Labogeo, 1995), grano decreciente, limpia, masiva y con estratificación cruzada a la base, laminada al techo.

*Arenisca "U" Media.* Es una arenisca de poco espesor, cuarzosa, con estratificación cruzada, ondulada y en partes masiva hacia la base (Shuara 26), con delgadas intercalaciones lutáceas. Hacia el techo se encuentra bioturbación.

Arenisca "U" Superior. En dos pozos Labogeo (1995) describe areniscas cuarzosas con frecuentes bioturbaciones y la presencia de intercalaciones de lutita. A la base se desarrolla una secuencia grano-creciente y hacia arriba secuencias grano-decrecientes.

Las arcillas presentes en las areniscas se describen a continuación por reservorios y en orden de importancia:

- ■Arenisca "T": caolinita, illita, clorita y esmectita;
- Arenisca "U" Inf.: caolinita, esmectita, clorita e illita;
- Arenisca "U" Sup.: caolinita, esmectita, illita y clorita.

# 6. 3. 4. Ambientes sedimentarios de los reservorios

SSI (1996) señala que las areniscas "T" y "U" formaron canales y barras de delta, con la presencia de subambientes de barra de desembocadura, rellenos de canal, derrames de grieta de borde de canal y depósitos de frente deltaico y pro delta.

Arenisca "T". En la arenisca "T" del pozo Secoya 27, Étienne Jaillard (1997) define una evolución en transgresión, desde areniscas de llanura deltaica proximal a la base con influencia fluvial, pasando por barras y canales de marea con glauconita y bioturbaciones, culminando en la parte superior con una arenisca muy glauconítica y bioturbada, marina somera. En los pozos Secoya 1 y 25, Labogeo (1995) define una secuencia deltaica en la base a marino somera al techo, por lo que se confirma la presencia de este ambiente al tiempo de depositación de "T". Los subambientes predominantes son canales deltaicos, barras y planicies de marea.

Arenisca "U". Labogeo (1995) define también un ambiente deltaico con influencia mareal y presencia de subambientes de canales y barras.

Hay estudios posteriores (Dashwood & Abbott, 1990; Barragán *et al.*, capítulo 1 de este libro), en los que se describen secuencias transgresivas desarrolladas sobre bases erosivas producidas por una importante caída del nivel del mar, para cada una de las areniscas, que evolucionan desde ambientes fluvio-estuarinos en la parte inferior a un medio de plataforma marina somera.

#### 6. 3. 5. Características de los crudos

La producción de este campo proviene de los reservorios "U", "T" y marginalmente de Tena Basal. El crudo tiene en promedio 30° API.

El contenido de azufre es bajo y varía entre 0,49 y 0,97 % P en cuatro muestras de crudo de "T" y para el crudo del reservorio "U" entre 0,82 y 0,88 % (2 muestras de Secoya), 1,01 % (1 muestra de Shuara), 0,89 – 1,33 % (2 muestras de Shushuqui) y 1,17 % P (Pacayacu).

Al punto de burbuja, las viscosidades del crudo son de 1,520cp para "T" y 1,253cp para "U".

La relación pristano/fitano de los crudos "T" varía entre 0,95 y 1,24, mientras que la de los crudos "U" entre 0,82 y 1,05, lo que indica que los crudos del reservorio "T" tienen un mayor aporte de materia orgánica terrestre que los crudos "U".

#### 6. 3. 6. Volcanismo

En el pozo Shuara 4, a 9167,5' que corresponde al techo de la secuencia "T", se encontró un cuerpo ígneo granudo de 10 cm de espesor, compuesto fundamentalmente por feldespato potásico y con menos del 10 % de cuarzo, al que Labogeo (1995) define como sienita.

## 6. 4. Campo Auca-Auca sur

# 6. 4. 1. Breve reseña histórica

Este campo fue descubierto con la perforación del pozo Auca 1, que se inició el 16 de febrero y fue completado el 30 de marzo de 1970, alcanzando una profundidad de 10 578'. Su producción fue de 3 072 BPPD de los reservorios Hollín (31° API) y "T" (27° API). El costo del pozo fue de alrededor de 300 000 USD.

En la recomendación, el geólogo de Texaco sustenta la necesidad de perforar el pozo por la gran dimensión de la estructura, por estar ubicada en el tren productivo Sacha y por la necesidad de evaluar el potencial en la parte sur de la concesión Coca.

En abril de 1975, este campo comenzó a producir 6 752 bpd. Posteriormente, con altibajos, mantiene un incremento de producción hasta que *en julio de 1994, alcanza su máxima producción histórica promedio con 24 367 bpd*. Durante los primeros meses del 2003, estuvo produciendo alrededor de 16 500 bpd.

#### 6. 4. 2. La estructura Auca y su edad

Es un anticlinal bastante simétrico, elongado en dirección NNO-S, de aproximadamente 23 km de longitud, que se ensancha en dirección norte (fig. 17) con muy poca alteración tectónica al techo de la arenisca U principal. Las fallas observadas en las secciones sísmicas alcanzan solamente Hollín y Napo Basal (fig. 18).

La estructura Auca se formó durante el Maastrichtiano-Paleoceno, como se evidencia en la sección sísmica CP-83-314 (fig. 18), que muestra deformación sintectónica de los depósitos de la Formación Tena.

## 6. 4. 3. Características litológicas de los reservorios

*Hollín Principal.* Es una arenisca masiva de cuarzo, no pudiéndose realizar una descripción más detallada por carecer de núcleos.



Fig. 17 - Campo Auca: mapa estructural.



Fig. 18 - Campo Auca: sección sísmica 83-314.

*Hollín Superior.* Se trata de una arenisca cuarzosa de grano fino, con contenido alto a medio de glauconita, e importante presencia de material carbonáceo. La porosidad promedio es de 14 %.

Arenisca "T". Consiste en una arenisca cuarzosa, limpia de grano fino, con esporádicas capas de arcilla. Los poros en algunas muestras se encuentran rellenos con illita y caolinita. Su porosidad es del 12 % en promedio. Hacia arriba ("T" Superior), se desarrolla una arenisca cuarzosa-glauconítica de grano fino, en partes con fuerte bioturbación.

*Arenisca "U"*. Arenisca cuarzosa limpia. masiva. Hacia el techo del cuerpo "U" principal (el más limpio y desarrollado, ubicado en la parte inferior), se encuentran limolitas en estratos delgados. La arenisca "U" Superior (¿y Media ?), es una arenisca cuarzosa-glauconítica de grano fino, dispuesta en capas delgadas, con importante bioturbación. En promedio, presenta una porosidad del 13 %.

Arenisca Tena Basal. Se trata de una arenisca cuarzosa redondeada, de grano medio a grueso, con un promedio de porosidad del 19 %.

# 6. 4. 4. Ambientes sedimentarios de los reservorios

Las arenisca Hollín se depositó en un ambiente fluvial evolucionando a un ambiente platafórmico, posiblemente estuarino, con influencia mareal.

Las areniscas "T" y "U" fueron depositadas luego de una importante regresión marina con un desplazamiento de la línea de costa en dirección Oeste, a partir de la cual y sobre valles socavados se desarrollaron ambientes estuarinos con ingresos fluviales

afectados por mareas, con facies menos desarrolladas de barras, y litofacies de llanura lodosa y areniscas glauconíticas de plataforma marina somera.

Al tiempo Tena Basal, se describen rellenos de canal con clastos gruesos, conglomeráticos a la base, posiblemente de origen fluvial y en partes se observa influencia mareal.

Étienne Jaillard (1997), por su parte, considera que las areniscas son de origen deltaico dominado por mareas, definiendo para "U" ambientes fluviales, de playa y de plataforma marina somera.

## 6. 4. 5. Características de los crudos

El crudo de Hollín Inferior es de 27-30°, el de Hollín Superior de 27-32°, el de "T" y "U" de 24-29° y el de Tena Basal de 20-22°.

Una muestra de crudo Hollín dio un valor de 1,13 %P de azufre. Dos muestras de crudo "T" mostraron porcentajes de azufre de 1,17 % y 1,38 %P, dos muestras de "U" de 1,57 % y 2,16 % P y una muestra de crudo Tena Basal de 1,07 %.

Las relaciones pristano/fitano de un crudo Hollín arrojaron un valor de 0,99, de "T" de 0,93, de "U" de 0,98 y de Tena Basal de 1,11. Esto puede indicar que los crudos de las formaciones Hollín y Napo provienen de rocas generadoras formadas en condiciones marino-marginales, mientras que el crudo Tena Basal tiene un mayor aporte terrestre. Cabe destacar el alto contenido de azufre en el crudo "U", que podría deberse a una roca madre con importante contenido calcáreo.

# 6. 4. 6. Volcanismo

Este campo experimentó una actividad volcánica muy importante, con facies tanto extrusivas como intrusivas, reflejada en la gran cantidad de cuerpos ígneos detectados por sísmica y en los pozos perforados.

*Facies extrusivas.* Tobas basálticas con vidrio volcánico, depositadas en condiciones acuosas, fueron determinadas en los pozos Auca 3 (9 160-9 420'), Auca 15, Auca 22 (9 297'-9 351'), Auca 20 (8 351'- 8 405'). Todos los cuerpos están ubicados sobre la caliza M2 (Barragán *et al.*, 1997; *cf.* Barragán *et al.*, capítulo 1 de este libro), por lo que tienen una edad coniaciana.

*Facies intrusivas*. Fueron detectadas en los pozos Auca 20 (9 059'-9 074'), Auca 16 (9 940'-9 955') y Auca 23 (10 023'-10 033'), y son diques de basalto olivínico, ubicados todos en la sección de "T" Principal.

#### 6. 5. Campo Lago Agrio

## 6. 5. 1. Breve reseña histórica

Texaco, como operadora del consorcio Texaco-Gulf, perforó con una torre helitransportable el pozo Lago Agrio 1, entre febrero y abril de 1967, alcanzando los 10 175' de profundidad. Este pozo dio una producción a flujo natural de 2 955 bpd de 29° API, provenientes de la Formación Hollín. Este pozo seguía produciendo a inicios

de 2003, a una tasa de aproximadamente 85 bpd. La ubicación del pozo, según el reporte del geólogo J. B. Taylor Jr., fue definida el 7 de noviembre de 1966 por él y R. D. Hall, en el flanco oeste de la estructura determinada por sísmica, sobre la base de un mapa "contorneado a un probable horizonte de caliza Napo que muestra la cresta de la estructura algo más hacia el sur", y ubicado a 15,3 km del campamento base de Sta. Cecilia en dirección N 75° E. Dicha ubicación fue cambiada unos 350 m hacia el sur, por logística y por encontrarse estructuralmente más alta en 20°. En el programa de perforación se define como objetivo primario la formación Hollín y como secundario las areniscas y calizas Napo y los conglomerados Tiyuyacu. *Este primer descubrimiento confirmó el potencial petrolífero de la cuenca Oriente y marcó el inicio de una agresiva etapa de exploración, que culminó en los años siguientes con el descubrimiento de los más grandes campos de la cuenca.* 

Lago Agrio es el primer campo de la Cuenca Oriente, que se incorpora a la producción en mayo de 1972, con una producción promedio diaria para ese mes de 10 450 barriles de crudo. Durante los primeros años, muestra una producción errática con fuertes altibajos. En noviembre de 1973, el campo alcanza su máximo pico de producción histórica con 53 618 bpd en promedio, la producción sigue inestable hasta marzo de 1975 en que cae a 4 893 BPPD, incrementándose al mes siguiente hasta 30 210 BPPD. Recién a partir del año 1980, empieza a mostrar una declinación paulatina sin altibajos. A inicios de 2003, se reportaba una producción promedio diaria de alrededor de 5 600 barriles.

#### 6. 5. 2. La estructura Lago Agrio y su evolución

La estructura Lago Agrio, a nivel de la base de la caliza "A", está limitada en su flanco oriental por una falla transpresional que, en dirección sur, continúa hacia la estructura Palo Rojo, y hacia el norte, corta el flanco oriental del campo Charapa. La falla tiene rechazos variables, alcanzando el mayor salto en la parte más alta de la estructura y es de 80 mseg. El anticlinal Lago Agrio tiene una orientación NNE-SSO, y una longitud aproximada de 11 km con un ancho promedio de 4,5 km. Muestra un alto norte de mayor relieve y desarrollo areal, con un cierre estructural a la base caliza "A" de 55 mseg. (Petrotech, 1995) y, un alto sur de menores dimensiones y menor relieve estructural (fig. 19).

La estructura Lago Agrio crece en dos etapas, como resultado de esfuerzos transpresivos que reactivan la falla oriental del campo dando inicio a la formación de la estructura: en el Maastrichtiano, contemporánea a la depositación de Tena Inferior y parece que en el Mío-Plioceno (fig. 20), la ultima reactivación tectónica provoca un flexuramiento de las capas que alcanza horizontes cercanos a la superficie.

## 6. 5. 3. Ambientes sedimentarios de los reservorios

*Hollín.* Es el principal reservorio del campo. Lamentablemente, la muy escasa información disponible no permite desarrollar un modelo del mismo, pero por correlación con afloramientos y sobre la base de pocos registros de pozos de este campo que atravesaron la sección completa de Hollín, se deduce un ambiente de depositación



Fig. 19 - Campo Lago Agrio: mapa estructural.



Fig. 20 - Campo Lago Agrio: sección sísmica PE-92-352E.

fluvial. Según White *et al.* (1995), Hollín se desarrolló en paleo-valles formados por erosión del sustrato pre-Hollín, sobre los cuales se instaló un ambiente tipo "braided" (entrenzado), representado por canales apilados con estratificación cruzada festoneada y planar, con intercalaciones menores de lutitas carbonáceas con abundantes fragmentos leñosos y limolitas, culminando con depósitos de llanura costera posiblemente en un ambiente estuarino dominado por mareas. Finaliza el ciclo en un ambiente netamente transgresivo de plataforma, correspondiente al fin del ciclo Hollín Superior.

# 6. 5. 4. Características de los hidrocarburos

Los crudos tienen los siguientes rangos de gravedad: Hollín: 28-32°; "T": 29-34°; "U": 29-31° y Tena Basal: 28-29°.

Los contenidos de azufre de tres muestras de crudo Hollín son de 0,29, 0,51 y 0,57 % en Peso, mientras que una muestra de "1" y otra de Tena Basal dieron valores de 0,53 y 0,94 % en Peso, respectivamente.

La relación pristano/fitano para los crudos Hollín es de 1,17 en una muestra analizada que indica una materia orgánica depositada en condiciones marino-marginales, con gran componente terrestre.

El gas de este campo tiene un importante contenido de CO<sup>2</sup>, como se indica en la tabla 3, lo que es característico de los campos que se ubican cerca al borde occidental de la cuenca (Bermejo, Caja).

RESERVORIO	CO2 (%)	C1&N2 (%)	<u>C2 – C6</u>	C7+
Нр	52	27	21	0.12
Hs	34	29	37	0.3
Т	11	38	50	0.3

Aublu b Composición del gus a condiciónes de separador de le pola y le x
--

## 6. 6. Campo Cononaco

# 6. 6. 1. Breve reseña histórica

El campo fue descubierto por el consorcio Texaco-Gulf con el pozo Cononaco 1, cuya perforación arrancó el 26 de octubre y fue completada el 19 de diciembre de 1972. Alcanzó una profundidad de 11 233' y dio una producción de 1 341BPPD a flujo natural de las areniscas Hollín principal y secundaria (o arenisca Napo Basal), con una gravedad de 34° API. Adicionalmente, se recuperaron por pistoneo y reversa 21 barriles de petróleo de 13° API del reservorio "T" y 110 barriles de 17° API del reservorio "U".

Este campo fue puesto en producción en octubre de 1983, con un promedio de 930 BPPD, el mismo que se incrementa aceleradamente. *En febrero de 1986 se registra el máximo histórico de producción con alrededor de 22 100 bpd*. A inicios de 2003, se mantiene un incremento sostenido de producción que viene desde mediados de 2001, con una producción de algo más de 11 000 bpd.

# 6. 6. 2. La estructura Cononaco y su evolución

A la base de la caliza "A", el flanco oeste del anticlinal Cononaco está cortado por una falla transpresional. Tiene una orientación N-S (ligeramente NNE-SSO), a lo largo de 10,5 km aproximadamente. Su parte más ancha se ubica en la zona central con 3 km, adelgazándose en dirección norte y sur (fig. 21). Su cierre estructural está algo por arriba de los 125'.

La estructura se formó en las dos etapas de reactivación reconocidas en la cuenca: en el Turoniano-Tardío-Paleoceno y en el Eoceno Inferior, como muestra la deformación sin-tectónica de los sedimentos de Napo Superior-Tena y Tiyuyacu Inferior (fig. 22), experimentando deformación adicional con la última reactivación tectónica del Mio-Plioceno, evidenciada por un flexuramiento que alcanza niveles cercanos a la superficie.

## 6. 6. 3. Litología y ambientes sedimentarios de los reservorios

*Hollín.* Se dispone únicamente del análisis de un núcleo de Hollín (pozo Cononaco 20), que presenta una secuencia de arenisca cuarzosa de grano y energía ligeramente decrecientes. Según Jaillard (1997) puede corresponder a depósitos aluviales entrenzados de mediana energía. En general y por correlación con datos de otros campos



Fig. 21 - Campo Cononaco: mapa estructural.



Fig. 22 – Campo Cononaco: sección sísmica PE-91-2356.

y afloramientos, podemos asimilar para Hollín un ambiente fluvial que evoluciona a deltaico y/o estuarino, con influencia mareal, culminando con una plataforma marina somera.

*Arenisca "T"*. White & Barragán (1997) analizaron tres núcleos (Cononacos 4, 20 y 24), definiendo un ambiente de canales fluviales a deltaicos (canales distributarios), que evolucionan a un ambiente de llanura mareal rica en lodo y arena, culminando con un ambiente de plataforma marina. Los subambientes definidos son relleno de canales y "sand flats". Jaillard (1997) analiza el núcleo del pozo Cononaco 20, y define una secuencia que se someriza hacia arriba, es decir define una progradación de un sistema clástico de tipo deltaico, con una evolución que va de pro delta distal a la base hasta una llanura deltaica al techo.

# 6. 6. 4. Características de los crudos

La gravedad del crudo del yacimiento Hollín es de 30-34° API, con un porcentaje en peso de azufre de 1,03 % (un análisis). El crudo de "T" es de 19-23° API con un contenido de azufre en una muestra de 2,0 % P, y el petróleo de "U" es de 20° API.

Se tiene un solo valor de pristano/fitano de 1,14 para un crudo Hollín, que indicaría un crudo con fuerte aporte terrestre.

#### 6. 7. El Campo Culebra-Yulebra-Anaconda

#### 6. 7. 1. Breve reseña histórica

Inicialmente, se consideraban tres campos independientes: Culebra, Yulebra y Anaconda. Texaco perforó el pozo Culebra l el 8 de noviembre, siendo completado el 17 de diciembre de 1973. Alcanzó los 10 625' de profundidad y produjo durante las pruebas por pistoneo 60 Bls de crudo de Hollín, cerca de 100 Bls de 26° API de "T", y alrededor de 360 bpd de 19° API del reservorio "U".

En 1980, la misma Texaco perforó el Yulebra I, que alcanzó 10 345'de profundidad, arrojando 1 803 bpd de los reservorios Tena Basal (1 614 bpd, 23° API), Hollín (189 bpd, 27° API), obteniéndose adicionalmente por pistoneo alrededor de 252 Bls de 20° API de "U" y 63 Bls de 22° API de una caliza situada sobre la caliza "M2".

En 1991, Petroamazonas perforó el pozo Anaconda 1, que alcanzó los 10 403' de profundidad y dio una producción de 1 488 bpd, provenientes de los reservorios Hollín Principal (423 bpd, 24° API), Hollín Secundaria (451 bpd, 26° API) y "U" (614 bpd, 20° API).

Petroproducción, con un nuevo modelo geológico y los trabajos de simulación desarrollados entre 1997 y 1998, define que Culebra-Yulebra-Anaconda constituyen un solo campo.

El campo fue puesto en producción con 131 bpd en promedio, en febrero de 1981. Muestra una tendencia incremental continua en el tiempo, estabilizándose entre 7 y 8 000 bpd a partir de diciembre del 95 hasta el primer trimestre de 2003. *En junio de 1997 el campo alcanzó su producción histórica más alta con 8 328 bpd*.

#### 6. 7. 2. La estructura y su evolución

Es una de las pocas estructuras de orientación O-E-SE (fig. 23), lo que constituye una anomalía estructural en la cuenca, por cuanta la absoluta mayoría de estructuras productivas y no productivas tienen orientación andina. Está compuesta por tres altos conocidos como Culebra, Yulebra y Anaconda. El cierre en los altos varía entre 30 y 40'.

En la fig. 24, sobre la base de la deformación sin-sedimentaria de los depósitos Tena, se define una *edad maastrichtiana* para este anticlinal. En esta sección, se *confirma la presencia (observada en otros campos) de una fase extensiva albiana*. La falla oriental de la estructura Culebra no está completamente invertida y presenta todavía un juego normal.

# 6. 7. 3. Características litológicas de los reservorios

No se cuenta con descripciones de los reservorios Hollín "U" y Tena, Basal, por carecer de núcleos.

Arenisca "T". Sobre la base de unos pocos pedazos de núcleo, se describe una arenisca cuarzosa, con estratificación cruzada a la base, sobre la que se desarrollan areniscas de grano fino con estratificación tipo "flaser", grano-decreciente hasta un cambio abrupto a una lodolita laminada.

## 6. 7. 4. Ambientes sedimentarios de los reservorios

Arenisca "T". Se analizaron pedazos remanentes de núcleo del Yulebra 1, definiendo (White & Barragán, 1997) como un ambiente de marea (subambiente de banco de marea), que evoluciona hacia una plataforma marina lodosa o a lodos de lagoon distales. Indica que este perfil se puede también atribuir a un complejo de canal de marea



Fig. 23 - Campo Culebra-Yulebra-Anaconda: mapa estructural.



Fig. 24 - Campo Culebra-Yulebra-Anaconda: sección sísmica 78-276.

(barra de punta), con un ambiente lagunar similar cercano a la línea de costa. Es decir, corresponde a la parte superior de una secuencia de relleno de valle socavado.

## 6. 7. 5. Características de los crudos

Hollín tiene un crudo de 24-29° API con 0,99% en peso de azufre (una muestra), "T" de 20° API, "U" de 19-21° API, con alto contenido de azufre (1,95 y 2,15% P; dos muestras) y Tena Basal de 17-23° API y un contenido de azufre de 1,59 % P.

La relación pristano/fitano para una muestra de crudo "U" es de 0,98 y para una de Tena Basal de 0,96, que indican una fuente marina con cierto aporte terrestre de la materia orgánica generadora.

El alto contenido de azufre y el perfil del cromatograma de los crudos "U" muestran una pérdida de las partes livianas, lo que indica que estos crudos se encuentran biodegradados.

# 6. 8. El Campo Guanta-Dureno

#### 6. 8. 1. Breve reseña histórica

El pozo Dureno I fue perforado a partir del 7 de junio y completado el 15 de julio de 1969. Alcanzó los 10 292' de profundidad. Las pruebas de producción dieron un total de 592 bpd de Hollín (348 bpd, 31° API) y "T" (244 bpd, 32° API). El Guanta I arrancó el 15 de diciembre de 1985, siendo completado el 11 de febrero de 1986, dando 6 261 bpd de los reservorios "T" (1 968 bpd, 29° API), "U" (3 576 bpd, 30° API) y una producción menor de los reservorios Hollín Inferior y Superior (717 bpd, 29° API).

Las interpretaciones sísmicas iniciales, al igual que en otros campos, hacían suponer la presencia de dos campos independientes, pero luego de la perforación de Guanta I y Dureno I, se determinó que los yacimientos forman parte de un solo campo, lo que se confirmó en junio de 1986 con la perforación del Guanta 2 situada aproximadamente a la mitad de distancia entre los pozos antes mencionados.

Este campo muestra un perfil de producción, que partiendo de 699 BPPD en septiembre de 1984, se incrementa en forma sostenida hasta *alcanzar su máximo de producción histórica de 9 771bpd en abril de 1988*. A partir de entonces empezó a declinar hasta abril del 2000, en que produjo un promedio de aproximadamente 2 800 bpd. La producción promedio a inicios de 2003, fue de alrededor de 5 mbpd.

# 6. 8. 2. La estructura Guanta-Dureno y su evolución

Es una estructura lineal, cuyo eje se extiende en dirección N-SSO a lo largo de 15 km. Se ensancha en dirección centro (fig. 25). Su flanco este se limita contra una falla inclinada hacia el oeste, la que afecta hasta el reflector caliza M2.

La edad de la estructura es turoniano terminal-campaniano, evidenciada por deformación sin-sedimentaria de los estratos de Napo Medio-Superior (fig. 26).

## 6. 8. 3. Litología y ambiente sedimentario del reservori "U"

Se cuenta con escasa información del reservorio "U", e información únicamente de ripios de perforación de los otros reservorios: Hollín, "T" y Tena Basal.

Arenisca "U". Un núcleo del pozo Guanta 10, analizado por Jaillard (1997), muestra areniscas grano-crecientes con restos vegetales. El medio fue interpretado en su parte basal como de playa dominada por olas, pasando hacia arriba a playa de alta energía y ante-playa con bioturbaciones, a lo que sigue un medio transgresivo con lutitas negras, y sobre estas un nuevo ciclo grano y estrato-creciente de progradación de plataforma clástica.

# 6. 8. 4. Características de los crudos

El crudo Hollín es de 31° API, el de "T" de 32°, el de "U" de 33° y el de Tena Basal de 28° API.

El contenido de azufre analizado para tres muestras de "T", "U" y Tena Basal es de 0,60, 0,88 y 1,35 % P, respectivamente.

# 6. 9. El campo Yuca

# 6. 9. 1. Breve reseña histórica

Este campo fue descubierto en 1970 con la perforación del pozo Yuca I, que se inició el 31 de octubre y fue completado el 12 de diciembre de 1970, alcanzando 10 426'.



Fig. 25 - Campo Guanta-Dureno: mapa estructural.



Fig. 26 – Campo Guanta-Dureno: sección sísmica PE-92-1113.

Produjo 1 044 bpd de los reservorios Hollín Superior (340 bpd, 23° API), "T" (520 bpd, 30° API) y "U" (184 bpd, 27° API).

Este campo inicia su vida productiva en diciembre de 1980, con 1 150 bpd. Al igual que algunos otros campos, muestra dos reactivaciones en su perfil de producción: la primera caracterizada por un incremento acelerado hasta rebasar los 6 000 bpd (febrero-agosto de 1981), seguido por una declinación hasta los 1 166 bpd en mayo de 1989. Una segunda en la que alcanza el record histórico de 8 304 bpd en mayo de 1997, declinando hasta 4 200 bpd en julio de 2000. La última reactivación encuentra al campo con producciones superiores a los 7 000 bpd a inicios de 2003.

#### 6. 9. 2. La estructura Yuca y su evolución

Se trata de una estructura de orientación N-S integrada por dos altos, el mayor de ellos ubicado al norte con un cierre estructural cercano a los 70' y el del sur con un cierre de alrededor de 30' (fig. 27). En la fig. 28, se presenta cómo una anticlinal de relieve muy suave, algo asimétrico, *desarrollado en el Maastrichtiano-Paleoceno*, evidencia la deformación sin-tectónica de la Formación Tena.

La Formación Hollín está afectada por fallas normales sin-sedimentarias, las mismas que fueron parcialmente invertidas durante el episodio de transpresión cretácico.



Fig. 27 - Campo Yuca: mapa estructural.



Fig. 28 - Campo Yuca: sección sísmica PE-91-2234.

## 6. 9. 3. Litología de los reservorios

Lamentablemente, en este campo la información de las características de las rocas reservorio "T" y "U" es muy escasa, por cuanto de los pocos núcleos tomados se ha conservado solo una pequeña parte.

Arenisca "T". En el remanente del núcleo del Yuca 10, se describe una arenisca de 10' de espesor de grano fino a medio con laminación planar y "ripples". Hay abundantes detritos carbonáceos. En el Yuca 12, se presenta una arenisca glauconítica y un complejo laminado de lodolita/limolita (White *et al.*, 1995).

Arenisca "U". Petrotech (1995) identifica en su estudio sobre la base de la información de secciones sísmicas un cambio lateral de facies detríticas a calcáreas.

#### 6. 9. 4. Ambientes sedimentarios del reservorio "T"

*Arenisca "T"*. White & Barragán (1997) examinaron los núcleos de los pozos Yuca N-2 y Yuca 10, definiendo sobre la base de la escasa información de pedazos remanentes de núcleo del Yuca 10, un ambiente deposicional cercano a la línea de costa, con influencia mareal y fluvial (aunque en la descripción se define a los cuerpos arenosos como barras de desembocadura, indica que igualmente pueden ser definidos como bancos de marea o facies de canal). El núcleo del Yuca N-2 indica un ambiente neto de plataforma marina.

# 6. 9. 5. Características de los crudos

El crudo de Hollín es de 28° API, el de "T" de 29° y el de "U" de 19° API. Se cuenta con un análisis del contenido de azufre para el crudo Hollín de 1,45 % Peso, y uno del crudo "T" de 1,05 % P.

Se determinó una relación pristano/fitano de 0,99 para una muestra de crudo del reservorio "T" que indicaría una proveniencia de sedimentos marino marginales con importante aporte terrestre.

# 6. 10. El campo Parahuacu

## 6. 10. 1. Breve reseña histórica

Este campo fue descubierto por el consorcio Texaco-Gulf con la perforación del pozo Parahuacu 1, que arrancó el 4 de octubre y fue completado el 17 de noviembre de 1968, alcanzando la profundidad de 10 173'. Dio una producción de 448 BPPD de 31° API del reservorio "T".

# 6. 10. 2. La estructura Parahuacu y su evolución

Es una estructura anticlinal de orientación N-S, de 13 km de largo, con un ancho promedio de 2 km (fig. 29), limitada al este por una falla inversa de alto ángulo.

*En el dominio de esta estructura, se evidencia una primera fase extensiva*, también identificada en las estructuras Charapa y Culebra-Yulebra-Anaconda, de edad albiana (contemporáneas a la depositación de Hollín y Napo basal), definida por un conjunto de fallas normales sin-sedimentarias que no sufrieron inversión posterior (fig. 30).

La fase compresiva que formó la estructura es de edad turoniana terminalmaastrichtiana y produjo una deformación sin-sedimentaria sincrónica con la depositación de Napo-Superior-Tena (30).

# 6. 10. 3. Litología y ambientes sedimentarios de los reservorios

*Areniscas "U" y "T"*. SSI (Scientific Software Intercomp) en 1994, definió para las areniscas "U" y "T", un ambiente predominantemente deltaico con influencia fluvial predominante y, menor influencia mareal. Más concretamente, corresponden a subambientes de canales distributarios con direcciones NNE-SSO y barras de desembocadura con orientación NNE-SSO, con presencia menor de barras de desborde (spill-over bars) y depósitos de "crevasse splay". El ancho de los canales definido por SSI (1994a), sobre la base de presiones, varía entre 130-420" para "T" y 900" para "U".

Las secuencias arenosas "T" y "U" son cuarzosas en sus partes basales y, contienen abundante glauconita en sus porciones superiores, lo que se corresponde con una etapa de plataforma. Las lutitas negras y los cuerpos calcáreos "A" y "B", depositados sobre la secuencia, se desarrollaron según SSI (1994a) en un pro delta.

Arenisca Tena Basal. Fue depositada rellenando canales erosionados, de tendencia SE y un ancho entre 140 y 250', definidos sobre la base de información sísmica (SSI, 1994a).

## 6. 10. 4. Características de los crudos

Los crudos se tornan más pesados de los yacimientos más profundos a los más someros, así "T" tiene 30° API, U 28° y Tena Basal 20° API, siendo sus contenidos de azufre de 0,62, 0,67 y 1,05 % P, respectivamente.



Fig. 29 – Campo Atacapi-Parahuacu: mapa estructural.



Fig. 30 - Campo Parahuacu: sección sísmica PE-92-352 E.

## 6. 11. El campo Atacapi

## 6. 11. 1. Breve reseña histórica

El campo Atacapi fue descubierto por Texaco con el pozo Atacapi 1, cuya perforación se inició el 6 de agosto, alcanzó los 9 848' de profundidad, y fue completado el 28 de septiembre de 1968. Produjo un total de 3 800 bpd (1 960 bpd de 29° API del yacimiento "U" y 1 840 bpd de 34° API de "T").

Su producción arranca al igual que Parahuacu en diciembre de 1978. Desde enero de 1979, se estabilizó con una producción ligeramente superior a los 4 000 BPPD hasta agosto de 1984. *En febrero de 1981, produce 7 148 bpd —su máximo histórico—*.

#### 6. 11. 2. La estructura Atacapi y su evolución

Es una estructura asi:nét<sup>-</sup>ica de orientación N-SSE, de 17 km de longitud y 2 km de ancho aproximados (fig. 29), limitada al este por una falla que desaparece en la parte sur del campo.

La estructura se desarrolló en el Maastrichtiano-Paleoceno, con deformación sin-tectónica de los depósitos Tena, cuya variación de espesores refleja el crecimiento de la estructura (fig. 31).

## 6. 11. 3. Ambientes sedimentarios de los reservorios

Areniscas "T" y "U". SSI (1994b) asigna un ambiente deltaico marino con influencia fluvial, con subambientes de canales distributarios de dirección NNE-SSO



Fig. 31 – Campo Atacapi: sección sísmica PE-92-352 E.

y barras de desembocadura principalmente, con ocurrencias menores de barras de rebalse y depósitos de "crevasse splay".

# 6. 11. 4. Características de los crudos

Los crudos de los reservorios "T" y "U" tienen 32° y 23° API respectivamente, con contenidos de azufre de 0,51 para el primero (una muestra) y 0,62, 0,71% P para el segundo (dos muestras).

La relación pristano/fitano para una muestra de crudo "U" dio 0,93, que indica una roca fuente marina con algo influencia continental.

# 6. 12. El campo Tapi-Tetete

#### 6. 12. 1. Breve reseña histórica

Este campo está conformado por dos altos estructurales, que se consideraban independientes. Fue descubierto con la perforación del pozo Tetete 1 en julio de 1980, el mismo que alcanzó los 9 400' de profundidad, y dio 1 645 BPPD de los reservorios "T" (1 315B PPD, 30° API) y "U" (330 BPPD, 29° API). Entre septiembre y octubre de 1985, se perforó la estructura Tapi con el pozo Tapi 1, el que llegó a los 9 183' de profundidad y produjo 2 045 BPPD de los reservorios "T" (1333 BPPD, 29° API) y "U" (712 BPPD, 28° API).

Posteriormente, con la definición de los límites hidrodinámicos y el ajuste de los mapas estructurales, se comprobó que los dos altos se integraban en una sola estructura, constituyendo parte de un solo campo.

Este campo arranca su producción en abril de 1984 y alcanza su máximo histórico en septiembre de 1994 con cerca de 7 500 bpd promedio. A inicios de 2003, producía cerca de los 4 900 bpd.

## 6. 12. 2. La estructura Tapi-Tetete y su evolución

Está constituida por dos altos de orientación NE-SO: el alto Tapi ubicado en la parte NO y el alto Tetete de mayores dimensiones que el anterior, ubicado al SE (fig. 32).

La estructura Tapi se desarrolla entre el Coniaciano y el Eoceno inferior, sobre un alto de basamento constituido por gabro metamorfizado, que fue datado por Texeira et al. (1989) en el pozo Tapi 1, dando una edad proterozoica entre temprana y media (1 600 +/- 48 millones de años). Baby, sin embargo, considera que la estructura se desarrolla sobre una isla volcánica (fig. 33), con "onlap" de la Formación Napo sobre ella, similar a lo encontrado en la estructura Vista (fig. 34).

## 6. 12. 3. Características de los crudos

El crudo del reservorio "T" tiene una gravedad de 28° APl y un contenido de azufre de 0,42% y 0,71% P (2 muestras), y el de "U" de 29° APl y 0,76 y 0,79% Peso (2 muestras).

# 6. 13. El campo Charapa

# 6. 13. 1. Breve reseña histórica

Texaco descubrió el campo Charapa con la perforación del pozo Charapa 1, la misma que se inició el 12 de agosto de 1967, obteniéndose 200 BPPD de 30° API de una prueba conjunta de Hollín principal y Hollín secundario. Posteriormente, la caliza "B" probó ser petrolífera, y durante 15 años ha producido alrededor de 1 400 millones de barriles prácticamente sin agua. La producción a finales de los 90° oscilaba en alrededor de los 100 bpd, pero con la entrega como campo marginal a una compañía extranjera, ésta implementó cambios tendientes a lograr una mayor producción, pero en su lugar el campo dejó de producir del único pozo que tenía, estando desde entonces cerrado.

# 6. 13. 2. La estructura Charapa y su evolución

La estructura tiene la forma de cajón (fig. 35) y se extiende en sentido NNE-SSO a lo largo de 5 km, con un ancho promedio de 2-2,5 km. Está limitada por dos fallas subverticales, la oriental de tipo transpresivo y la occidental, derivada de la anterior, forman una pequeña estructura en flor. El cierre estructural a la base de la caliza "A" es de alrededor de 150'.



Fig. 32 - Campo Tapi-Tetete: mapa estructural.



Fig. 33 - Campo Tapi: sección sísmica PE-91-149W.



Fig. 34 - Estructura Vista: sección sísmica PE-92-1125.



Fig. 35 - Campo Charapa: mapa estructural.

La estructura Charapa forma parte de un eje limitado y generado por la falla en flor que corta su flanco este y que se extiende hacia el sur con las estructuras Lago Agrio y Palo Rojo, y hacia el norte se interna en territorio colombiano.

Es una estructura muy interesante, ya que en ella se puede diferenciar *deformación* sin-sedimentaria por extensión en el tiempo Hollín-Napo Basal, que atestiguaría la presencia de eventos distensivos en el Albiano (fig. 36). La inversión tectónica es evidente inmediatamente después de la depositación de la caliza "A", como atestigua el "onlap" sobre el reflector de dicha caliza. Por lo tanto, esta estructura pertenece al grupo de las estructuras de formación temprana: Turoniano Terminal-Maastrichtiano, presentando una reactivación menor en el Neógeno, como muestra el flexuramiento de los estratos superiores de la columna sedimentaria (fig. 36).

## 6. 13. 3. Litología del reservorio Caliza "B"

La caliza "B", estudiada en dos núcleos, está representada por calizas oscuras a negras, en partes pasando a margas bituminosas de grano fino, tipo "mudstones", en partes laminadas ricas en pirita con restos de peces, bivalvos finos pelágicos ("filamentos") y foraminíferos. Hacia la parte inferior de uno de los núcleos, se describe una caliza brechosa oscura con clastos de caliza bioclástica. Hay intercalaciones de poco espesor de carbón.

# 6. 13. 4. Ambiente sedimentario del reservorio Caliza "B"

La caliza "B", según Rivadeneira (1994) y Jaillard (1997), corresponde a un medio anóxico que se profundiza hacia arriba, con temporales cambios a un medio algo oxigenado como atestiguan niveles con fauna bentónica y el color gris claro de otros. En uno de los núcleos, se definieron tres discontinuidades que parecen corresponder a condensaciones producidas durante transgresiones menores.



Fig. 36 - Campo Charapa: sección sísmica CP-153.

# 6. 13. 5. Características de los crudos

El crudo de la caliza "B" era de 30° API, con un contenido de azufre de 0,68 %.

# 7. CAMPOS DEL "PLAY" ORIENTAL (SISTEMA CAPIRÓN-TIPUTINI)

#### 7. 1. El campo Cuyabeno-Sansahuari

#### 7. I. I. Breve reseña histórica

Las interpretaciones estructurales iniciales mostraban dos estructuras independientes: una septentrional a la que se denominó Sansahuari y otra meridional llamada Cuyabeno. El pozo Sansahuari 1, perforado entre el 25 de octubre y el 12 de noviembre de 1979, alcanzó una profundidad de 8 268' y produjo 2 098 bpd de 23-26° API del reservorio "U". El Cuyabeno I por su parte fue perforado a partir del 23 de octubre, siendo completado el 24 de noviembre de 1972, llegando a los 8 157' de profundidad total. Su producción fue de 648 BPPD de 26° API de "U", mientras que de la arenisca Tena Basal, solo se obtuvieron trazas de crudo pesado.

En 1996, una nueva interpretación sísmica y geológica integra las dos estructuras en una sola, lo que se confirmó con la perforación de los pozos Cuyabeno 21 y Sansahuari 10.

Este campo es puesto en producción en enero de 1984, con 806 bpd en promedio. En agosto de 1997, llega a los 14 157 bpd, que es su máximo histórico de producción. A inicios de 2003, su producción estaba en alrededor de los 9 600 bpd.

#### 7. 1. 2. La estructura Cuyabeno-Sansahuari y su evolución

Se trata de una estructura elongada en dirección N-SSE, de 16 km de longitud aproximada, que se ensancha en dirección sur (fig. 37). Presenta al menos cinco culminaciones o altos a nivel de la base de la caliza "A", siendo su mayor cierre estructural algo superior a los 50'.

El campo está limitado al oeste por una falla regional, la misma que en la fig. 38 corta hasta los sedimentos Tena. Hacia el sur (fig. 39), en el campo Cuyabeno, se extingue a la altura del reflector "M2". Esta falla, a nivel de la base caliza "A", tiene un salto máximo de alrededor de 400°.

La estructura se conformó como resultado de una inversión tectónica durante el Eoceno Temprano a Medio, evidenciada en las figs. 38 y 39, por deformación sintectónica de los depósitos de Tiyuyacu inferior, reflejada en un importante cambio de espesor entre la parte alta y el flanco occidental de la estructura.

#### 7. 1. 3. Litología de los reservorios

Lamentablemente, no se cuenta con información litológica de las areniscas "T" y "U" y solo se tiene la interpretación de un núcleo de la *arenisca Tena Basal* del pozo Cuyabeno 2, que consiste en un conglomerado con matriz de areniscas gruesas y cemento calcáreo, con cantos de cuarzo, calizas fosfatadas y otros, que representan depósitos transgresivos.



Fig. 37 – Campo Cuyabeno-Sansahuari: mapa estructural.



Fig. 38 - Campo Sansahuari: sección sísmica PE-91-3028.



Fig. 39 - Campo Cuyabeno S: sección sísmica CP-108.

Los registros de pozos muestran que tanto la arenisca "T" como la "U" se ubican al inicio de sendas secuencias transgresivas y que muestran de abajo hacia arriba cuerpos arenosos de cuarzo, limpios bien desarrollados, según la curva de rayos gamma, que hacia arriba pasan a areniscas de tamaño más fino, intercaladas con lutitas, rematando en sedimentos arcillosos y calcáreos.

## 7. 1. 4. Ambientes sedimentarios de los reservorios

Del carácter de los registros de pozo, y por similitud con áreas cercanas de la cuenca, parece que a la base se desarrollan depósitos de canal (¿fluvial?), posiblemente sobre valles de incisura, trabajados durante una regresión generalizada. A estos depósitos les suceden en el tiempo: areniscas depositadas en un medio menos energético posiblemente transicional (¿planicies arenosas?), glauconíticas como se observa en ripios de perforación sobre las que se desarrollan lutitas y calizas de plataforma.

# 7. 1. 5. Características de los crudos

El crudo del yacimiento "T" tiene una gravedad API promedio de 29° y el de "U" de 25°, variación que se refleja directamente en el contenido de azufre, cuyo porcentaje en peso varía entre 0,84 y 1,03 % (tres análisis) para "T", y entre 0,86 y 1,48 % (4 análisis) para "U".

# 7. 2. El campo Víctor Hugo Ruales (VHR)

# 7. 2. 1. Breve reseña histórica

El campo se llamó inicialmente Cantagallo, y con ese nombre se perforó el primer pozo entre el 17 de junio y el 18 de julio de 1988. Alcanzó una profundidad de 8 330'y dio una producción de 10 617 bpd de los reservorios "T" (1 008 bpd, 33° API), "U" (8 617 bpd, 32° API), "M2" (442 BPPD, 32° API) y Tena Basal (550 bpd, 20° API).

En 1991, a raíz del fallecimiento de Víctor Hugo Ruales (ejecutivo de CEPE, uno de los artífices del arranque de la producción de los primeros campos de la empresa), se le rebautizó con su nombre.

El campo Víctor Hugo Ruales inicia su producción en marzo de 1991. En mayo de 2002, alcanza su *máximo histórico de producción con alrededor de 7 400 bpd*, iniciándose luego una declinación que a inicios de 2003 llega a 5 600 bpd.

#### 7. 2. 2. La estructura VHR y su evolución

La estructura VHR es un anticlinal asimétrico (fig. 40) limitado al este por una falla de rumbo, *transpresional en el tiempo Eoceno Superior*, lo que se evidencia por deformación sin tectónica de los sedimentos de la formación Tiyuyacu Inferior (fig. 41).

### 7. 2. 3. Litología del reservorio "U"

Arenisca "U". Jaillard (1997) estudió los núcleos existentes y, en correlación con los registros eléctricos analizados con Dávila C., definió una secuencia desarrollada



Fig. 40 - Campo Víctor Hugo Ruales (VHR): mapa estructural.



Fig. 41 - Campo Víctor Hugo Ruales (VHR): sección sísmica CP-1020.

posiblemente sobre una base erosiva por el tipo abrupto de contacto. Sobre esta base erosiva, está presente un cuerpo arenoso basal cuarzoso bien desarrollado, de estructura masiva, grano grueso, en secuencias grano decrecientes, con frecuentes bases erosivas. Encima, se encuentra una arenisca de grano más fino, glauconítica, con fosfatos y presencia de bioturbaciones, intercaladas con lutitas.

#### 7. 2. 4. Ambientes sedimentarios del reservorio "U"

Se describe el ambiente de la secuencia "U" de la que se dispone de información de núcleos. Según Jaillard (1997), ésta se inicia con depósitos canalizados proximales de delta desarrollados sobre paleovalles, que representan una transgresión inicial que cambia a una progradación (regresión) local con sistemas clásticos de litorales al tiempo de la depositación de la parte superior del cuerpo basal masivo. Sigue una reactivación de la transgresión que parte de depósitos gruesos que culminan con depósitos de lutitas marinas de la parte media de la secuencia "U". Una nueva transgresión se produce con calizas de plataforma abierta muy somera, seguida de una progradación de plataforma
clástica, para culminar con una reactivación final de la transgresión que se inicia con depósitos gruesos fluvio-deltaicos en la parte superior de "U". Esos depósitos fluvio-deltaicos pasan a medios costeros, y culminan con un ambiente de plataforma marina carbonatada, en la que se desarrolla la caliza "A".

#### 7. 2. 5. Características de los crudos

Este campo produce de los reservorios "T", "U", "M2" y Tena Basal, y sus crudos son de 29°, 25°, 20° y 20° API, respectivamente.

Los contenidos de azufre determinados para 3 muestras del reservorio "U" varían entre 0,52 y 0,59 % en peso, y para una muestra de "M2" dio un valor de 0,73 % P.

### 7. 3. Los campos Ishpingo, Tambococha y Tiputini ("Trend" ITT)

Los campos Ishpingo, Tambococha y Tiputini se localizan en el extremo este de la cuenca Oriente (fig. 1), dentro del "play" oriental definido por Baby *et al.* (1999). Son acumulaciones de crudo pesado entre 12 y 16° API, con un volumen original de petróleo en sitio de alrededor de 34 000 millones de barriles, que constituye la mayor acumulación de crudo pesado de la Cuenca Oriente.

#### 7. 3. 1. Breve reseña histórica

Shell perforó en 1949 el pozo Tiputini 1, el primer pozo de este "trend". Fue programado como pozo estratigráfico para empatar la estratigrafía a encontrarse con la sísmica, como se indica en uno de los reportes de la mencionada compañía. Resultó no productivo por lo que fue abandonado el 4 de octubre de ese mismo año. Este pozo, conocido actualmente como Tiputini Shell-1, alcanzó los 5 595' de profundidad, y produjo tan solo 4 BPPD de petróleo extrapesado (11° API).

Posteriormente, la compañía Minas y Petróleos realizó una campaña sísmica, sobre la base de cuya interpretación, detectó un alto que fue probado con el pozo Tiputini Minas-1 en mayo de 1970, siendo completado en junio de ese mismo año a la profundidad de 5 340'. Dio una producción de 228 BPPD de 15°API, con lo que se descubrió el campo Tiputini, convirtiéndose en el primer campo descubierto en el área.

CEPE retoma la exploración sísmica, con cuatro campañas que cubren toda la zona longitudinal del campo Tiputini hacia el norte y sur, siguiendo el posible eje estructural que las interpretaciones anteriores mostraban. Dichas campañas se desarrollan en 1978, 1983, 1984 y 1991, cubriendo un total de 1 746 km. La interpretación de las secciones obtenidas le permite a la petrolera estatal definir tres nuevas estructuras: una ubicada al NNO de Tiputini, a la que denomina Imuya que no pudo ser perforada por consideraciones ambientales. Las otras dos estructuras ubicadas al sur del campo Tiputini, se les denominó Tambococha e Ishpingo. La estructura Ishpingo (fig. 42) fue probada con el pozo Ishpingo 1, perforado a fines de 1992 hasta una profundidad de 6 190', dando una producción sumatoria total de 5 479 bpd. de los yacimientos "U", "M2", "M1" y Tena Basal. Los resultados son extremadamente exitosos y este campo pasa a ser el tercer gigante de la cuenca por sus reservas de alrededor de 600 millones



Fig. 42 - "Trend" ITT (Ishpingo, Tambococha, Tiputini): mapa estructural.

de barriles. Finalmente, entre abril y mayo de 1993, se perfora el pozo exploratorio Tambococha-1, en la estructura del mismo nombre, obteniéndose una producción total de 6 067 bpd. Estos descubrimientos le convierten a Petroecuador, la estatal petrolera ecuatoriana, a pesar de toda su carga de problemas, a pesar de que se le niega la mínima posibilidad financiera y estructural de funcionar como empresa, en el protagonista de los mayores descubrimientos de crudo (El campo Libertador a inicios de los ochenta e Ishpingo a inicios de los noventa), luego de la etapa inicial de los grandes descubrimientos de fines de los sesenta e inicios de los setenta.

#### 7. 3. 2. Las estructuras y su evolución

El "trend" estructural Ishpingo-Tambococha-Tiputini-Imuya es un sistema transpresional, asociado a la falla regional Yasuní de orientación NNE-SSO (fig. 42), que a la altura de la estructura Imuya —al norte—, presenta un fallamiento de orientación NNO-SSE. La falla principal es de alto ángulo hacia superficie, disminuyendo su buzamiento y tornándose lístrica bajo la secuencia cretácea (fig. 43). El anticlinal Tiputini muestra una dirección NNO de su eje, divergente a la orientación de la falla principal NNE-SSO, mostrando la morfología típica de un pliegue formado en un contexto transpresivo.

Son estructuras antiguas como muestra la deformación sin-sedimentaria de Tiyuyacu inferior (en algunas secciones, se observan indicios de una primera reactivación Cretácico tardía, que afecta Napo Superior y la Formación Tena). La última reactivación se inició probablemente en el Mio-Plioceno, y se continúa hasta el presente, ya que la falla alcanza la superficie como se observa en varias secciones sísmicas (figs. 43 y 44), deformando los depósitos más recientes.



Fig. 43 - Campo Tiputini: sección sísmica PE-91-38.



Fig. 44 – Campo Tambococha: sección sísmica PE-91-75 (modificado de Díaz et al., capítulo 1 de este libro).

El "trend" se desarrolló por efecto de la inversión tectónica antes indicada sobre un sistema de semi-grabens formados en el Jurásico, posiblemente posterior al rift abortado desarrollado en el Corredor Sacha-Shushufindi (ver Díaz et al., capítulo 1 de este libro).

#### 7. 3. 3. Algunas características estratigráficas de estos campos

La ubicación de estos campos, cerca al borde oriental de la Cuenca Oriente, ha creado condiciones particulares en su sección estratigráfica:

- En el pozo Tambococha-1, Díaz (capítulo 1 de este libro) define la facies marina marginal encontrada bajo los sedimentos Napo, como Formación Tambococha.
  La datación realizada por Labogeo (1993), muestra como edad más probable el jurásico medio -cretáceo temprano. Esta formación tendría una extensión regional restringida ya que no ha sido documentada en ninguna otra parte de la cuenca.
- La Formación Hollín está ausente en el área, por lo que la Formación Napo yace directamente sobre las formaciones pre-aptenses.
- Es difícil mantener la tradicional división de la sección de la formación Napo, situada bajo la caliza "M2", al pasar casi todas las lacies arcillosas y calcáreas a facies arenosas, desapareciendo los marcadores conocidos en el resto de la

cuenca (Caliza "T", Caliza "B", Caliza "A"). El techo de la zona caliza "M2" continua siendo un excelente marcador, al igual que el marcador radioactivo "L" ubicado en la caliza M1.

• Por estar ubicados en el borde este de la cuenca, todas las formaciones cretáceas y terciarias disminuyen su espesor, en especial la Formación Tena.

#### 7. 3. 4. Características litológicas de los reservorios

*Reservorio "U"*. Es una arenisca cuarzosa, hialina, con feldespatos, de grano medio-fino a grueso, ocasionalmente muy grueso a micro conglomerática, grano decreciente, con estratificación cruzada y festoneada, alteración de caolinita en las superficies de estratificación. Se describe también estratificación y laminación paralela con estructuras "flaser". Hacia sus terminaciones superiores, tiene cemento calcáreo. Se presentan ocasionales niveles de lutitas negras y tobáceas blancas.

Arenisca "M1". Es el reservorio de mejor calidad. Se trata de una arenisca cuarzosa, grada desde micro-conglomerados hasta arenisca de grano medio a fino y muy fino, culminando con arcillolitas gris-oscuras, lutitas gris-oscuras y limolitas ocasionalmente calcáreas en sus partes superiores. En los núcleos, se describe estratificación cruzada. Es una arenisca muy limpia con solo ocasionales intercalaciones lutáceas/arcillosas.

Arenisca Tena Basal. Es una arenisca cuarzosa de grano grueso a medio, en ocasiones fino, suelta a la base y con cemento calcáreo hacia el techo.

#### 7. 3. 5. Ambientes sedimentarios de los reservorios

La Arenisca "U", según la mayoría de autores, se depositó en un ambiente fluvial de canales, evolucionando hacia el techo a un ambiente transicional de canales retrabajados por marea (White *et al.*, 1997). El Laboratorio de Petroproducción describe barras litorales (1993). Beicip-Franlab en 1995 define en cambio un ambiente deltaico-estuarino, con influencia mareal.

El ambiente de depositación de la Arenisca "M1", en sus partes basales, parece corresponder a canales fluviales, lo que se confirma por la ausencia total de fósiles marinos en varias muestras analizadas. Labogeo (1993) sugiere un ambiente transicional. Es una arenisca transgresiva que culmina con lutitas de ambiente marino somero reductor.

Tena Basal parece fue depositada en un ambiente fluvial, evolucionando a marginal marino.

El reservorio "M2" es de muy pobre calidad y se desarrolló en condiciones marino-marginales.

### 7. 3. 6. Características de los crudos

La gravedad varía entre 12 y 16° API y un porcentaje en peso de azufre que varía entre 2,4 y 3 %.

Todos los crudos analizados, sobre la base de las relaciones pristano/fitano, pristano/C17 y fitano/C18, son de origen marino, variando la importancia del aporte continental en mayor o menor grado. La única excepción constituye el extracto del *reservorio "U"* del pozo Ishpingo 2, que muestra una relación Pr/Fi mayor a uno, que indica un mayor aporte terrestre en la composición de la materia orgánica generadora del crudo. Las tendencias de madurez termal de los crudos varían entre bajas y moderadas, y muestran un grado variable de degradación. La mayoría de los crudos están severamente degradados, como muestran sus cromatogramas de gases, en los que se observa una pérdida casi completa de las fracciones livianas. Los extractos de *Tena Basal* muestran un grado menor de degradación.

## **Referencias citadas**

- BABY P., RIVADENEIRA M., CHRISTOPHOUL F. & BARRAGAN R., 1999 Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador, 4nd International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG'99), Univ. Göttingen (Germany), Extended Abstracts Volume: 68-72.
- BALKWILL H., RODRÍGUEZ G., PAREDES F. & ALMEIDA J. P., 1995 Northern Part of the Oriente Basin, Ecuador: Reflection Seismic Expression of Structures. In: A. J. Tankard, R. Suarez S, and H. J. Welsink, eds., Petroleum Basins of South America: AAPG Memoir 62: 559-571.
- BARRAGÁN R., RAMÍREZ F. & BABY P., 1997 Evidence of an Intra-plate "Hot-Spot" under the Ecuadorian Oriente Basin during the Cretaceous Tectonic Evolution. VI Simposio Bolivariano, Cartagena de Indias, Colombia.
- BEICIP-FRANLAB, 1995 Proyecto Ishpingo-Tambococha-Tiputini-Imuya, Plan de desarrollo.
- BERNAL C., 1998 Modelo Teórico de Generación y Migración de Hidrocarburos de la Formación Napo en la Cuenca Oriente Ecuador. Tesis de grado inédita. Quito, junio de 1998.
- BÈS DE BERC S. *et al.*, 2001 Memorias de las Cuartas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Publicación de la Escuela Politécnica Nacional. Quito, Ecuador.
- DASHWOOD M. & ABBOTTS I., 1990 Aspects of the Petroleum Geology of the Oriente Basin, Ecuador. In: J. Brooks, eds., Classic Petroleum Provinces: 89-117.
- FORNEY J., SAN MARTÍN H., ENWERE P., VEGA J., ACUÑA P. & OCHOA J., 2003 Shushufindi Field: Ecuador Giant Revisited. Memorias VIII Simposio Bolivariano. Volumen 2: 23-34. Cartagena de Indias.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R., 1987 Chronology of sea levels since the Triassic. Science, 235: 1156-1167.
- JAILLARD É., 1997 Síntesis Estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Edición Petroproducción-ORSTOM, 163 p.
- LABOGEO, 1995 Estudio Sedimentológico de las Areniscas U y T. Campo Libertador: Informe Técnico Petroproducción nº PPR-GL-346, Guayaquil.
- LABOGEO, 1993 Estudio Geológico Pozo Tambococha 1 (Tomo I): Sintesis Geológica, Sedimentologia, Bioestratigrafia y Geoquimica. Informe interno de Petroproducción (I.I.P): PPR GL 12.
- PETROTECH, 1995 Interpretación Sísmica del Area ubicada entre Lago Agrio y Culebra: Informe Técnico Petroproducción No. PPR-GF-242, Quito.

- RIVADENEIRA M., 1994 Los Reservorios Calcáreos de la Cuenca Oriente Ecuatoriana. V Congreso Brasileiro de Petroleo e Conexpo Arpel 94, 12 pp. Rio de Janeiro.
- RIVADENEIRA M., DAVILA C. & TORO J. 1995 La Arenisca "M1" en la Cuenca Oriente Ecuatoriana. I Congreso Petróleo y Medio Ambiente. Quito, nov. 95, 15 p., 9 figs.
- SHANMUGAN G., POFFENBERGER M. & TORO J., 1998 Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") Formations (Cretaceous), Sacha Field, Oriente Basin Ecuador. AAPG Annual Convention Abstract Salt Lake City, Utah. May, 17-28.
- SOUZA CRUZ C., 1988 Cretaceous Sedimentary Facies and Depositional Enviroments, Oriente Basin Ecuador. III Congreso Andino de la Industria del Petróleo.
- SSI (SCIENTIFIC SOFTWARE INTERCOMP), 1991 Shushufindi-Aguarico. Estudio de Yacimientos. Volumen I (de dos). Informe no Publicado, Preparado para Petroproducción.
- SSI (SCIENTIFIC SOFTWARE INTERCOMP), 1994a Estudio de Simulación Matemática de los Yacimientos en el Campo Parahuacu. Informe no Publicado, preparado para Petroproducción.
- SSI (SCIENTIFIC SOFTWARE INTERCOMP), 1994b Estudio de Simulación Matemática de los Yacimientos en el Campo Atacapi. Informe no Publicado, Preparado para Petroproducción.
- SSI (SCIENTIFIC SOFTWARE INTERCOMP), 1996 Reservoir Simulation Study Libertador Field. Ecuador. Informe no publicado, preparado para Petroproducción.
- TEXEIRA W., TASSINARI U., CORANI G. & KAWASHITA K., 1989 A Review of the Geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic Implications. *Precambrian Research*, v. 42: 213-227.
- WHITE H., SKOPEC R. & RAMÍREZ F. 1995 Reservoir Characterization of the Hollin and Napo Formations Western Oriente Basin, Ecuador. AAPG Memoir 62. Petroleum Basins of South America: 573-596.
- WHITE H. & BARRAGÁN R. 1997 Reservoir Characterization of the Napo Formation Oriente Basin, Ecuador. Napo "T" Sandstone Facies. Informe no publicado de Oryx.

# LA CUENCA ORIENTE: GEOLOGÍA Y PETRÓLEO



La Cuenca Oriente Ecuatoriana representa un extraordinario sistema natural, cuya armonia permea desde lo más profundo de su subsuelo, hasta la explosión de vida vegetal y animal que se desarrolla sobre un suelo, cuya morfología se caracteriza por relieves relativamente importantes con respecto a las demás cuencas de ante-país andinas.

La alta densidad de información de subsuelo de la Cuenca Oriente, asi como la presencia de afloramientos relativamente buenos en su margen occidental, han permitido desarrollar en el cuadro del convenio IRD-PETROPRODUCCION varios estudios, afin de precisar su marco estructural y su evolución geodinámica, conocimientos indispensables para guiar las estrategias do exploración y de producción de hidrocarburos

Este libro es una síntesis de los resultados geológicos obtenidos a partir de varios artículos escritos sobre la temática de la Cuenca Oriente, una parte de estos ya publicados y aprobados por la comunidad científica internacional.

Aquí, se presenta una propuesta que intenta explicar, a la luz de los nuevos antocedentes encontrados los procesos y elementos de la Cuenca Oriente, desde el Precretácico hasta el Presente, y en temas tan diversos como la caracterización del sistema petrolero; de la hidrosedimentologia, del volcanismo y de la morfologia, que son en su conjunto lo que nos entrega una mejor visión geodinámica γ comprensión de la cuenca.

Dada la importancia socio-económica de la actividad hidrocarhurífera, se recrea al desarrollo histórico de la exploración petrolera de la cuenca, desde el conocimiento inicial de manaderos de crudo, hasta la etapa de madurez actual, con alrededor de 30 mil millones de barriles de petroleo en sitio, acumulados en más de cien campos descubiertos. Se presenta finalmente las características geológicas generales de los principales campos de Petroproducción.





PETROBRAS