



INSTITUT FRANCAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
POUR LE DEVELOPPEMENT EN COOPERATION

Calle Rusia y Eloy Alfaro. Apdo postal 17.11.6596,  
Quito, Ecuador.

Tel. 242.820, Fax. (593.2).448.699



PETROLEOS DEL PERU

Paseo de la República 3361, Apdos 3126 y 1081,  
Lima 27, Perú.

Tel. 425.000, anexo 3810, Fax. (51 14) 400.747

# SINTESIS ESTRATIGRAFICA DEL CRETACEO Y PALEOGENO DE LA CUENCA ORIENTAL DEL PERU.

**Informe parcial del Convenio ORSTOM - Petroperú por**

**Etienne JAILLARD**

**con la colaboración de**

**Percy ÁLVAREZ, Rolando BOLAÑOS, Joaquín GARRIDO, Miguel LEÓN,  
Oscar MIRO-QUESADA, Medardo PAZ y Ada TARAZONA.**

**Enero de 1994.**

<b>CAPITULO I. PRESENTACION</b> .....	p. 3
I. Marco del Convenio ORSTOM-PETROPERU .....	p. 3
II. Presentación del presente Informe .....	p. 3
<b>CAPITULO II. SINTESIS DE LOS TRABAJOS ANTERIORES</b> .....	p. 7
I. Introducción .....	p. 7
II. Trabajos anteriores .....	p. 7
III. Los principales modelos estratigráficos anteriores .....	p. 8
1. La estratigrafía de Kummel (1948) .....	p. 8
2. La estratigrafía de Koch y Blissenbach (1962) .....	p. 9
3. El establecimiento de biozonas micropaleontológicas : de Seminario y Guizado (1976) a Müller y Aliaga (1981) .....	p. 10
IV. La biozonación de Robertson Research (1990) .....	p. 14
V. Los alcances y problemas estratigráficos .....	p. 19
<b>CAPITULO III. DISCUSIONES ESTRATIGRAFICAS</b> .....	p. 23
I. Neocomiano .....	p. 23
II. La transgresión albiana y la regresión del Albiano superior-Cenomaniano inferior .....	p. 25
1. La transgresión albiana .....	p. 25
2. Edad del máximo de transgresión albiano .....	p. 26
3. La regresión del Albiano superior-Cenomaniano inferior .....	p. 27
III. La transgresión del Cenomaniano medio tardío - Turoniano basal .....	p. 30
IV. El máximo de transgresión del Turoniano inferior y la regresión del Turoniano superior .....	p. 32
V. Las transgresiones del Senoniano .....	p. 35
1. La transgresión del Coniaciano inferior y la regresión del Coniaciano superior .....	p. 35
2. La transgresión del Santoniano inferior y la regresión del Santoniano superior .....	p. 37
3. La transgresión del Campaniano medio y la regresión del Campaniano superior .....	p. 39
4. La transgresión del Maastrichtiano inferior a medio y la regresión del Maastrichtiano superior .....	p. 40
VI. Los ciclos del Paleógeno .....	p. 44
1. El ciclo Paleoceno .....	p. 44
2. El ciclo Eoceno .....	p. 45
3. El ciclo Oligoceno .....	p. 47
<b>CAPITULO IV. SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y CONCLUSIONES</b> .....	p. 49
I. Síntesis estratigráfica .....	p. 49
II. Carta crono-estratigráfica .....	p. 51
III. Recomendaciones .....	p. 54
<b>Referencias bibliográficas</b> .....	p. 55

## CAPITULO I

### PRESENTACIÓN

#### I. MARCO DEL CONVENIO ORSTOM - PETROPERU

##### 1. Marco institucional

El Convenio de cooperación técnica entre el Orstom y Petroperú fue firmado en Agosto de 1992 por el Director General de Orstom, Dr. Gérard Winter y el Gerente General de Petroperú, Ing. Antonio Duthurburu. Este Convenio tiene vigencia durante 18 meses, es decir hasta fines de 1994, y es renovable por períodos de un año.

##### 2. Actividades previstas

El Orstom se comprometió en nombrar geólogos que participen al proyecto, bajo la forma de estadías de 10 a 20 días, 2 o 3 veces al año. Se trata de dos sedimentólogos especializados en los depósitos y la geodinámica de las cuencas andinas, y de un tectonista, especializado en el análisis estructural geométrico de las cuencas subandinas. Ellos son respectivamente : el Dr. René Marocco, especializado en el Neógeno andino; el Dr. Etienne Jaillard, especializado en el Cretáceo y Paleógeno de los Andes; y el Dr. Patrice Baby, especializado en cortes balanceados.

Además, estos especialistas dictarán cursos o conferencias sobre temas de su especialidad que interesen a los profesionales de Petroperú, lo que hicieron ya desde Agosto de 1991, de manera informal.

Finalmente, los coordinadores y participantes del convenio decidieron contratar a estudiantes peruanos para llevar a cabo estudios en el marco del Convenio. Ellos beneficiarán de una beca de parte de Orstom y trabajarán en los locales de Petroperú bajo la dirección conjunta de profesionales de Petroperú y geólogos de Orstom con el fin de sostentar una tesis de Ingeniero, al terminar su trabajo.

Se trata de Carlos Contreras (Univ. Nac. may. San Marcos, Lima) que estudia la subsidencia de la cuenca oriental durante el Cretáceo y Terciario, bajo la dirección de E. Jaillard, R. Marocco y M. Paz; y de Willy Gil (Univ. San

Antonio Abad, Cuzco) que reconstruya una sección estructural E-O en la parte Norte de la cuenca, bajo la dirección de P. Baby y M. Paz.

##### 3. Objetivos y ubicación

###### 2.1. Objetivos

El convenio tiene como objetivos la reinterpretación estratigráfica, sedimentológica y tectónica de la cuenca oriental peruana. Estos trabajos resultarán en una síntesis geológica actualizada, que permitiría a Petroperú de determinar nuevas áreas, métodos y objetivos de prospección petrolera.

En una primera etapa, dichos estudios desembocarán sobre una síntesis estratigráfica, sedimentológica y paleogeográfica de la cuenca oriental que permitirá la reconstrucción de su historia geodinámica.

En una segunda etapa, los estudios estructurales llevarán a proponer un modelo de evolución geométrica y cinemática del frente andino.

###### 2.2. Ubicación

El área estudiado consiste en la parte Norte de la cuenca oriental peruana. Involucra las cuencas Santiago, Marañón, Huallaga y Ucayali. Sin embargo, queda entendido que comparaciones y correlaciones serán efectuadas con regiones vecinas, con el fin de definir las secuencias, precisar el medio sedimentario y la edad de los estratos y de los eventos tectónicos, e integrar la evolución de la cuenca oriental en un marco regional.

#### II. PRESENTACIÓN DEL PRESENTE INFORME

##### 1. Presentación de la memoria

El estudio a cargo de Etienne Jaillard consiste en la síntesis y re-interpretación de la estratigrafía, sedimentología, evolución paleogeográfica y tectónica de la cuenca oriental durante el Cretáceo y el Paleógeno. La presente memoria constituye la primera parte de este trabajo, es decir la **síntesis estratigráfica de las series cretácicas**.

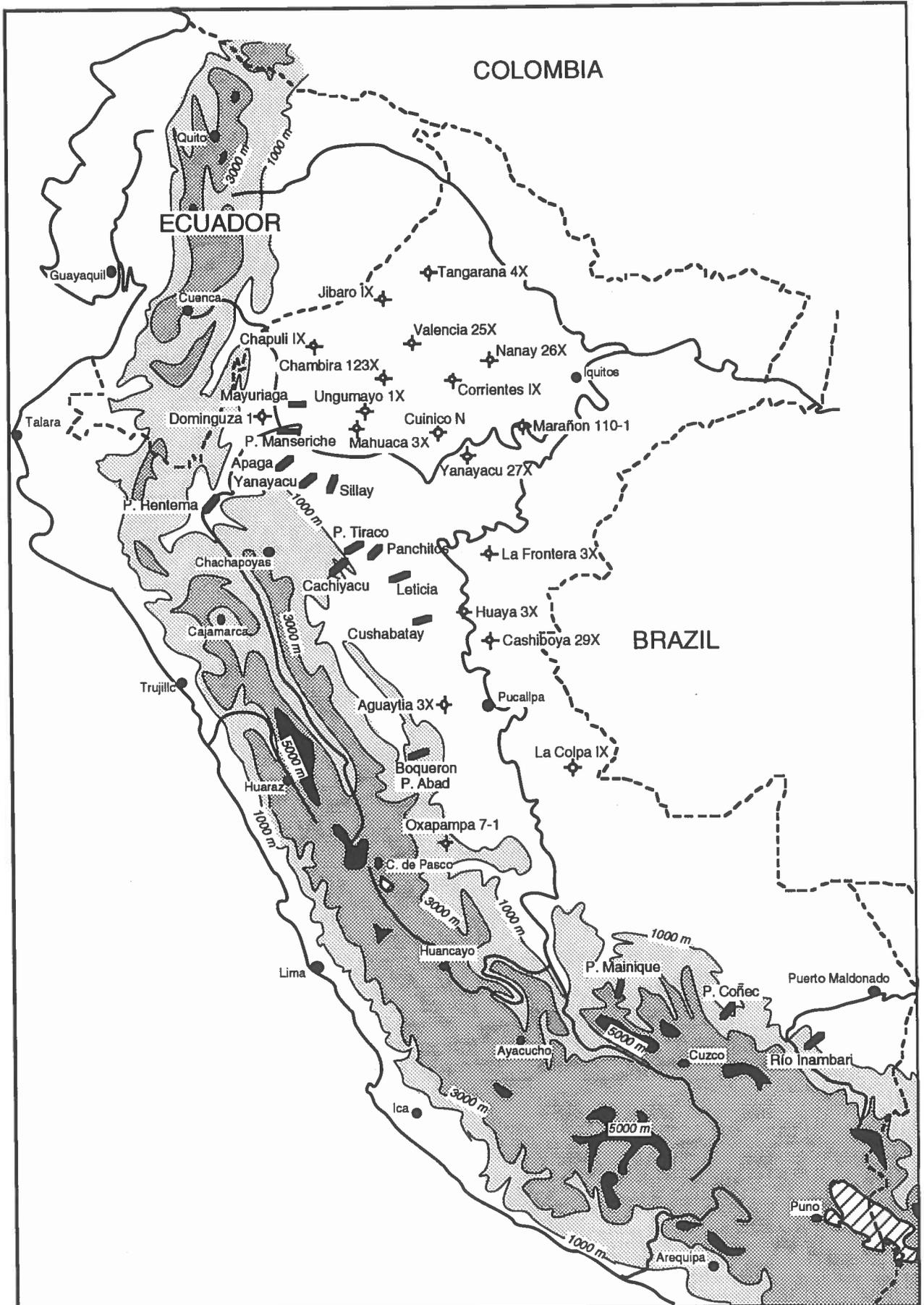


Fig. 1 : Ubicación del area de estudio, de los pozos estudiados y de las principales localidades citadas en el texto.

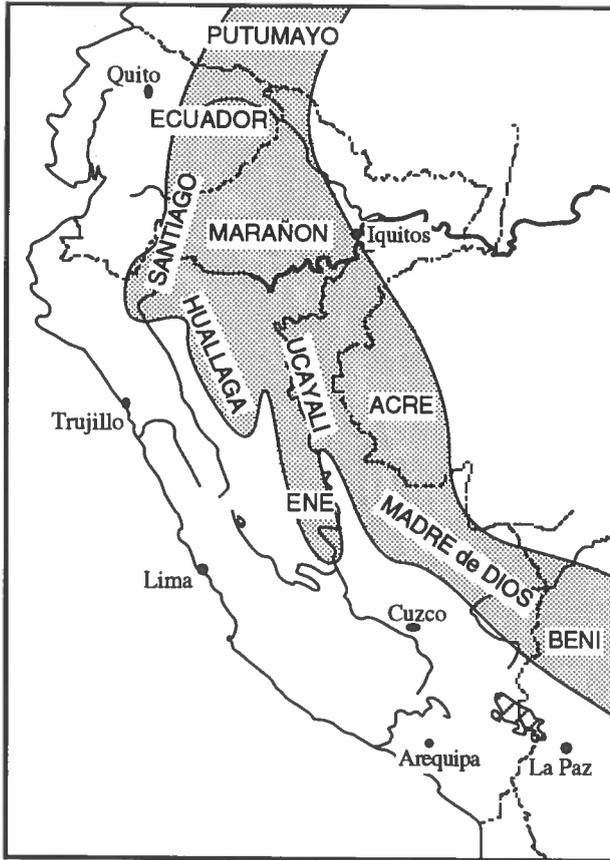


Fig. 2 : Mapa esquemático de ubicación de la cuenca oriental peruana y de las "subcuencas".

cicas y Paleógenas del Oriente peruano.

Este trabajo comprende dos partes. La primera sintetiza el estado del conocimiento de la estratigrafía de la cuenca oriental, y presenta los principales datos que estarán utilizados en los capítulos siguientes. La segunda parte consiste en la discusión de algunos problemas estratigráficos planteados por la serie de la cuenca oriental y concluye con la propuesta de un nuevo cuadro estratigráfico.

## 2. Origen de los datos

El presente estudio está basado sobre tres tipos de datos diferentes.

### 1. Estudios bioestratigráficos de la cuenca oriental

Los resultados de los trabajos bioestratigráficos anteriores constituyen la base de la discusión presentada, la paleontología siendo la base de cualquier análisis estratigráfico.

Los trabajos antiguos consisten generalmente en secciones de campo levantadas y muestreadas para la macropaleontología, y se encuentran publicados en revistas especializadas (mayormente el Boletín de la Sociedad geo-

lógica del Perú).

Los estudios recientes consisten generalmente en estudios micropaleontológicos de muestras de pozo o de secciones de campo y fueron proporcionados por los archivos de Petroperú (Informes internos inéditos). Los datos de pozos proporcionados por Petroperú e incluidos en el presente estudio son (fig. 1) :

Cuenca Marañón : Jibaro IX, Chapuli IX, Chambira 123X, Yanayacu 27X, Cuinico Norte, Tangarana 4X y Valencia (Valencia 41D para la micropaleontología, Valencia 25X para el registro de pozo),

Cuenca Santiago : Dominguzá 1;

Cuenca Ucayali : Aguaytía 3X, Huaya 3X, La Frontera 3X y (más al Sur) Oxapampa 7-1.

Además, se utilizaron los datos bioestratigráficos de los pozos y secciones siguientes :

Marañón : Nanay 26X, Ungumayo 1X, Mahuaca 3X y el registro del pozo Marañón 110-1;

Santiago : Pongo de Manseriche;

Huallaga : Pongo de Tiraco;

Ucayali : río Cushabatay;

Madre de Dios : Pongo de Mainique, río alto Inambari.

### 2. Trabajos bioestratigráficos publicados sobre regiones vecinas

Desde 25 años, y más específicamente en los 12 últimos años, los geólogos de Orstom hicieron mayormente trabajos de campo sobre las series cretácicas y terciarias de los Andes de Perú, Bolivia y Ecuador. Además, desde hace poco tiempo, están estudiando la evolución sedimentaria y tectónica del Oriente de Ecuador y Bolivia. Por lo tanto, los geólogos de Orstom llegaron a un buen conocimiento de la bibliografía, los afloramientos, la evolución sedimentaria y el marco geodinámico del margen andino.

Los datos publicados sobre estas regiones son elementos importantes de comparación y correlación, para precisar o refinar las atribuciones estratigráficas, las interpretaciones sedimentológicas y el análisis paleogeográfico y tectónico. Se deben tener en cuenta para entender la historia de la cuenca oriental en un marco más general.

## 3. Métodos de estudio

### 1. Síntesis bibliográfico

Todo trabajo de síntesis tiene que tener en cuenta los datos relevantes ya publicados sobre

el asunto. Estos datos fueron reunidos, ensamblados, comparados, seleccionados y criticados, con el fin de precisar la cronoestratigrafía de la cuenca oriental.

## 2. Calibración de las biozonas paleontológicas

Los trabajos estratigráficos llevados a cabo en los Andes para el Cretáceo conciernen principalmente el estudio de los amonites, que siguen siendo la referencia en término de estratigrafía del Mesozoico. La comparación de las escalas cronoestratigráficas en base a amonites con las biozonas micropaleontológicas establecidas en el Oriente resultaría en la calibración de ambas escalas.

Por esta razón, ha sido iniciada una revisión de los amonites cretácicos conservados en las colecciones y museos de Lima. Hasta ahora, el proyecto está financiado conjuntamente por el Instituto Francés de Estudios Andinos (IFEA), el Orstom y las Universidades de Grenoble (Francia) y Heidelberg (Alemania). Los paleontólogos involucrados son el Dr. Luc Bulot (Univ. Grenoble), especialista de los amonites del Cretáceo inferior, y el Prof. Peter Bengtson (Univ. Uppsala y Heidelberg), especialista de los amonites del Cretáceo superior. Petroperú participó, con el amable préstamo de los amonites de la sección del Pongo de Rentema.

## 3. Correlaciones secuenciales

A pesar de que el análisis y las correlaciones secuenciales pertenecen ya al dominio de la sedimentología, esta herramienta es fundamental para las correlaciones estratigráficas, y permitió ya precisar notoriamente el marco estratigráfico general de las series andinas (véase Jaillard y Sempéré 1989, Marocco et al. 1994, por ejemplo).

Además, la aparición del concepto de estratigrafía secuencial (Vail et al. 1977, 1987) puso de manifiesto que tanto la sedimentología como la paleontología están genéticamente controladas de manera dinámica por las variaciones eustáticas, que dan lugar a eventos sedimentarios y biológicos sincrónicos a escala global (Haq et al. 1987). Por lo tanto, no se puede llevar a cabo un análisis estratigráfico sin tener en cuenta la evolución sedimentaria, aun que esté encarada a grandes rasgos.

## 4. Marco geológico

El área de estudio es parte del margen activo andino, que experimenta la subducción de la placa oceánica paleo-pacífica, desde el Jurásico por lo menos (Mégard 1978, Jaillard et al. 1990). Durante el Cretáceo, el margen com-

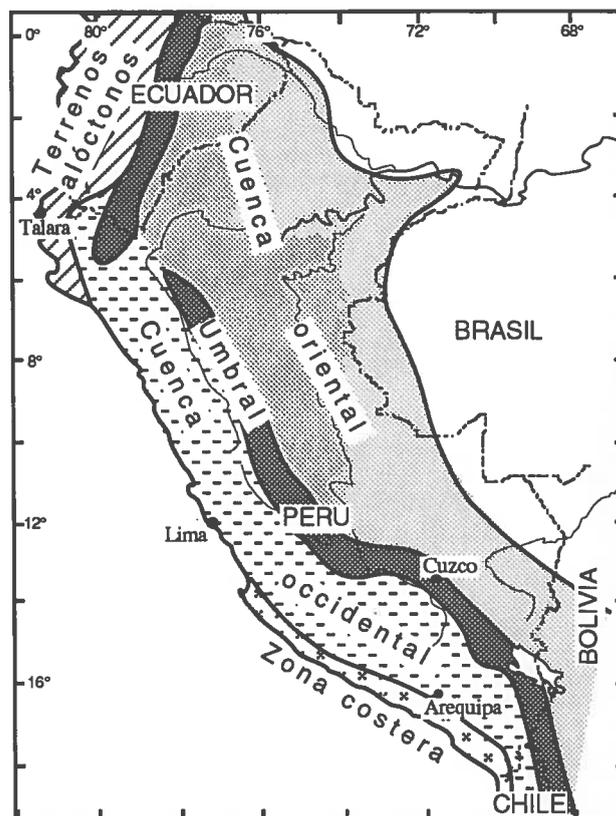


Fig. 3 : Marco paleogeográfico del margen peruano durante el Cretáceo.

prende 4 zonas paleogeográficas (fig. 3).

La zona costera, mal conocida, se individualiza a partir del Albiano, con el desarrollo de un potente arco magmático. Emerge probablemente en el Cretáceo superior-Paleógeno.

La cuenca Oeste-peruana constituye la parte distal del margen. Está caracterizada por una subsidencia importante que permite el depósito de potentes series marinas bien datadas por amonites. Está emergida a partir del Cretáceo superior (Sur Perú) o del Paleógeno (Norte).

El umbral mediano (Geanticlinal del Marañón del Norte, Eje Puno-Cuzco del Sur del Perú) es una zona positiva que separa las cuencas Oeste- y Este-peruanas. Lo constituye la cordillera oriental del Norte y Centro, y el Sur del Altiplano del Sur del Perú.

La cuenca Este-peruana o Oriente, objeto del presente estudio, se extiende hasta Ecuador y Bolivia, y hasta los escudos de Brasil y Guyana hacia el Este (fig. 3). Está caracterizada por una sedimentación mixta, marina y deltaica o continental y una subsidencia menor que en la cuenca Occidental. Las series se acuñan, y traslapan hacia el Este con el transcurso del tiempo. La sedimentación es mayormente marina durante el Cretáceo, y delgadas transgresiones marinas ocurren hasta el Mioceno inferior.

## CAPITULO II

### SINTESIS DE LOS TRABAJOS ANTERIORES

#### I. INTRODUCCION

La cuenca oriental del Perú ha sido explorada desde principios de este siglo, por geólogos mayormente alemanes y norte-americanos. La mayoría de ellos venía para la exploración petrolera, y se interesaron principalmente a la serie del Cretáceo y Terciario inferior. Sin embargo, otros, como Bassler, vinieron por pura afición. Luego, el descubrimiento de campos petrolíferos productivos incentivó el estudio más detallado de las series atravesadas por los pozos perforados especialmente en las cuencas Marañón y Ucayali, y de las secciones de campo de las cuencas Huallaga y Santiago. Este período de exploración geológica, puede ser dividida en varias épocas caracterizadas por métodos y herramientas de investigación diferentes. La variedad de los fósiles estudiados, así como los numerosos cambios de facies y la inmensidad del campo de estudio llevaron a nomenclaturas locales, asignaciones de edad imprecisas y relaciones difíciles y a veces contradictorias.

El objetivo de este trabajo es efectuar una síntesis bibliográfica de los datos existentes sobre la serie del Cretáceo y Paleógeno, criticar las atribuciones estratigráficas conocidas en función del rango conocido de las varias familias de fósiles, proponer nuevas correlaciones bioestratigráficas basadas en el análisis secuencial y el conocimiento de regiones vecinas (Andes y Altiplano peruanos, Oriente ecuatoriano) y finalmente proponer recomendaciones para alcanzar un mejor conocimiento de la estratigrafía del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca oriental peruana.

#### II. TRABAJOS ANTERIORES

##### 1. Los años 1920-1950 : la macropaleontología

Los primeros trabajos publicados sobre la geología mesozoica del Oriente peruano fueron estudios paleontológicos y estratigráficos basados en el estudio de la macrofauna, principalmente amonites para el Cretáceo y moluscos

para el Terciario (Singewald 1927, 1928, Steinmann 1929, Moran y Fyfe 1933, Wasson y Sinclair 1923) pero también paleoflora (Berry 1922). Esta época culminó con trabajos de referencia que describen los fósiles encontrados, las secciones detalladas levantadas, definen una nomenclatura estratigráfica de la serie cretácica oriental y establecen listados de los fósiles encontrados en cada unidad sedimentaria reconocida (Kummel 1946, 1948, Heim 1947, Rüegg 1947, Rivera 1949, Williams 1949, Rosenzweig 1953, Ducloz y Rivera 1956, Rivera 1956, Zagarra 1964, Willard 1966). El mismo tipo de evolución llevó a extensas síntesis paleontológicas y estratigráficas en la cuenca oriental de Ecuador (Tschopp 1948, 1953), en los Andes peruanos (Newell 1949, Benavides 1956a, 1956b, 1962, Wilson 1963) y en el resto del Perú (Iddings y Olsson 1928, Lisson 1942, Lisson y Boit 1942, Olsson 1944, Myers 1975, 1980).

##### 2. Los años 1950-1960 : El inicio de la micropaleontología

En los años 1950 y 1960, el inicio de los trabajos de perforación en la selva peruana, así como el estudio más avanzado de la estratigrafía de los Andes peruanos llevaron al desarrollo de la micropaleontología.

###### 2.1. Las carofitas

Los primeros trabajos importantes fueron estudios de las carofitas (oogonios de algas de agua dulce), que constituyen una herramienta estratigráfica irremplazable en los depósitos mayormente continentales del Cretáceo superior y Terciario (Peck y Reker 1947, Newell 1949, Rivera 1961, Koch y Blissenbach 1962a, 1962b, Fyfe 1962, Grambast et al. 1967). Dicha herramienta fue luego desarrollada en la cuenca oriental por los micropaleontólogos de Petropetrú (Gutierrez 1975, 1982) y en los Andes por paleontólogos franceses (Grambast et al. 1967, Grambast in Mégard 1978). Sin embargo, la nomenclatura taxonómica de las carofitas ha sido profundamente revisada en los últimos años, y revisiones bioestratigráficas están en curso de publicación, mayormente en base a afloramientos ubicados en los Andes (Mourier et al. 1988, Feist et al. 1989, Jaillard et al. 1993a, 1993b).

## 2.2. *Los foraminíferos y radiolarios*

El estudio de los foraminíferos y radiolarios en los depósitos del Cretáceo y Terciario inferior de la cuenca oriental no trajo resultados muy satisfactorios, ya que el ambiente de depósito fue siempre marino somero, deltaico o continental, no permitiendo el desarrollo de una microfauna pelágica variada. Sin embargo, cabe mencionar algunos trabajos micropaleontológicos que aportaron importantes precisiones estratigráficas, como el de Faucher et al. (1971) en la zona subandina ecuatoriana. En cambio, en los sedimentos del Cretáceo superior-Paleógeno, los foraminíferos bentónicos han podido ser utilizados no tanto para dar una edad absoluta a las formaciones, sino para caracterizar el ambiente y establecer una zonación bioestratigráfica relativa (zonas de *Ammobaculites*, Tschopp 1953, Gutierrez 1982, por ejemplo).

Como culminación de dicha época se puede mencionar las síntesis publicadas por Rodríguez y Chalco (1975), o las presentadas por Pardo y Zuñiga (1976), y Seminario y Guizado (1976) en el III Congreso Latino Americano de geología de Caracas en 1973.

## 3. Los años 1970-1990 : la micropaleontología adaptada a la geología petrolera

El inicio de la explotación petrolera intensiva en la cuenca oriental peruana incentivó los trabajos de micropaleontología moderna, con el estudio de los palinomorfos, los nanofósiles calcáreos y los dinoflagelados.

Dichos trabajos fueron llevados a cabo exclusivamente por compañías petroleras y empresas de consultoría, y la mayoría de los resultados no aparece publicada en revistas especializadas. Entre estos trabajos, podemos mencionar (Alvárez 1979, Robertson Research 1981, Müller y Aliaga 1981, Gutierrez 1982, Tarazona 1985, Gamarra y Aliaga 1985, Robertson Research 1990).

En el mismo tiempo, el interés para la petrografía sedimentaria y la geometría de los cuerpos sedimentarios, controlada por los medios de depositación, llevó al desarrollo de la herramienta sedimentológica en los estudios geológicos del Oriente (Soto 1979, Azálgara 1983, Robertson Research 1981, 1990, Vargas 1988, Salas 1993). Este método permite precisar o refinar las correlaciones bioestratigráficas mediante el reconocimiento de las discontinuidades, el análisis secuencial y los modelos genéticos de la estratigrafía secuencial.

## III. LOS PRINCIPALES MODELOS ESTRATIGRAFICOS ANTERIORES

### 1. La estratigrafía de Kummel (1948)

Kummel (1948) sintetizó los resultados de su propio trabajo en la parte Norte de la cuenca de Ucayali (zona de Contamana), y los de los autores anteriores, y propuso una nomenclatura estratigráfica (fig. 4) que fue posteriormente adoptada por Petroperú con ligeras modificaciones para las cuencas Santiago, Marañón, Huallaga y Ucayali (fig. 2).

El Jurásico superior (?) está representado por areniscas rojas continentales, y sobreyacido en discordancia angular por los depósitos mayormente clásticos de la Formación Oriente del Cretáceo inferior.

La Formación Oriente comprende potentes areniscas masivas fluviales con estratificaciones oblicuas (Miembro Cushabatay), sobreyacidas por depósitos transgresivos más finos (Miembro Aguanuya, término ahora abandonado). Lutitas negras intercaladas con calizas y areniscas finas contienen moluscos atribuidos al Aptiano superior y representan el máximo de la transgresión (Miembro Esperanza). Están seguidas por depósitos regresivos : areniscas arcillosas (Miembro Paco) asignadas al Aptiano y luego areniscas masivas fluviales con estratificaciones cruzadas (Miembro Agua Caliente), atribuido equivocadamente al Aptiano-Albiano (fig. 4).

Una nueva transgresión datada (equivocadamente) del Albiano (Miembro Huaya) está seguida por las lutitas, margas y calizas marinas fosilíferas de la Formación Chonta, cuya base está datada por amonites del Turoniano al Coniaciano (o aún Santoniano) según los lugares. Sin embargo, más al Oeste, Kummel (1948) nota que en el Pongo de Manseriche, la base de la Formación Chonta es de edad Albiana, evidenciando un fuerte diacronismo (fig. 5).

Las areniscas fluviales de la Formación Vivian (Cretáceo superior) están sobreyacidas por lutitas negras marinas a salobres (Fm Cachiya-cu) datadas del Cretáceo superior (Maastrichtiano probable) por ostrácodos y gasterópodos.

El Grupo Contamana, pobremente datado, sobreyace al Cretáceo (fig. 4). Consiste en una potente serie groseramente grano- y estrato-creciente depositada en ambiente continental. En la base (Fms Huchpayacu y/o Casa Blanca), contiene carofitas atribuidas entonces al Eoceno, y más arriba, restos de peces, tortugas y cocodrilos fueron atribuidos al Oligoceno o Mio-

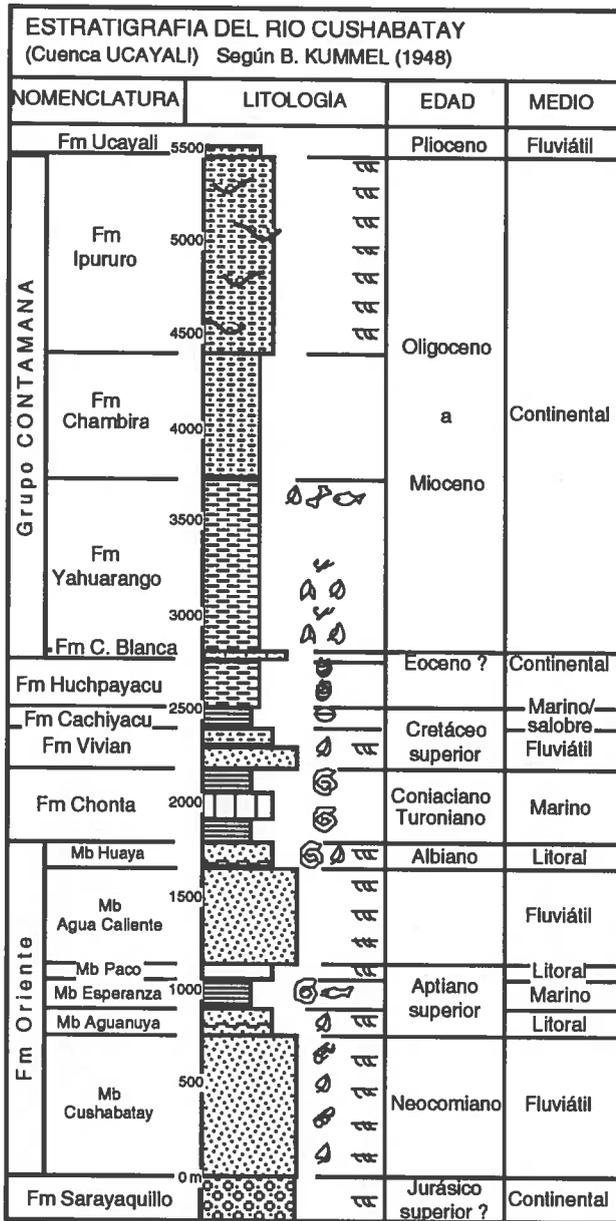


Fig. 4 : Sección generalizada de la zona del río Cushabatay (Ucayali), y modelo estratigráfico de Kummel (1948).

Depósitos cuaternarios a recientes terminan la sucesión (Formación Ucayali).

Los resultados importantes de este modelo son : (1) la definición muy precisa de unidades litológicas y de una nomenclatura, cuya validez está comprobada por el hecho de que sigue siendo utilizada; (2) la colección de macrofósiles que, a pesar de haber sido determinados con criterios ahora obsoletos, permiten correlaciones con regiones vecinas; (3) la interpretación sedimentológica de la serie del Cretáceo-Terciario, que permanece válida en sus grandes rasgos; y (4) el establecimiento del diacronismo de la transgresión del Cretáceo superior, por la puesta en evidencia del diacronismo de la base de las facies marinas de la Formación Chonta

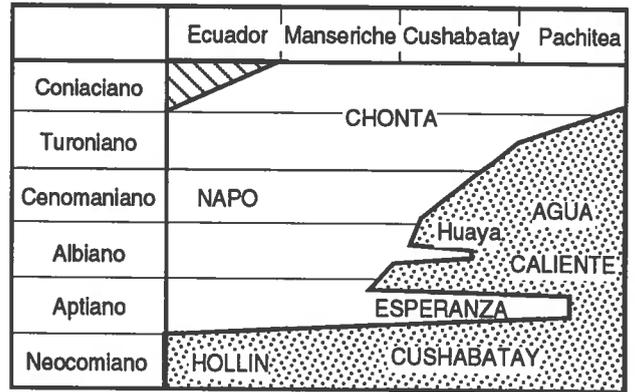


Fig. 5 : Carta cronestratigráfica de las Formaciones Oriente y Chonta del Oriente peruano, según Kummel (1948).

(fig. 5).

Sin embargo, las determinaciones paleontológicas y las atribuciones cronestratigráficas tendrán que ser revisadas. Por otro lado, la nomenclatura ha sido ligeramente modificada para responder mejor a la utilización geológica, y las interpretaciones sedimentológicas han sido considerablemente mejoradas por la aparición de los modelos sedimentológicos modernos y por la multiplicación de los datos de campo y de subsuelo.

## 2. La estratigrafía de Koch y Blissenbach (1962)

Koch y Blissenbach (1962a, 1962b) efectuaron un trabajo paleontológico basado sobre carofitas en la zona de Pucallpa y Contamana (cuenca Ucayali) y establecieron un estratigrafía detallada del Cretáceo superior-Terciario inferior (fig. 6), que, a pesar de necesitar una revisión de las determinaciones y atribuciones de la paleoflora, sigue siendo una referencia.

Para Koch y Blissenbach (1962), las lutitas marinas de la Formación Chonta están sobreyacida en concordancia por la Formación Areniscas de Azúcar, que comprende cuatro unidades sedimentarias (fig. 6) : (1) areniscas conglomeráticas litorales; (2) lutitas oscuras marinas a salobres; (3) limolitas margosas rojas continentales, más calcareas en la base; y (4) areniscas conglomeráticas. La microflora encontrada fue atribuida al Cretáceo superior. Las 4 unidades definidas se correlacionan respectivamente con las formaciones Vivian, Cachiyacu, Huchpayacu y Casa Blanca de Kummel (1948).

La Formación Sol sobreyacente comprende a su vez tres unidades (fig. 6) : (1) limolitas margosas rojas continentales con carofitas asignadas al Cretáceo terminal; (2) lutitas rojas duras con concreciones, sin carofitas; y (3) margas y limolitas rojas que pasan hacia el tope a calizas

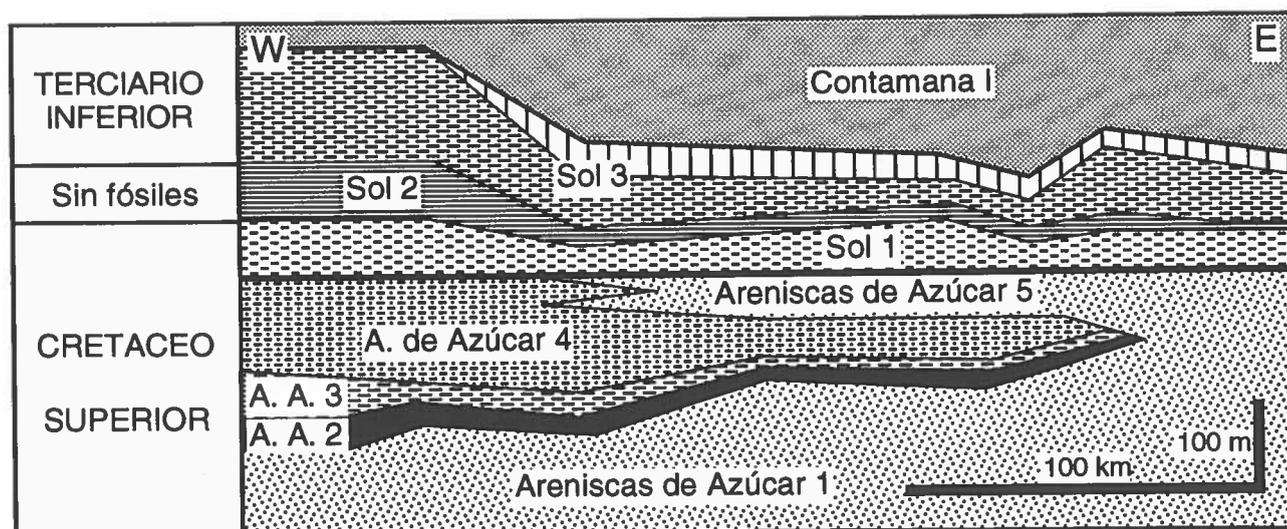


Fig. 6 : Esquema estratigráfico y sedimentario de las "Capas Rojas" del Cretáceo superior y Terciario inferior en la zona de Contamana, según Koch y Blissenbach (1962).

margosas lacustres, con carofitas atribuidas al Terciario. Koch y Blissenbach (1962) correlacionaron la Formación Sol con la Formación Yahuarango de Kummel (1948).

El Grupo Contamana fue dividido en 3 unidades (fig. 6). (1) La Formación Contamana I consiste en capas rojas finas, separadas por un horizonte de arcilla dura, erosionada por un nivel constante de areniscas. (2) La Formación Contamana II es un delgado nivel marino margoso con lumaquelas de ostras, ostrácodos y gasterópodos, correlacionado con la Formación Chambira (Kummel 1948) y la Formación Pozo, considerada entonces como del Oligoceno (Williams 1949). (3) La Formación Contamana III consiste en capas rojas fluviátiles que se diferencian de las de la Contamana I por ser más gruesas y tener estratos más potentes.

A pesar de atribuciones cronoestratigráficas ahora obsoletas, la biozonación de carofitas definida sigue estando utilizada, y este trabajo constituye un modelo de precisión estratigráfica.

### 3. El establecimiento de biozonas micropaleontológica : de Seminario y Guizado (1976) a Müller y Aliaga (1981)

Las síntesis bioestratigráficas de Seminario y Guizado (1976), Robertson Research (1981), Müller y Aliaga (1981) y Gutierrez (1982) reutilizan la nomenclatura de Kummel (1948), elevando al rango de Grupo la Formación Oriente, y al rango de formación los miembros constituyentes (fig. 4 y 7). Seminario y Guizado (1976), basándose sobre los trabajos pioneros de Elsik (1964, 1966), Brenner (1968) y Lammons (1968) no precisaron las atribuciones estratigráficas anteriores, pero propusieron una primera zonación bioestratigráfica para los de-

pósitos del Terciario.

La biozonación palinológica preliminar de Seminario y Guizado (1976) para el Terciario fue completada y precisada por Robertson Research (1981), a través del estudio de la sección del Pongo de Manseriche y de los pozos de Belen, Corrientes, Ungumayo, Yanez, Yarina y Santa Lucia de la cuenca Marañon, y Tiruntan de la cuenca Ucayali.

Müller y Aliaga (1981) definieron una biozonación para el Cretáceo, basándose en el estudio de las secciones del Pongo de Tiraco (límite cuencas Huallaga-Marañon), río Cushabatay (cuenca Ucayali), Pongo de Manseriche (límite cuencas Santiago-Marañon), y de los pozos Huasaga, Valencia, Nahuapa y Putuime de la cuenca Marañon (fig. 7).

Dichos estudios permitieron a Gutierrez (1982) de calibrar la zonación de carofitas y foraminíferos establecida en base al estudio de numerosos pozos y secciones en toda la cuenca oriental (Gutierrez 1975). Los datos expuestos a continuación provienen de dichos trabajos.

#### 3.1. Formación Cushabatay

Lammons (1968) determinó helechos del Jurásico en la Formación Sarayaquillo, y palinómorfos del Albiano en la Formación Cushabatay (Pongo de Tiraco), siendo probable una edad neocomiana para su parte inferior (Seminario y Guizado 1976).

En la Formación Cushabatay de la parte occidental de la cuenca Marañon, Müller y Aliaga (1981) identificaron dos biozonas. La biozona inferior de *Dicheiropollis etruscus*, con *Caytonipollenites palidus*, *Zonalapollenites* y un predominio de *Classopolis* spp. caracteriza el terciario inferior de la formación (Gamarra y Alia-

ga 1985, Tarazona 1985). Su edad es Berriasiano según Müller (1981) y Gamarra y Aliaga (1985), Neocomiano según Aliaga (1981), Valanginiano inferior a medio según Tarazona (1985). Indica un clima semi-árido y un medio de pantanos (Tarazona 1985).

La biozona superior de *Pentapsis valdiviae*, caracterizada por la ocurrencia de *P. valdiviae*, *Peromonolites peroreticulatus*, *Reticulatasporites jardinus*, *Zonalapollenites dampieri* y la escasez de *Classopolis* spp., se encuentra en el tope de la Formación Cushabatay y la base de la Formación Esperanza (Gamarra y Aliaga 1985). Su edad es Aptiano terminal y Albiano basal (Müller 1981, Gamarra y Aliaga 1985) e indica un clima cálido y húmedo (Tarazona 1985). Por lo tanto, Müller (1981) supuso la existencia de un hiato sedimentario importante entre estas dos biozonas (fig. 7).

### 3.2. Formación Esperanza (o Raya)

Brenner (1968) y Lammons (1968) determinaron palinomorfos del Albiano-Turoniano en la Formación Esperanza de los ríos Cushabatay, Huallaga, de la zona de Tarapoto y en el Pongo de Tiraco. Sin embargo, el gran número de especies nuevas no permitió precisar la edad.

Luego, Robertson Research (1981) determinó una edad Albiano inferior a medio para la misma formación, en base a palinomorfos (zona de *Reyrea polymorphus*, asociado con *Perotriletes pannuceus*, *Reticulatasporites jardinus* y pequeños *Classopolis* spp.) (fig. 7).

Además de la zona de *P. valdiviae* del Albiano basal que caracteriza la base de la Formación Esperanza, Müller y Aliaga (1981) definieron dos zonas palinológicas para la Formación Esperanza (río Cushabatay, Pongo de Tiraco).

La zona inferior, de "*Pseudosofrepites*" (*Pentapsis*) con abundantes *Reticulatasporites jardinus* y *Classopolis* spp., caracteriza la parte media de la formación y indica el Albiano inferior.

La zona superior de *Elaterosporites protensus* asociado con *E. klaszi*, *E. verrucatus*, *Pentapsis valdiviae* y *Reticulatasporites jardinus*, es de edad Albiano medio a superior (fig. 7).

Además, Müller nota que estas tres biozonas son muy constantes, e indica que la Formación Esperanza constituye un buen nivel-guía cronoestratigráfico.

### 3.3. Formación Agua Caliente

Brenner (1968) y Lammons (1968) determinaron palinomorfos del Albiano-Turoniano en

la Agua Caliente, y no fue precisado por el estudio de Robertson Research (1981), ya que la Formación Agua Caliente s.s. no aflora en el Pongo de Manseriche.

En cambio, Müller y Aliaga (1981), en base a las ostras determinadas por Williams (1949) y a un estudio detallado de los palinomorfos determinaron una edad Cenomaniano para la mayor parte de la formación, siendo el tope del Turoniano inferior. Definen tres biozonas (fig. 7).

En la parte inferior de la formación, la zona de *Elaterosporites klaszi* (con abundantes *Ephedrites* aff. *brasiliensis*) caracterizaría el Albiano superior y el Cenomaniano inferior.

La zona de *Elaterocolpites castelaini*, ya definida por Robertson Research (1981), data la parte mediana de la formación del Cenomaniano inferior a medio.

Las zonas de *Elateroplicites africaensis* (asociado con *Elaterosporites klaszi*, *Ephedrites* y *Tricolpites*) indicarían el Cenomaniano medio-base del Cenomaniano superior para la parte media a superior de la Formación Agua Caliente. La zona de *Triorites africaensis* (con *Galeacornea*, *Elateroplicites africaensis*, *Gnetaceaepollenites diversus*), encontrada localmente en la parte inferior de la formación (Pongo de Manseriche, río Cushabatay), indica el Cenomaniano superior.

Finalmente, la zona de *Gnetaceaepollenites crassipoli* (con *G. similis*, *G. diversus* y *Galeacornea* sp.), que caracteriza el tope de la Formación Agua Caliente de la cuenca Marañón y la base de la Formación Chonta del Pongo de Manseriche, indica una edad Turoniano inferior y probablemente Cenomaniano terminal.

### 3.4. Formación Chonta

En la Formación Chonta, Seminario y Guizado (1976) mencionaron foraminíferos bentónicos del Cretáceo superior y foraminíferos planctónicos del Coniaciano-Santoniano, siendo probablemente presente el Cenomaniano en el Pongo de Rentema (Haller 1973, inédito).

Robertson Research (1981) determinó tres zonas palinológicas en la Formación Chonta (fig. 7).

La zona de *Elaterocolpites castelaini*, *Elateroplicites africaensis* y *Sofrepites legouxae* data la parte inferior de la Formación Chonta del Albiano superior-Cenomaniano inferior en el Pongo de Manseriche.

La zona de *Triorites africaensis* del Ceno-

maniano superior-Turoniano caracteriza la parte media de la formación en el Pongo de Manserliche y la cuenca Marañon.

Finalmente, la zona de *Hexaporotricolpites emilianovi* de la parte superior de la Formación Chonta (Pongo de Manserliche y cuenca Marañon), caracterizaría el Coniaciano-Santoniano (Robertson Research 1981).

Müller y Aliaga (1981) en base a un análisis de los amonites, foraminíferos y palinomorfos, fecharon la Formación Chonta del intervalo Turoniano inferior - Santoniano. Además de la zona de *G. crassipoli* (Cenomaniano terminal-Turoniano inferior) de la base de la formación en el Pongo de Manserliche, identificaron 4 biozonas palinológicas (fig. 7).

La zona de *Ephedrepites* con estrías finas se encuentra en la base de la formación, y caracteriza el Turoniano.

La zona de *Tricolpites* y *Tricolporites* fecha la parte inferior de la Formación Chonta del Turoniano a Coniaciano (?) (Pongo de Tiraco y río Cushabatay).

La zona de *Tricolporopollenites S 152* (con abundantes *Tricolpites* y *Tricolporites*) caracteriza la parte mediana de la formación y representa probablemente el Coniaciano.

La zona de *Zlvisporites* (caracterizada por la aparición de dicho género y la abundancia de los géneros *Tricolporites*, *Tricolpites* y *Monocolpites*) corresponde al tope de la Formación Chonta e indica una edad santoniana.

Además, Müller nota que el contacto entre las formaciones Agua Caliente y Chonta puede ser diacrónico y corresponde localmente a una laguna estratigráfica del Cenomaniano superior-Turoniano inferior (pozo Valencia 25-X).

Gutierrez (1982) menciona la ocurrencia de *Tectochara nusiniscateensis* en la parte superior de la Formación Chonta de la cuenca Madre de Díos, que atribuye al Santoniano. En las cuencas de Marañon, Huallaga y Ucayali, se reconoció una zona de *Ammobaculites* spp., asociada con otros foraminíferos bentónicos y algunos planctónicos (*Globotruncana* sp., *Globigerina* sp.), ostrácodos y fósiles marinos, asignada al intervalo Turoniano-Santoniano. En las mismas áreas, en el tope de la Formación Chonta, Gutierrez (1982) identificó una zona de *Brachycythera* sp. con abundantes ostrácodos y microgasterópodos, que sobreyace a la zona de *Ammobaculites*. Le asignó la misma edad como la zona anterior.

### 3.5. Formación Vivian

En la Formación Vivian de la región de Contamana, Elsik (1964, 1966) determinó una rica asociación de esporas correspondientes mayormente a géneros nuevos. Por lo tanto, no llevaron mucha precisión cronoestratigráfica. Seminario y Guizado (1976) piensan que abarca el Campaniano y parte del Maastrichtiano.

Dicha interpretación fue confirmada por Robertson Research (1981) que definió la zona de *Crassitricolporites brasiliensis*, marcada por la presencia de *Buttinia andreevi*, *Gabonisoris vigourouxii* y *Foveotriletes margaritae* entre otros (fig. 7).

Müller y Aliaga (1981) definieron la zona de *Monocolpopollenites SCI 39C*, asociado con *Proteacidites tienabaensis* y *Zlvisporites*, en la Formación Vivian y la parte inferior de la Formación Cachiyacu (río Cushabatay, Pongo de Tiraco). Estos especímenes son marcadores del Senoniano superior de África occidental. Le asignaron una edad comprendida entre el Santoniano inferior ? y el Campaniano-Maastrichtiano inferior. Además notaron que la base de la Formación Vivian podría constituir una buena línea de tiempo.

Gutierrez (1982) la considera como zona estéril.

### 3.6. Formación Cachiyacu

El contenido fosilífero de la Formación Cachiyacu (ostrácodos, gasterópodos, foraminíferos aglutinados) fue atribuido al Cretáceo terminal por Seminario y Guizado (1976).

Müller y Aliaga (1981) confirmaron esta edad con la determinación de una zona de *Gabonisoris* sp. caracterizada por numerosos *Monocolpopollenites SCI 39C*, e interpretada como de edad Maastrichtiano, que se encuentra tanto en la Formación Cachiyacu como en la Formación Huchpayacu sobreyacente (fig. 7). Gutierrez (1982) identificó una zona de *Ammobaculites* "C", que corresponde a la Formación Cachiyacu.

### 3.7. Formación Huchpayacu

La Formación Huchpayacu, rica en carofitas, fue atribuida al Terciario inferior por Seminario y Guizado (1976, zona de *Sphaerochara brewsterensis*), que notan que dicha zona podría corresponder localmente a la transición Cretáceo superior-Terciario.

Robertson Research (1981) distingue una zona inferior de *Rhabdochara rolli* del Paleoceno inferior y una zona superior de *Porochara gildemeisteri* (ahora conocido como *Feistiella*

*gildemeisteri*) del Paleoceno superior.

En cambio, Müller y Aliaga (1981), al encontrar *Gabonisorites vigourouxi* en la Formación Huchpayacu del Pongo de Tiraco (zona de *Gabonisorites* sp.), concluyeron con una edad del Maastrichtiano inferior (fig. 7).

Dicha interpretación fue adoptada por Gutiérrez (1982), que asignó una edad maastrichtiana a las zonas de *Rhabdochara rolli* y *Porochara gildemeisteri* (ahora conocida como

*Feistiella gildemeisteri*) que caracterizan la Formación Huchpayacu.

### 3.8. Formación Casa Blanca

Seminario y Guizado (1976) mencionaron palinomorfos con características especiales que requerían estudios detallados, pero piensan que son del Terciario.

Robertson Research (1981) definió una zona de *Proxapertites operculatus* que cubre la For-

	Seminario y Guizado 1976	Robertson Research 1981	Müller y Aliaga 1981 Gutierrez 1982
Mioceno	<i>T. ucayalensis</i> Chambira ostrácodos	<i>T. ucayalensis irregularis</i> Pebas <i>C. vanraadshooveni</i> <i>P. macroptera</i>	Chambira <i>Tectochara ucayalensis principalis</i>
Oligoceno	Pozo (= Yahuarango)	Chambira <i>Magnastriat. howardi</i> <i>Tectochara parva</i> <i>Tectoch. ucayalensis</i>	
Eoceno	Casa Blanca	Pozo <i>Verrucatosporites usmensis</i> Sol <i>Monoporites annulatus</i> <i>Nitellopsis supraplana</i> Yahuarango <i>Sphaerochara</i> spp.	Pozo ostrácodos <i>Ammobaculites P</i>
Paleoceno	Huchpayacu <i>Sphaerochara brewsterensis</i>	Casa Blanca <i>P. operculatus</i> Huchpayacu <i>F. gildemeisteri</i> <i>Rhabdoch. rolli</i>	Yahuarango <i>Nitellopsis supraplana</i> <i>Sphaerochara</i> spp.
Maastrichtiano	Cachiyacu	Cachiyacu ?	Casa Blanca <i>A. senegalensis</i> Huchpayacu <i>Gabonisorites</i> Cachiyacu
Campaniano	Vivian	Vivian <i>Crassitricolp. brasiliensis</i>	Vivian <i>Monocolpopollenites SCI 39C</i>
Santoniano	Chonta	C h o n t a n t a	<i>Zlvisporites</i> spp.
Coniaciano			<i>Tricolporopollenites S 152</i> <i>Tricolpites</i> y <i>Tricolporites</i> <i>Ephedrepites</i> (estrias finas)
Turoniano	Agua Caliente y	<i>Triorites africaensis</i>	<i>Gnetaceaep. crassipoli</i> <i>Triorites africaensis</i> <i>Elateroplic. africaensis</i>
Cenomaniano		<i>Elaterocolpites castelaini</i>	<i>Elaterocolp. castelaini</i> <i>Elaterosporites klaszi</i>
Albiano	Esperanza	Esperanza <i>Reyrea polymorphus</i>	<i>Elaterosp. protensus</i> Esperanza "Pseudosofrepites" <i>Pentapsis valdiviae</i>
Aptiano	Cushabatay		<i>Pentapsis valdiviae</i>
Neocomiano			Cushabatay <i>Dicheiropollis etruscus</i>
Júrasico sup.	Sarayaquillo		

Fig. 6 : Nomenclaturas, estratigrafía y biozonaciones de la serie del Cretáceo - Terciario del Oriente peruano, por Seminario y Guizado (1976), Robertson Research (1981) y Müller y Aliaga (1981) con Gutiérrez (1982).

mación Casa Blanca, y le asignó una edad indiferenciada del Paleoceno-Eoceno.

En cambio, Müller y Aliaga (1981) encontraron una rica asociación de pólenes y esporas en la Formación Casa Blanca (río Cushabatay), entre los cuales *Buttinia andreevi*, *Foveotriletes margaritae*, *Tricornites elongatus* y *Aquilapollenites senegalensis* indicaban una edad Maastrichtiano superior (Jardiné y Magloire 1964, Regali et al. 1974)(fig. 7). La ausencia de carofitas no permitió a Gutierrez (1982) de opinar al respecto.

### 3.9. Formación Yahuarango

Seminario y Guizado (1976) propusieron el nombre de Formación Pozo para esta unidad y le asignaron una edad Terciaria (Oligoceno ?, Williams 1949) en base a ostrácodos y foraminíferos bentónicos.

En la Formación Yahuarango, Robertson Research (1981) identificó una zona de *Sphaerochara* sp., con palinomorfos muy similares a los de su zona de *P. operculatus* y le asignó una edad Eoceno basal.

En la Formación Yahuarango, Gutierrez (1982) definió una zona inferior de *Sphaerochara* sp. y una zona superior de *Tectochara supraplana* (ahora conocida como *Nitellopsis supraplana*), atribuidas al Paleoceno inferior y superior respectivamente (fig. 7).

Cabe notar que Robertson Research (1981) definió además, una zona de *Nitellopsis supraplana* (anteriormente *Tectochara supraplana*) y una zona de *Monoporites annulatus*, que pertenecerían a la Formación Sol, ubicada entre la Formación Yahuarango y la Formación Pozo, y que atribuyen al Eoceno medio.

### 3.10. Formación Pozo

Robertson Research (1981) y Gutierrez (1982) distinguieron una zona inferior de *Amobaculites "P"* (que asegura que dicha formación es de origen marina a salobre), una zona mediana de ostrácodos, y una zona superior de *Verrucatosporites usmensis*, siendo esta última del Eoceno superior (fig. 7). Está asociada con algas de agua dulce *Pediastrum* sp. en los bordes de la cuenca.

### 3.11. Formación Chambira

En la Formación Chambira, Seminario y Guizado (1976) definieron una zona inferior de ostrácodos y una zona superior de *Tectochara ucayalensis*, y asignan tentativamente la formación al Mioceno.

Robertson Research (1981) identificó una

zona inferior de *Tectochara ucayalensis*, una zona mediana de *Tectochara parva* y una zona superior de *Magnastriatites howardi* en la Formación Chambira, siendo la última zona de edad Oligoceno-Mioceno inferior (fig. 7).

Gutierrez (1982) asignó una edad Mioceno a la zona de *T. ucayalensis principalis* de la parte inferior de la Formación Chambira.

### 3.12. Formación Pebas

La edad de la Formación Pebas, de origen marino a salobre, ha sido ampliamente debatida. Seminario y Guizado (1976) reconocieron una zona de *Pseudolacuna macroptera* y concluyen con una edad del Mioceno superior-Plioceno (fig. 7), a pesar de la presencia de un polen conocido en el Mioceno de Colombia.

Robertson Research (1981) notó la presencia de *Rotalia* sp. que indica un ambiente esporádicamente marino y reconoció la zona de *P. macroptera*. Está sobreyacida por la zona de *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, que, asociado con *Cicatricosisporites dorogensis*, indica una edad Mioceno inferior tardío a Mioceno medio temprano.

### 3.13. Las formaciones post-Pebas

La base de la serie que sobreyace a la Formación Pebas contiene carofitas identificadas con la zona de *Tectochara ucayalensis irregularis* por Robertson Research (1981) que le asigna tentativamente una edad Mioceno superior.

## IV. LA BIOZONACION DE ROBERTSON RESEARCH (1990)

En un nuevo trabajo esencialmente palinológico, Robertson Research (1990) completó y precisó las zonaciones palinológicas de la serie cretácica y terciaria del Oriente peruano. Reconocen las siguientes biozonas (fig. 8).

### 1. Neocomiano

El Neocomiano s.s, abarca el intervalo Berriasiano-Barremiano. Dos zonas han sido encontradas.

#### 1.1. La zona de *Dicheiropollis etruscus*.

El rango conocido de *D. etruscus* siendo Tithoniano-Barremiano inferior, la zona no puede ser más joven que el Barremiano inferior. El medio de depósito es continental, de agua dulce.

#### 1.2. La zona de *Aequitriradites spinulosus*

La zona de *A. spinulosus* sería una verdadera biozona, pero su edad (Barremiano superior ?) es aproximada (fig. 8).

En Chambira 123X, se determinaron pólenes del Cretáceo inferior indiferenciado : *Cicatricosisporites australiensis*, *Classopolis* sp., y un medio de agua dulce.

## 2. Aptiano

El Aptiano comprende dos biozonas.

### 2.1. La zona de *Afropollis operculatus*

La zona de *A. operculatus* constituye una biozona cronoestratigráfica de edad Aptiano inferior (fig. 8). La especie index está asociada con *Afropollis zonatus*, *Callialasporites trilobatus*, *Cicatricosisporites* sp., *Classopolis* sp., *Subtilisphaera terrula* y *Verrucosisporites* sp. (Yanayacu 27X, Aguaytía 3X). Su tope está definido por la desaparición de *A. operculatus* y *C. trilobatus*. El medio sedimentario determinado es continental (Yanayacu 27X) a marino marginal (Cashiboya 29X, Aguaytía 3X, abundantes mioesporas, escaso microplancton).

### 2.2. La "zona" de *Exesipollenites tumulus*

El Aptiano superior estaría localmente atestado por la presencia de *E. tumulus*, que se encontró en un solo pozo. La zona está caracterizada por la presencia de *Callialasporites trilobatus*, *Cicatricosisporites* sp., *Classopolis* sp. y *Verrucosisporites* sp. (Yanayacu 27X). El medio sedimentario determinado es continental.

## 3. Albiano

El Albiano ha sido dividido en cuatro biozonas.

### 3.1. La zona de *Pentapsis valdiviae*

La zona de *P. valdiviae* es del Albiano inferior. Su tope está definido por la desaparición del fósil guía. Está también conocida en Brazil (véase la zona homónima de Müller y Aliaga 1981, fig. 7 y 8). Contiene también *Cretaceiporites polygonalis*. La presencia de numerosas mioesporas y escasos dinoflagelados indica un medio marino marginal. Sin embargo, en Cashiboya 29X, la parte inferior del intervalo es de agua dulce, mientras que el tope es de medio marino marginal. En Yanayacu 27X, la ausencia de dinoflagelados indica un medio de agua dulce para el intervalo.

### 3.2. La zona de *Elateropollenites jardinei*

La zona de *E. jardinei*, también conocida en Brazil, representaría la parte inferior del Albiano medio. Está frecuentemente ausente.

### 3.3. La zona de *Stellatopollis barghoornii*

La zona de *S. barghoornii* constituye una auténtica zona biocronológica, que comprende numerosas especies diagnósticas del Albiano medio. Su tope está definido por la desaparición de *Chichaouadinium boydii*, *Clavatricolpites "warii"*, *Elaterocolpites pentarhethus*, *Gemmatriletes clavatus*, *Regalipollenites "incai"*, *Reyrea polymorpha*, *Steevesipollenites dayanii*, *S. barghoornii*, *Striatricolpites reticulatus* y *Subtilisphaera perlucida*. En esta zona se encuentran también *Alaticolpites limae*, abundantes *Deltoidospora* spp., *Retimonocolpites* aff. *peroreticulata*, *Steevesipollenites dayanii*, abundantes *Perotriletes pannuceus*, *Reyrea polymorpha* y *Striatricolpites striatus*. El medio de depositación es marino marginal, por la presencia de escasos dinoflagelados, abundantes mioesporas y localmente de microplancton.

### 3.4. La zona de *Elaterosporites protensus*

La zona de *E. protensus* caracteriza el Albiano superior, y corresponde a una verdadera biozona (véase la zona homónima definida por Müller y Aliaga (1981) en la parte superior de la Formación Esperanza, fig. 8). El tope está definido por la desaparición de *Callialasporites dampieri*, *Elaterosporites klaszi*, *E. protensus* y *E. verrucatus*. Contiene también *Alaticolpites limai* y *Tetracolpites* sp. SCI.399. Dinoflagelados (*Dinopterygium cladoides*, *Florentinia cooksonia*, *Michrystidium* sp.) y microfóraminíferos chitinosos indican un medio de mar marginal, excepto en Huaya 3X y Aguaytía 3X (agua dulce). En Oxapampa 7-1, se encontraron también algas de agua dulce, mezcladas con microfauna marina.

## 4. Cenomaniano

Tres biozonas han sido definidas en el Cenomaniano.

### 4.1. La zona de *Afropollis jardinus*

El tope de la zona de *Afropollis jardinus*, del Cenomaniano inferior, coincide con la desaparición de dicha especie. Cuando está presente, la ocurrencia de escaso microplancton evidencia un medio marino marginal.

### 4.2. La zona de *Elaterosporites pseudoklaszii* nov. sp.

La zona de *E. pseudoklaszii*, definida por la desaparición de *Elaterosporites castelaini* y *E. pseudoklaszii*, representaría el Cenomaniano medio y/o la parte inferior del Cenomaniano superior. Contiene también *Alaticolpites limae* y *Hexaporotricolpites protoniei*. La presencia

de escaso microplancton, y localmente de microforaminíferos chitinosos indica un medio marino marginal, localmente muy marginal (La Frontera 3X), de agua dulce (Valencia 41D) o aun continental (Yanayacu 27X), sugierendo un ambiente deltaico (Cuinico Norte).

#### 4.3. La zona de *Gnetaceaepollenites diversus*

La zona de *G. diversus*, caracterizada por la presencia de *Classopolis major*, *C. brasiliensis*, *Crassulina* sp., *Gnetaceaepollenites clathratus*, *G. diversus* y *Triorites africaensis*, data el Cenomaniano terminal y puede ser considerada como una verdadera biozona, por com-

paración con Africa y Brazil (véase la zona de *T. africaensis* de la Formación Agua Caliente definida por Müller y Aliaga 1981, fig. 8). La presencia de abundante microplancton, la predominancia de mioesporas y la existencia de dinoflagelados (*Florentina* sp., *Palaeohystrichophora infusorioides*) indican un medio marino interno a marginal. Sin embargo, en Yanayacu 27X y Cuinico Norte, están asociados con numerosos helechos de agua dulce.

#### 5. Turoniano

##### 5.1. La zona de *Gnetaceaepollenites crassipoli*

La zona de *G. crassipoli* corresponde al Tu-

	Müller y Aliaga (1981)	Robertson Research (1990)
Plio-Pleistoceno		<i>Cyatheacidites annulatus</i>
Mioceno	<i>T. ucayalensis principalis</i>	<i>Crassoretitrites vanraadshooveni</i>
Oligoceno		<i>Cicatricosisporites dorogensis</i>
Eoceno	Ostrácodos	<i>Striatricolporites undulatus</i> y <i>Chenopod.</i>
	<i>Ammobaculites</i> "P"	<i>Foveotricolpites perforatus</i> y algas
Paleoceno	<i>N. supraplana</i> (= <i>T. supraplana</i> )	Estéril
	<i>Sphaerochara</i> spp.	
Maastrichtiano	<i>Gabonisorites</i>	<i>Gabonisorites vigourouxii</i> (z. de facies ?)
		<i>Ariadnaesporites spinosus</i> (zona guía)
Campaniano	<i>Monocolpopollenites</i> SCI 39C	<i>Cyclusphaera euribei</i>
		<i>Auriculidites reticulatus</i>
Santoniano	<i>Zlivisorites</i>	<i>Tricolpites microstriatus</i> (mal datada)
		<i>Droseridites senonicus</i>
Coniaciano	<i>Tricolporopollenites</i> S 152	<i>Psilabrevitricolpites fidelii</i> (zona guía)
	<i>Tricolpites</i> y <i>Tricolporites</i>	<i>Incapollis enricii</i>
Turoniano	<i>Ephedrepites</i> (estrías finas)	Estéril
	<i>G. crassipoli</i>	<i>Gnetaceaepollenites crassipoli</i> (z. guía)
Cenomaniano	<i>T. africaensis</i>	<i>Gnetaceaepollenites diversus</i> (zona guía)
	<i>E. africaensis</i>	<i>Elaterosporites pseudoklaszii</i>
	<i>E. castelaini</i>	
	<i>E. klaszi</i>	<i>Afropollis jardinus</i>
Albiano	<i>E. protensus</i>	<i>Elaterosporites protensus</i>
	<i>Pseudosofrepites</i>	<i>Stellatopollis barghoornii</i> (zona guía)
	<i>P. valdiviae</i>	<i>Elateropollenites jardinei</i>
Aptiano	Laguna	<i>Pentapsis valdiviae</i>
		<i>Exesipollenites tumulus</i> (mal datada)
Barremiano	estratigráfica (?)	<i>Afropollis operculatus</i> (zona guía ?)
		<i>Aequitriradites spinulosus</i> (mal datada)
Hauteriviano		<i>Dicheiropollis etruscus</i>
Valanginiano		
Berriasiano	<i>D. etruscus</i>	

Fig. 7 : Comparación de las biozonas palinológicas de Müller y Aliaga (1981) y Robertson Research (1990) para la serie cretácica del Oriente.

roniano inferior (véase la zona homónima de Müller y Aliaga 1981). Su tope está definido por la desaparición de *G. crassipoli* y/o de *Elaeteroplicites africaensis*. Constituye una biozona cronológica confiable, calibrada por nanofósiles. En Chapuli IX, están asociados con el nanofósil *Eprolithus planus* del Turoniano basal. La presencia de abundantes mioesporas y de escasos dinoflagelados indica un medio sedimentario marino marginal.

### 5.2. El Turoniano superior

El Turoniano superior no ha sido reconocido micropaleontológicamente (Robertson Research 1990, fig. 8).

## 6. Coniaciano

Dos zonas han sido atribuidas al Coniaciano.

### 6.1. La zona de *Incapollis enricii* nov. gen. nov. sp.

La zona de *I. enricii* es del Coniaciano inferior, por contener localmente el pólen *Droseridites senonicus* (no más antiguo que el Coniaciano) y nanofósiles no más jóvenes que el Coniaciano inferior. El tope se define por la extinción de *I. enricii* y/o de *Tetracolporopollenites pseudoreticulatus* nov. sp.. Contiene además *Tricolpites giganteus*. En Cuinico Norte, Jibaro IX y Chapuli IX, están asociados con los nanofósiles *Eiffelithus turriseifelli*, *Eprolithus* sp. 7, *E. floralis*, *Lithastrinus* sp. 9, *L. moratus*, *Prediscosphaera cretacea* y *Tranolithus phacelosus*. El medio de depósito es marino marginal a marino interno, por la abundancia de mioesporas, microforaminíferos chitinosos y dinoflagelados (*Aretoligera* sp., *Odontochitina porifera*, *Oligosphaeridium pulcherrium*, *Paleohystrichophora infusorioides*, *Spiniferites* sp., *Subtilisphaera* sp.).

### 6.2. La zona de *Psilabrevitricolpites fidelii* nov. sp.

La zona de *P. fidelii* parece ser una verdadera zona del Coniaciano superior, calibrada por nanofósiles. Está definida por la desaparición de *P. fidelii* y/o de *Tricolporopollenites S.152* (véase la zona de *T. S.152* definida por Müller y Aliaga 1981, fig. 7 y 8). Está caracterizada por abundantes *Cretaceisporites muelleri*, *C. polygonalis*, así como *Droseridites senonicus*, *Hexaporotricolpites emelianovii*, pequeños *Striatricolpites* spp. y *Tricolporites* sp. *SCI 141*. En Chapuli IX, Jibaro IX y Cuinico Norte, están asociados con los nanofósiles *Broinsonia enormis*, *Eiffelithus eximius*, *Gartnerago obliquum*, *Micula staurophora* (= *M. decussata*), *Petrobrasiella venata*, *Prediscosphaera cretacea*, *Tranolithus phacelosus*. *Marthaste-*

*rites furcatus* ocurre en la parte inferior del intervalo. Los dinoflagelados *Aretoligera senoniense*, *Florentinia* sp., *Isabelidinium acuminatum*, *Microdinium* sp., *Oligosphaeridium complex*, *Paleohystrichophora infusorioides*, *Spiniferites* sp., y microforaminíferos chitinosos indican un medio marino marginal a nerfítico interno, hasta estuarino (Valencia 41D).

## 7. Santoniano

El Santoniano comprende dos biozonas.

### 7.1. La zona de *Droseridites senonicus*

La zona de *D. senonicus* está considerada como de edad Santoniano inferior (fig. 8), ya que *D. senonicus* no está más joven que el Santoniano en el Norte de América del Sur y el Norte y Oeste de África. Está asociado con *Cretaceisporites muelleri*, *C. polygonalis*, *Hexaporotricolpites emelianovii*, *Tricolpites giganteus* y *Tricolporopollenites* sp. *S.152*. En Chapuli IX y Valencia 41D, están asociados con los nanofósiles calcareos *Bukrylithus hayi*, *Calculites ovalis*, *Eiffelithus eximius*, *Lithastrinus grillii*, *Marthasterites furcatus*, *Micula staurophora* (= *M. decussata*), *Prediscosphaera cretacea*, *Reinhardites autophorus*, *Stoverius crassus* y *Tranolithus minimus*. Los dinoflagelados *Dinogymnium* spp., *D. ondulosum*, *Isabelidinium acuminatum*, *Odontochitina costata*, *O. striatoperforata*, *Paleohystrichophora infusorioides*, ... y microforaminíferos chitinosos indican un medio marino interno a marginal.

### 7.2. La zona de *Tricolpites microstriatus*

La zona superior de *T. microstriatus*, mal datada, está atribuida al Santoniano (superior?). El tope está definido por la desaparición de *Cretaceisporites muelleri*, *C. polygonalis*, *Echitricolpites chimui* nov. sp., *T. microstriatus* y *Trichotomosulcites parvus* nov. sp..

## 8. Campaniano

El Campaniano comprende dos biozonas.

### 8.1. La zona de *Auriculidites reticulatus*

El tope de la zona de *A. reticulatus* está definido por la desaparición de *Apiculatisporis marañonensis* nov. sp., *A. reticulatus* y *Regalipollenites amphoriformis*, que son conocidos en estratos no más recientes que el Campaniano inferior del Norte y Oeste de África y América del Sur (fig. 8). Comprende además *Auriculidites* sp., *A. hourequi*, *Biberrupolis foveolatus*, *Crassitricolporites costatus*, *Hexaporotricolpites emelianovii*, *Monocolpopollenites spheroidites*, *Pediculisporis microgranulatus*, *P. reticularis*, *Perirretisyncolpites giganteus*,

*Proxapertites facetus*, *Rugulatisporites caperatus*, *Tricolporopollenites* sp. S.152 y *Zlavisporis blauenis* (Robertson Research 1990, Tarazona 1992). La abundancia de los dinoflagelados *Hystrichodinium pulchrum*, *Paleohystrichophora infusorioides* y *Trichodinium castaneum*, así como de microforaminíferos chitinosos indican un medio localmente francamente marino, interno a marino marginal, excepto en Cashiboya 29X que solo contiene paleoflora de agua dulce.

### 8.2. La zona de *Cyclusphaera euribei*

La zona de *C. euribei* correspondería, sin argumentos, al Campaniano superior. Los dinoflagelados *Dinogymnium undulosum*, *Geiselodinium* sp. y *Senegalinium* sp. indican un medio marino interno a marginal.

### 9. Maastrichtiano inferior

El Maastrichtiano inferior está representado por dos biozonas palinológicas que corresponden a la zona de *Gabonisorites* de Müller y Aliaga (1981) (fig. 7 y 8).

#### 9.1. La zona de *Ariadnaesporites spinosus*

La zona de *A. spinosus* está definida por la extinción de *A. spinosus*, *Biverrupollis foveolatus* nov. gen. nov. sp., *Buttinia andreevi*, *Echitriporites trianguliformis*, *Foveotriletes margaritae*, *Granulatisporites* SCI 80, *Pedicularisporis reticularis*, *Proteacidites sigali*, *Psilastephanosporites brasiliensis*, *Rugulatisporites caperatus*, *Triporeletes blauenis* y *Xenascus ceratioides* (Chambira 123X). En el Río alto Inambari están presente además, *Aquillapollenites magnus*, *Zlavisporites* spp. y *Crassitricolporites brasiliensis*. Constituye una biozona cronoestratigráfica confiable, por ser similar a asociaciones del Maastrichtiano inferior en África y América del Sur (fig. 8). El medio sedimentario determinado es marino marginal por lo menos para la parte inferior del intervalo, por la presencia de dinoflagelados en todos los pozos estudiados, excepto Cuinico Norte, Cashiboya 29X. Localmente, la presencia de helechos de agua dulce (*Azolla* sp.) y microalgas (*Pediastrum* sp.) (sección del Río alto Inambari, Tarazona 1992) o de frutas y cáscaras de *Azolla hammata* (Huaya 3X, Robertson Research 1990) indica la proximidad de lagos.

En la parte inferior de este intervalo del pozo Huaya 3X, Robertson Research (1990) determinaron las carofitas *Porochara* sp., *Saportanella riverae* y cf. *Sphaerochara* sp., que consideran como típicos de la Formación Huchpayacu.

#### 9.2. La zona de *Gabonisorites vigourouxii*

La zona de *G. vigourouxii* está definida por la desaparición arriba de *Azolla cretacea*, *G. vigourouxii* o *Graminiidites* SCI 290. Está atribuida al Maastrichtiano inferior. Sin embargo, *G. vigourouxii* y *A. cretacea* siendo probablemente helechos de agua dulce, esta zona sería una zona de facies y no una biozona cronoestratigráfica, y podría ser equivalente a parte de la zona de *A. spinosus*. En Jibaro IX, solo se encontró un helecho de agua dulce (*Azolla cretacea*) y lignita.

En la Formación Huchpayacu del pozo Aguaytía 3X, Robertson Research (1990) determinaron las carofitas (de la base al techo) *Obtusochara* sp., escasas *Porochara gildemeisteri gildemeisteri* y *Rhabdochara rolli*, raras *Saportanella riverae globosa*, y abundantes *P. gildemeisteri gildemeisteri*.

### 10. Maastrichtiano superior-Paleoceno

El intervalo Maastrichtiano superior-Paleoceno, representado por Capas Rojas finas, no contiene palinomorfos preservados. Sin embargo, se encontraron carofitas.

En Yanayacu 27X, Robertson Research (1990) menciona, de abajo hacia arriba, escasas *Porochara gildemeisteri costata*, una *Sphaerochara* sp. rota, escasas *P. gildemeisteri costata*, escasas *Sphaerochara* (?) spp., *Porochara* sp. 2a, y *Porochara* sp. 1a, que atribuyen a las zonas de *P. gildemeisteri costata* y *Sphaerochara* cf. *brewsterensis* de la Formación Yahuarango inferior. En Chapuli IX, en la misma formación, encontraron también escasas *P. gildemeisteri costata* y, más abajo, *S. cf. brewsterensis*. En Aguaytía 3X, los mismos autores determinaron en la formación Yahuarango, escasas *P. gildemeisteri costata*, y más encima, abundantes *Tectochara supraplana* asociadas con algunas *T. supraplana sulcata* y escasas *T. supraplana supraplana*.

### 11. Eoceno

En el Eoceno fueron definidas dos biozonas de edad Eoceno inferior y Eoceno medio-superior, respectivamente.

#### 11.1. La zona de *Foveotricolpites perforatus*

La zona de *F. perforatus* está atribuida tentativamente al Eoceno inferior. Sin embargo, *F. perforatus* solo ha sido reconocido en un pozo. La zona, está caracterizada por abundantes algas azul-verdes (*Botryococcus* spp., *Celyphus* spp.), y es más probablemente una zona de facies que una línea de tiempo. Por ejemplo, en

La Frontera 3X, la zona de *F. perforatus* está representada por la asociación *Celyphus* sp., *Cychisphaera* sp. 1, *Mauritiidites fransiscoi*, *Spinizonocolpites echinatus* y *Spirosyncolpites spiralis*, junto con numerosos dinoflagelados que indican un medio marino marginal. En Yanayacu 27X, Chambira 123X y Jibaro IX, solo se encontraron numerosas algas de agua dulce, mientras que en Huaya 3X, Valencia 41D, Cuinico Norte, Chapuli IX y Jibaro IX, los mismos están asociados con algunos dinoflagelados, microplancton, o glauconita, que indican un medio marino marginal.

#### 11.2. La zona de *Striatricolporites undulatus*

El tope de la zona de *S. undulatus*, está caracterizado por la abundancia de chenopodiáceos, que refleja un evento climático que puede ser considerado como una línea de tiempo. *S. undulatus* está asociado con pólenes abundantes en el Eoceno medio a superior de Venezuela, Brazil y Africa : *Clavatriletes disparilis*, *Doualaidites laevigatus*, (= *Venezuelites globoannulatus*), *Foveotriporites hammenii*, *Gemmastephanocolporites brevicolpites*, *Gemmatricolporites pilatus*, *Mauritiidites crassiexinus*, *Psilatricolporites maculosus*, *Retitricolporites irregularis*, *R. gr. abakensis* y *Striatricolporites undulatus*. En Cuinico Norte, se menciona también *Spinozonocolpites echinatus* y *Retibrevitricolpites triangulatus* del Eoceno superior posible. El medio de depósito determinado es de agua dulce en la cuenca Ucayali (Cashiboya 29X, Huaya 3X, La Frontera 3X) y Chapuli IX, mientras que la presencia de microforaminíferos chitinosos, dinoflagelados y/o nanoplancton indica un medio marino marginal a salobre en la cuenca Marañon (Yanayacu 27X, Valencia 41D, Cuinico Norte, Chambira 123X).

#### 12. Oligoceno

La zona de *Cicatricosisporites dorogensis* no es más joven que el Oligoceno, por la presencia del fósil guía. Contiene además *Mauritiidites fransiscoi* y *Jussitriporites undulatus* (Chambira 123X), esporas de helechos : abundantes *Laevigatosporites* spp. asociados con *Verrucatosporites* sp. y *Acrostichum* sp. (Valencia 41D). El medio es de agua dulce.

#### 13. Mioceno inferior a medio

En el pozo Chambira 123X, 1400' de sedimentos de esta edad fueron determinados por la presencia de *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, asociado con *Bombacidites bellus*, *Echiperiporites akanthos*, *Echiperiporites estelae*, *Echitricolporites maristellae*, *Perfotricolpites digi-*

*tatus*, *Perisyncolporites pokorny*, *Psilatricolporites operculatus*, *Retitricolporites guianensis* y *Spirosyncolpites spiralis*. Indican un ambiente de agua dulce, que muy probablemente corresponde a la Formación Pebas. En Cuinico Norte, la presencia de acritarcos a 2800-2870' indicaría un medio marino, si no están caídos.

#### 14. Plioceno a reciente

En el pozo Chambira 123X, 1100' de sedimentos pliocénicos a pleistocénicos, quizás recientes, han sido datados por *Cyatheacidites annulatus*, *Fenestrites spinosus*, *Echitricolporites spinosus*, *E. meneilly* conocidos en el Mioceno medio-Pleistoceno de Brazil y Caribe, *Magnastriatites howardi*, *Multimarginites vanderhammeni*, *Psilamonoletes* sp., *Verrucatosporites* sp. y *V. usmensis*. El ambiente es continental.

### V. CONCLUSIONES : LOS ALCANCES Y PROBLEMAS ESTRATIGRAFICOS

La presente síntesis pone de manifiesto los importantes progresos alcanzados en el conocimiento estratigráfico de la serie cretácica y terciaria de la cuenca oriental peruana desde unos veinte años. Dichos alcances están debidos principalmente a los aportes de la micropaleontología puesta a la obra durante la exploración y explotación petrolera, en esta región donde los afloramientos son tan escasos. Sin embargo, varios problemas estratigráficos permanecen todavía que presentamos a continuación.

#### 1. Los principales resultados estratigráficos

Estos estudios estratigráficos llevaron varios resultados de primera importancia.

La datación del Neocomiano en la Formación Cushabatay del Pongo de Tiraco por Müller (1981), Gamarra y Aliaga (1985) y Tarazona (1985), fue confirmada por Robertson Research (1990).

La zona del Aptiano superior (Robertson Research 1990) es importante para datar el fin de la sedimentación clástica neocomiana y el inicio de la sedimentación marina del Albiano.

La zona guía del Albiano medio (fig. 7, zona de *E. protensus* de Müller y Aliaga 1981, zona de *S. barghoornii* de Robertson Research 1990) constituye un importante nivel de correlación con las regiones vecinas, y representa muy probablemente un máximo de transgre-

sión.

El establecimiento de una biozonación del Cenomaniano es un aporte importante, ya que permitirá precisar la edad de la Formación Agua Caliente, cuyos límites son muy probablemente diacrónicas (Müller y Aliaga 1981) y podrían incluir períodos de erosión importante cuya naturaleza queda por ser estudiada.

Los niveles guías del Cenomaniano superior-Turoniano inferior (zonas de *T. africaensis* y *G. crassipoli* de Müller 1981, y *G. diversus* y *G. crassipoli* de Robertson Research 1990) corresponden a una transgresión eustática mayor a escala mundial (Hancock y Kaufmann 1979, Haq et al. 1987), y estos depósitos transgresivos o de máximo de transgresión, bien conocidos en los depósitos andinos (Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993), son excelentes niveles de correlación.

La biozonación del intervalo Coniaciano-Campaniano representa una herramienta irremplazable para determinar los procesos tectónicos y sedimentarios que resultaron de la fase peruana, y que están mal conocidos en los Andes debido al levantamiento tectónico. El descubrimiento de niveles datados del Campaniano inferior permitirá importantes correlaciones con las transgresiones marinas datadas del Campaniano en Talara, Rentema y los Altiplanos peruanos y bolivianos.

El nivel guía del Maastrichtiano inferior (zonas de *Gabonisorites* de Müller y Aliaga 1981, y de *A. spinosus* de Robertson Research 1990) es otro ejemplo de la correlación entre transgresiones marinas mayores y diversificación/abundancia de palinomorfos. Permite correlaciones muy confiables con eventos similares conocidos en los Altiplanos de Bolivia y Perú y en el Oriente ecuatoriano.

Por fin, las zonas sucesivas de *F. perforatus* y *S. undulatus* del Eoceno demuestran la existencia de dos transgresiones marinas, probablemente de origen eustático, en la cuenca oriental, que podrán constituir buenos niveles de correlación a la escala de la cuenca.

## 2. Los principales problemas estratigráficos

**2.1. Neocomiano.** La zona de *D. etruscus* está atribuida al Berriasiano, al Valanginiano o al Barremiano según los autores. Esto plantea el problema de la edad de la base de la Formación Cushabatay, para la cual se puede suponer sea que la base está sincrónica en toda la cuenca, sea que descansa en *on-lap* sobre las rocas infrayacentes del borde de la cuenca. En

los Andes peruanos, el Grupo y la Formación Goyllarisquizga plantea un problema similar en cuanto a su contacto sobre el Geanticlinal del Marañón (Wilson 1963, Mégard 1978).

**2.2. La transgresión del Albiano.** La transgresión marina mayor expresada por la Formación Esperanza (Raya) está datada según los lugares y/o los autores del Aptiano superior, del Albiano inferior (Andes peruanos), o aun del Albiano medio a superior (Ecuador), lo que podría representar un diacronismo importante que importa de averiguar. En los Andes peruanos, una secuencia de transgresión arenosa parece confundirse con el Grupo (o Formación) Goyllarisquizga en los bordes de la cuenca, traduciendo una posible disposición en *on-lap* que podría también existir en la cuenca oriental.

**2.3. La regresión del Albiano superior-Cenomaniano inferior.** La facies deltaica de la Formación Agua Caliente traduce una regresión marina, por esencia diacrónica, cuya edad y geometría son importantes determinar. Además, el hiato estratigráfico observado localmente en el tope de la Formación traduce una regresión probablemente asociada con erosiones, cuya importancia (duración, áreas y espesores erosionados, etc.) es importante evaluar e interpretar en términos de eustatismo o tectónica.

**2.4. La transgresión turoniana.** La Caliza Chonta ha sido localmente datada del Coniaciano (Robertson Research 1990). Sin embargo, en los Andes peruanos y en el Oriente de Ecuador, la última plataforma carbonatada bien desarrollada antes de la regresión asociada con la fase peruana, es datada precisamente del Turoniano medio superior. Esta discrepancia tiene que ser resuelta, sabiendo que una faja de bancos calcaeos delgados está conocida en el Senoniano del Oriente ecuatoriano (Caliza "M-2").

**2.5. Las transgresiones y regresiones del Senoniano.** Las areniscas superiores de la Formación Chonta y las de la Formación Vivían son de primera importancia para la exploración petrolera. Sin embargo, su edad, su medio de depositación y su significado tectónico-sedimentario son todavía muy mal conocidos. Es sumamente importante definir precisamente las secuencias, su edad, su geometría, la procedencia del material detrítico, los movimientos tectónicos eventuales del substrato ligados con la tectónica senoniana, y la importancia y extensión de las erosiones asociadas, que controlaron la geometría de los cuerpos sedimentarios.

**2.6. Las lagunas estratigráficas.** De manera general, el análisis de varios pozos evidencia la importancia de lagunas sedimentarias a

varios niveles estratigráficos (Cenomaniano inferior, Turoniano inferior, Turoniano superior, Campaniano, Paleoceno, etc). Será importante estudiar dichas lagunas, para determinar si se deben a procesos tectónicos, eustáticos o sedimentarios, ya que la geometría de los cuerpos sedimentarios depende de dichos fenómenos.

*2.7. Los ciclos del Paleoceno y Eoceno.*  
Las secuencias del Paleógeno están mayormente controladas por los eventos tectónicos precoces de la orogénesis andina. Estos dieron lugar a discontinuidades, lagunas sedimentarias, levantamientos y erosiones todavía mal conocidas. Sin embargo, es importante destacar la existencia de dos transgresiones marinas sucesivas durante el Eoceno.

Finalmente, cabe destacar que el establecimiento de un cuadro estratigráfico confiable es de primera importancia para el análisis del enterramiento y la maduración de la materia orgánica por el método de la decompactación (*back-stripping*), y, por lo tanto de la migración de los hidrocarburos, mediante el análisis geométrico estructural de la cuenca.

En el capítulo siguiente, revisamos estos resultados y problemas, intentamos comparaciones y proponemos correlaciones basadas sobre los datos bibliográficos y la identificación de las discontinuidades mayores (método del análisis secuencial, véase Jaillard y Sempéré 1989, Jaillard et al. 1993, por ejemplo).



## CAPITULO III

## DISCUSIONES ESTRATIGRAFICAS

## I. NEOCOMIANO

## 1. Presentación

Desde hace tiempo, se planteó el problema mayor de la naturaleza del contacto basal de la secuencia neocomiana en los Andes peruanos. Para Benavides (1956), el contacto basal puede ser, al menos localmente, en *top-lap* (fig. 8); para Wilson (1963) sería en *on-lap*, las areniscas orientales (Fm Goyllarisquizga) siendo equivalentes a parte de la serie neocomiana y aun albiata occidental; para Mégard (1978), se trataría de un contacto en conformidad en todo el margen (fig. 9).

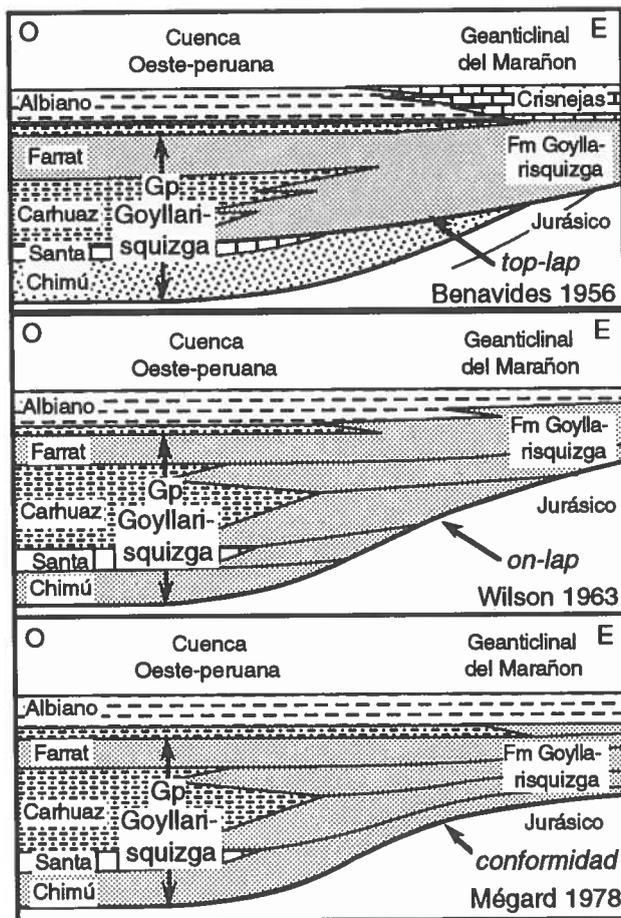


Fig. 9 : Modelos de depositación de la serie neocomiana en los Andes peruanos : en *top-lap* para Benavides (1956) (arriba), en *on-lap* para Wilson (1963) (medio); y en conformidad para Mégard (1978) (abajo).

En la primera hipótesis, existen dos contactos basales de edad diferente. La segunda hipótesis implica un contacto basal fuertemente diacrónico. En estos modelos, las capas inferiores son más antiguas en el centro de la cuenca que en los bordes. En la tercera, el contacto de base es sincrónico en todo el margen, y las capas tienen edades similares en el centro y en los bordes de la cuenca (fig. 9).

Los mismos modelos pueden ser propuestos para la Formación Cushabatay del Oriente. De la geometría de las capas depende la edad de las zonas palinológicas encontradas en las partes inferior y superior de la formación. Para resolver dicho problema, tenemos que revisar los datos bioestratigráficos disponibles en la cuenca Oriental y en las regiones vecinas.

## 2. En el Oriente peruano

Müller (1981) definió una zona palinológica inferior de *D. etruscus* (Neocomiano) y una superior de *P. valdiviae* (Aptiano superior y/o Albiano basal). Entre estas dos zonas, Robertson Research (1990) encontraron una zona de *A. spinulosus* (Barremiano superior ?), una zona gufa de *A. operculatus* (Aptiano inferior) y una zona de *E. tumulus* (Aptiano superior ?).

En el Pongo de Tiraco (límite cuencas Hualalaga y Marañón) se encontraron la zona palinológica neocomiana de *D. etruscus*, de edad precisa debatida, y la zona superior de *A. operculatus* de edad aptiana. En el pozo Huaya 3X (Ucayali este), solo se encontró la zona inferior.

En los pozos Cashiboya 29X, La Frontera 3X (Este cuenca Ucayali) y Yanayacu 27X (Marañón), y posiblemente en los pozos Chambira 123X (Marañón) y Aguaytia 3X (Ucayali) se comprobó la presencia del Aptiano inferior (zona de *A. operculatus*) en la base de la Formación Cushabatay (Robertson Research 1990). Parece ser también el caso en los pozos Tangarana 4X, Jibaro 1X y Valencia 41D (Nordeste cuenca Marañón), según los datos paleontológicos y los registros de pozo.

## 3. Comparación con regiones vecinas

La serie silicoclástica neocomiana pasa gradualmente de medios fluviales al Este a deltai-

cos y marinos al Oeste. Por lo tanto, la fauna marina diagnóstica es más abundante hacia el Oeste.

En la región de Lima, las areniscas neocomianas sobreyacen a amonites del Berriasiano superior (Fm Puente Piedra, Rivera et al. 1975, Rivera 1979, Wiedmann 1981), y su parte más inferior contiene amonites del Valanginiano inferior a medio (Fm Herradura, Rivera et al. 1975, Rivera 1979). Por lo tanto, la edad del contacto basal es cerca al límite Berriasiano-Valanginiano (Jaillard y Sempere 1989).

En la zona de Huaraz, la Formación Chimú sobreyace al Grupo Chicama del Tithoniano superior-Berriasiano (Jaillard y Jacay 1989), y la base de la Formación Carhuaz contiene amonites del Valanginiano medio a superior (zona de *Valanginites broggii* de Benavides 1956). El contacto basal tiene una edad vecina de lo anterior.

En el Norte del Oriente de Ecuador, los palinomorfos de la base de las areniscas neocomianas (Fm Hollín) son del Aptiano, y los del tope indican el Albiano inferior (Faucher et al. 1971, Bristow y Hoffstetter 1977, Canfield et al. 1982, Baldock 1982).

### 3. Discusión

Los datos bioestratigráficos demuestran que la base de la Formación Cushabatay es diacrónica. Es de edad pre-*D. etruscus* al Oeste y solo pre-Aptiano al Sur (Ucayali), Este y Norte (Ecuador) es decir en los bordes de la cuenca Oriental (fig. 10). Por lo tanto, podemos suponer que la Formación Cushabatay de la parte Oeste de la cuenca Oriental es comparable a la serie de la cuenca Occidental.

Las areniscas de la cuenca occidental incluyen dos niveles lutaceos, localmente calcáreos, de origen marino. El nivel inferior, el más potente, se encuentra en las regiones de Lima (Fms Herradura y Marcavilca), Huancayo, Huaraz (Fm Santa del Gp Goyllarisquizga), Arequipa y en el Pongo de Rentema (aun que sin argumentos paleontológicos). Contiene amonites del Valanginiano medio a superior en Lima y Huaraz (zona de *V. broggii*), y está interpretado como un máximo de transgresión eustática (zona de *verrucosum* a 123-124 Ma de Haq et al. 1987). Es muy probable que los palinomorfos de la zona de *D. etruscus* provengan de un nivel equivalente, como lo supuso Tarazona (1985). En este caso, la base de la Formación Cushabatay de la cuenca Huallaga y la parte occidental de la cuenca Marañon tendría la misma edad que la serie occidental, es decir límite Berriasiano-Valanginiano (fig. 10).

El segundo nivel arcilloso se encuentra en la parte superior de la serie, por ejemplo en Arequipa (Batty y Jaillard 1989), Huancayo (Moulin 1989), Cajamarca y el Pongo de Rentema (Jaillard datos inéditos). No está datado. Sin embargo, el registro geológico mundial y la carta eustática de Haq et al. (1987) indican un importante máximo de transgresión en el Aptiano inferior (zona de *grandis* a 111 Ma), que corresponde muy probablemente tanto a este nivel como al nivel superior de la Formación Cushabatay que contiene la zona de *A. operculatus* de Robertson Research (1990).

### 4. Conclusiones

Proponemos las conclusiones siguientes.

(1) El contacto basal de la Formación Cushabatay es diacrónico (fig. 10). Estudios sedimentológicos tendrán que determinar si se trata (1) de un *on-lap* (Wilson 1963), que indicaría el relleno debido a una transgresión de una cuenca estable, sin subsidencia, o (2) de un *top-lap* (Benavides 1956a), que implicaría una discordancia pre-Aptiana por erosión, debida a movimientos tectónicos o a una regresión eustática importante.

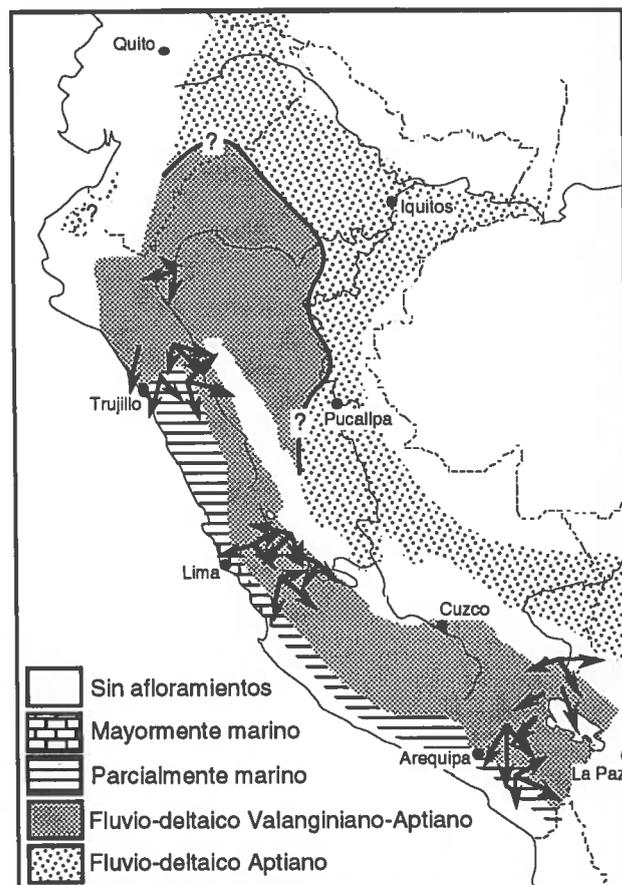


Fig. 10 : Paleogeografía, facies y paleocorrientes de la serie neocomiana, y extensión supuesta de los estratos Valanginianos en la cuenca Oriental.

Notemos que en el pozo Huaya 3X, la biozona albiana está separada de la biozona neocomiana por solo 50 metros estériles (Aptiano ?), lo que sugiere que la serie hauteriviana-barremiana fue erosionada.

(2) Hacia el Oeste, el contacto basal es de edad límite Berriasiano-Valanginiano, similar al de la cuenca occidental. En la parte Este, la base de la Formación Cushabatay es de edad Aptiana, como en la mayor parte del Oriente de Ecuador (Fm Hollín).

(3) Las dos biozonas guías identificadas (Müller 1981, Robertson research 1990) corresponden a máximos de transgresión eustática. La primera (*D. etruscus*), sería de edad Valanginiano medio a superior (zona de *V. broggii*) y caracteriza la parte Oeste de la cuenca, y la segunda (*A. operculatus*), de edad Aptiano inferior se encuentra también en los bordes de la cuenca.

## II. LA TRANSGRESION "ALBIANA" Y LA REGRESION DEL ALBIANO SUPERIOR-CENOMANIANO INFERIOR

### 1. La transgresión del Albiano inferior

#### 1.1. Presentación

En los Andes peruanos, la transgresión albiana está representada por las formaciones equivalentes Inca y Pariahuanca (Benavides 1956, Wilson 1963). Los mismos autores mencionan que estas formaciones desaparecen hacia el Este (Geanticlinal del Marañón), y no se distinguen de la Formación Goyllarisquizga. Eso plantea el problema de un posible *on-lap* o de un cambio rápido de facies en el borde de la cuenca. El mismo problema puede presentarse en la cuenca Oriental.

Por otro lado, el máximo de transgresión está generalmente datado por microfauna del Albiano superior en el Oriente ecuatoriano (Bristow y Hoffstetter 1977), mientras que es del Albiano medio en Perú. Esto plantea el problema de un posible diacronismo de la transgresión.

Por fin, Robertson Research (1990) evidenciaron una laguna estratigráfica importante del Albiano inferior tardío-base del Albiano medio.

#### 1.2. En el Oriente peruano

En el Oriente peruano, la transgresión Albiana está representada por la zona palinológica de *P. valdiviae* de Müller (1981, Gamarra y Aliaga 1985) y Robertson Research (1990) que caracteriza las capas de transición entre las forma-

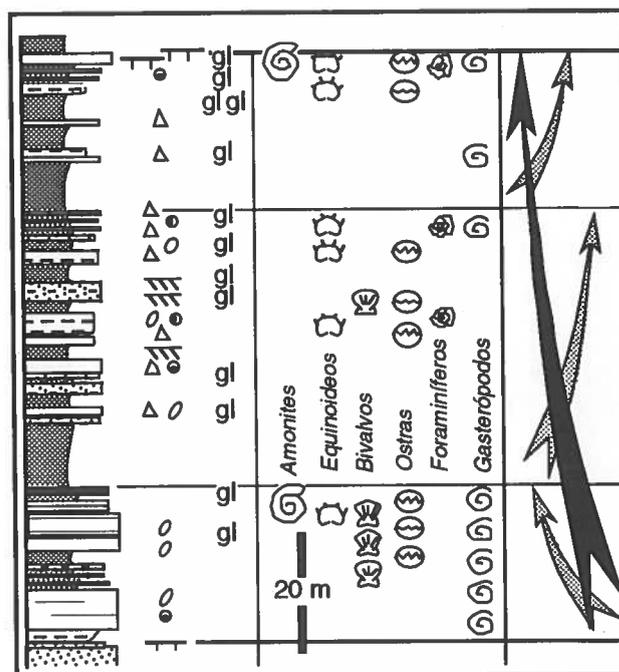


Fig. 11 : Sección de campo de la Formación Inca (Aptiano terminal ?-Albiano inferior) en Baños del Inca (según E. Higa, in Jaillard 1987). gl = glauconita

ciones Cushabatay y Esperanza.

En el Oriente peruano, la zona de *P. valdiviae* a sido reconocida paleontológicamente en los Pongos de Tiraco y Manseriche, en la mayor parte de la cuenca Ucayali (excepto Huaya 3X y quizás La Frontera 3X) y sedimentológicamente en el Pongo de Rentema. En cambio, está ausente en los pozos de la cuenca Marañón, excepto Chambira 123X y Yanayacu 27X. Por lo tanto, la secuencia transgresiva del Aptiano superior ?-Albiano inferior está generalmente presente en las partes Oeste y Sur de la cuenca oriental, y generalmente ausente en sus partes Este y Norte (fig. 12). Sin embargo, la ausencia de pólenes no necesariamente significa que no ocurrió la transgresión, ya que su repartición depende del tipo de sedimentación. En todo caso, su extensión geográfica es mayor que la del Aptiano inferior, traduciendo un nivel eustático mayor.

El miembro Aguanuya de areniscas arcillosas con restos de plantas, descrito por Kummel (1948) en la región de Contamana es correlacionable con estos depósitos.

#### 1.3. Comparación con las regiones vecinas y discusión estratigráfica

En los Andes peruanos, las formaciones Inca y Pariahuanca consisten en una serie de cerca de 100 m de potencia, de areniscas con estratificaciones oblicuas, limolitas y calizas con oolitas ferruginosas y glauconita. Representan una

secuencia transgresiva, depositada en un medio de barrera y lagon en la base, y de plataforma marina somera al tope (Jaillard 1987, fig. 11). El tope de la secuencia está constituido por algunas superficies endurecidas superpuestas cubiertas de amonites, que indican una época de condensación.

Benavides (1956a), Wilson (1963) y Hillebrandt (1970) atribuyeron las formaciones Inca y Pariahuanca al Albiano inferior por contener especies de *Parahoplites* (zona de *Parahoplites nicholsoni* de Benavides 1956). Luego, Reyes (1980) y Janjou (1981) propusieron una edad Aptiano superior a Albiano basal para la Formación Inca, interpretación adoptada por Jaillard (1987, Jaillard y Sempéré 1989, 1991). Moulin (1989) menciona pólenes del Aptiano superior y Albiano inferior en la Formación Pariahuanca del centro del Perú (det. R. Rauscher). Sin embargo, la revisión de los amonites peruanos del Cretáceo inferior por L. Bulot indicaría que los amonites de la Formación Inca son bien del Albiano inferior (Bulot, Latil y Jaillard en preparación), confirmando la asignación antigua de Benavides (1956a). Por lo tanto, el nivel de condensación del tope de la secuencia sería de edad Albiano inferior tardío a Albiano medio temprano.

Esta secuencia transgresiva parece ser paleontológicamente exactamente equivalente a la biozona de *P. valdiviae* (Müller 1981, Robertson Research 1990), mientras que el nivel somital de condensación corresponde muy probablemente a la laguna estratigráfica de la zona de *E. jardinei* de Robertson Research (1990).

En Ecuador, el tope de la Formación Hollín está constituido por areniscas glauconíticas (Napo basal de Tschopp 1953) datadas del Albiano inferior (Faucher et al. 1971), y traduce una transgresión correlacionable con la del Perú (fig. 12). Finalmente, Moulin (1989) nota que la Formación Pariahuanca es todavía reconocible en la parte alta de los Andes centrales del Perú, concluyendo que la hipótesis de Wilson (1963) está errónea y que la transgresión es sincrónica.

#### 1.4. Conclusión

Ya que ningún diacronismo es aparente entre la cuenca Occidental y la cuenca Oriental, supondremos que la transgresión es sincrónica en la mayor parte de la cuenca, estando quizás emergidos los bordes de la cuenca oriental. La secuencia transgresiva, datada por amonites y palinomorfos del Albiano inferior, puede ser utilizada como nivel guía para correlaciones regionales.

La laguna estratigráfica de la zona de *E. jar-*

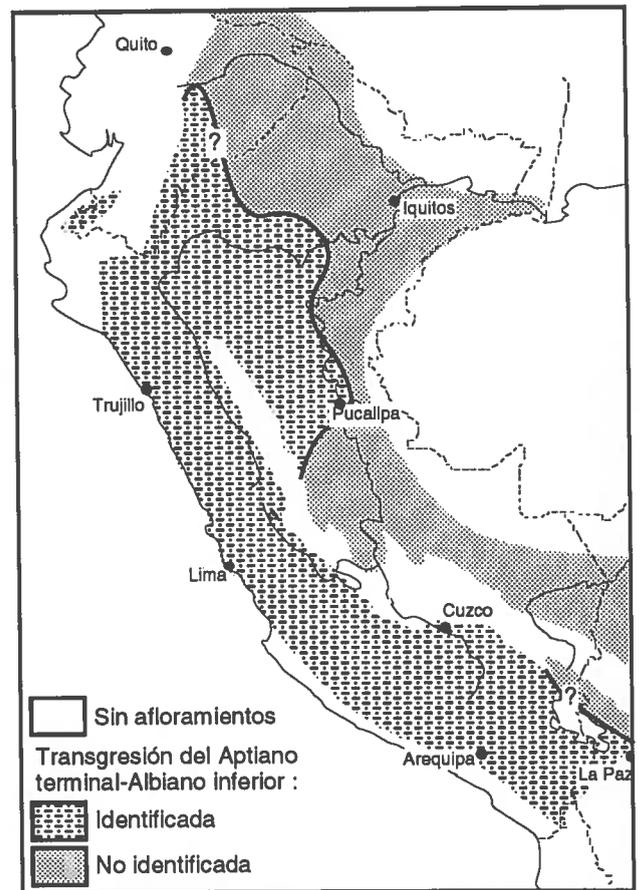


Fig. 12: Paleogeografía y extensión supuesta de los depósitos del Aptiano terminal-Albiano inferior en la cuenca Oriental.

*dinei* parece tener una extensión regional.

## 2. Edad del máximo de transgresión albiáno

### 2.1. En el Oriente peruano

El máximo de transgresión está verosimilmente representado por la zona de "*Pseudosofrepites*" de Müller (1981) o la zona guía de *S. barghoornii* de edad Albiano medio (Robertson Research 1990), que se encuentra en todos los pozos estudiados. Caracteriza parte de la Formación Esperanza (o Raya, Kummel 1948). En Jibaro IX, parece descansar directamente sobre la Formación Cushabatay.

### 2.2. Comparación con regiones vecinas

En los Andes peruanos, el máximo de la transgresión albiána está representado por la Formación Chulec, datada por numerosos amonites del Albiano medio (zona de *Knemiceras raimondii* de Benavides 1956a, véase también Wilson 1963, Tapia 1992, Bulot, Latil y Jaillard en preparación).

En cambio, la Formación Pariatambo sobreyacente, que representa un evento anóxico regional importante, fue atribuida a la parte

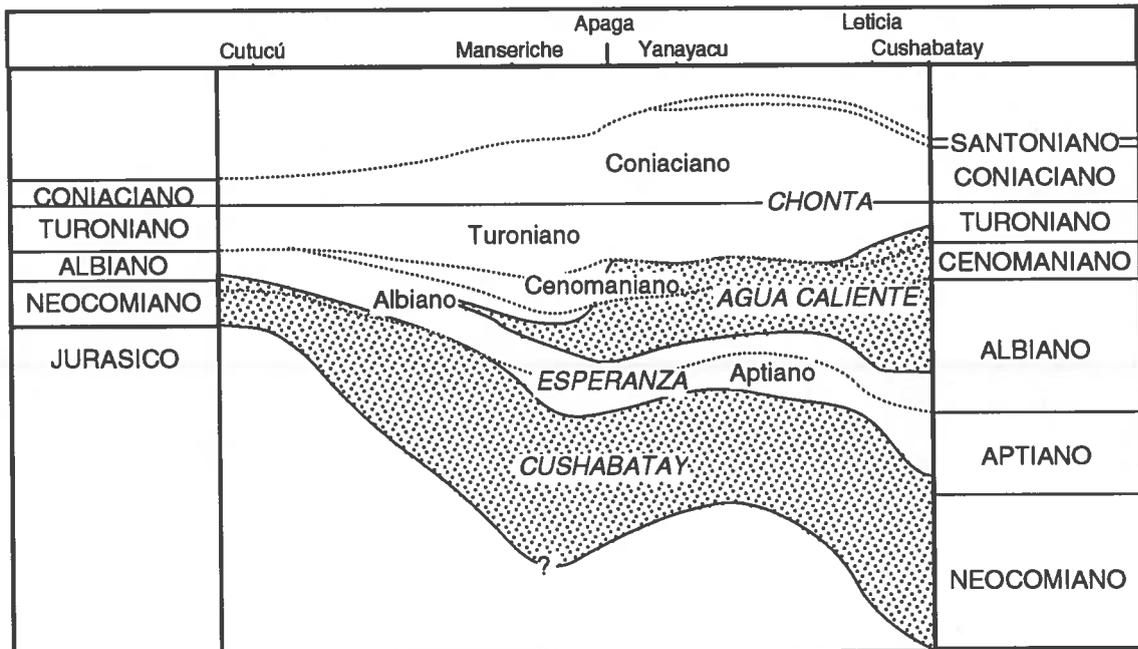


Fig. 13 : Relaciones de tiempo y facies de los depósitos Albianos-Coniacianos en el borde Oeste de la cuenca oriental, según Zegarra (1964), modificado. El máximo de transgresión albiano estaba considerado entonces como del Albiano inferior. (Compárese con las fig. 5 y 15).

superior del Albiano medio (zona de *Oxytropidoceras carbonarium* de Benavides 1956a, Wilson 1963) o a su parte inferior (Hillebrandt 1970). En realidad, el análisis de los datos paleontológicos demuestra que el límite entre ambas formaciones, definido por la aparición de las facies negras anóxicas es una zona de facies diacrónica (Jaillard 1986).

Los amonites de las formaciones Chulec y Pariatambo de los Andes centrales y septentrionales del Perú son similares a los encontrados, en las formaciones Pananga y Muerto de los Amotapes (Zuñiga y Cruzado 1979, Reyes y Caldas 1987, Reyes y Vergara 1987), en las formaciones Chancay y Chilca de la zona de Lima (Rivera et al. 1975), en la base de la Formación Arcurquina de la región de Arequipa (Dávila 1988), en las calizas Ayavacas del Altiplano Sur-peruano (Cabrera la Rosa y Petersen 1936, Lisson y Boit 1942), en afloramientos del alto Pachitea (Lisson y Boit 1942), en las lutitas del Napo inferior del Oriente de Ecuador (Tschopp 1953, Bristow y Hoffstetter 1977) y en la Formación Esperanza (Raya) de la Cuenca Madre de Díos (Dávila y Ponce de León 1971), de la cuenca Ucayali (Kummel 1948) y del Pongo de Manseriche (Singewald 1927, asimilada a la base de la Formación Chonta por Zegarra 1964, fig. 13 y 15).

### 2.3. Conclusión

El análisis de dicha fauna indica (1) que los amonites marcadores del evento (*Knemiceras* spp., *Lyelliceras* spp., *Lyelliceras ulrichi*,

*Oxytropidocera carbonarium* y *Venezoliceras* spp.) indican sin ambigüedad una edad Albiano medio en todas las regiones mencionadas, y (2) que este, o estos máximos transgresivos son eventos mayores a la escala de las cuencas andinas.

En el estado actual de conocimiento, estos depósitos francamente marinos (zonas de *K. raimondii* y *O. carbonarium*) se correlacionan con las biozonas-guías de "*Pseudosofrepites*" y *S. barghoornii* del Albiano medio (y *E. protensus* del Albiano superior ?) definidas por Müller (1981) y Robertson Research (1990) en la Formación Esperanza (Raya). Como lo notó Müller (1981), la Formación Esperanza constituye una buena línea de tiempo para correlaciones de pozos y de líneas sísmicas, calibrada conjuntamente por amonites y palinomorfos. Estas transgresiones se correlacionarían con las determinadas a 101, 99,5 y/o 98,25 Ma por Haq et al. (1987).

## 3. La regresión del Albiano superior-Cenomaniano inferior

### 3.1. Presentación

En la mayor parte de la cuenca oriental, las areniscas deltaicas de la Formación Agua Caliente descansan sobre las lutitas marinas albianas de la Formación Esperanza. Sin embargo, en los Pongos de Manseriche y Rentema, el intervalo Albiano superior-Cenomaniano medio no está representada por las areniscas de la Formación Agua Caliente (fig. 13), sino por intercalaciones arenosas en depósitos marinos (Ze-

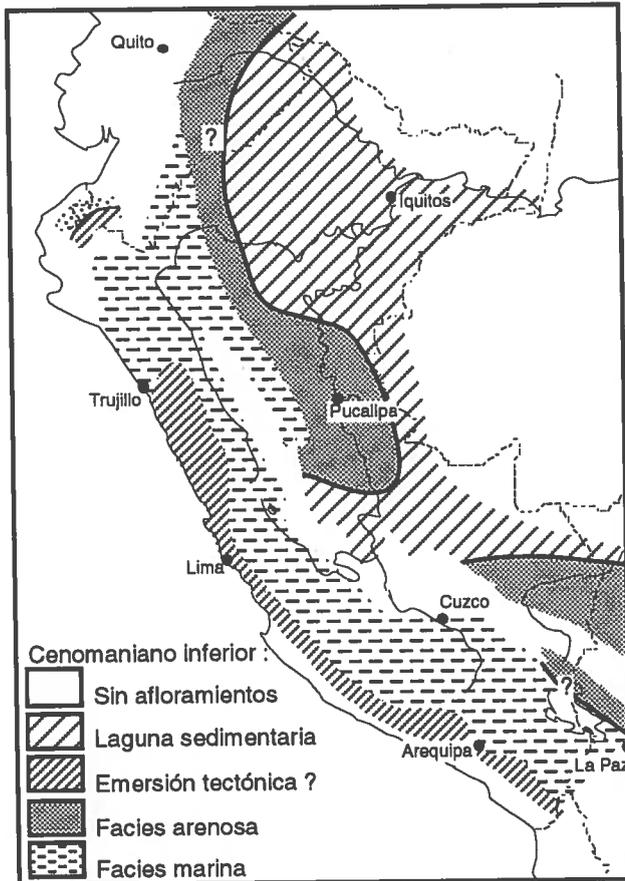


Fig. 14 : Bosquejo paleogeográfico del Cenomaniano inferior y extensión de la laguna sedimentaria de la zona de *A. jardinus*.

garra 1964, Jaillard et al. 1985, Córdova 1986). Esto traduce una importante regresión eustática y la progradación hacia el Oeste de un sistema deltaico, que puede ser diacrónico.

En el centro de la cuenca Marañón (pozos Pavayacu, Capirona, Corrientes, Yanayacu y Belen del bloque 8), la base de la Formación Agua Caliente está datada por palinología del Albiano superior-Cenomaniano inferior (Alvarez 1979). Esta edad fue confirmada en la misma area y más al Oeste en las cuencas Santiago y Huallaga (zonas de *E. klaszi* y *E. castelani* de Müller y Aliaga 1981, zonas de *A. jardinus* y *E. pseudoklaszi* de Robertson Research 1990).

### 3.2. Lagunas sedimentarias en el Oriente

La zona de *E. protensus* del Albiano superior (Robertson Research 1990) está presente en la mayoría de los pozos estudiados, excepto en los de Jibaro IX y Yanayacu 27X, y quizás en el de Chambira 123X.

La zona de *A. jardinus* del Cenomaniano inferior (Robertson Research 1990) está ausente en todos los pozos de la cuenca Marañón, en la sección del Pongo de Tiraco (Huallaga) y posi-

blemente la del Pongo de Manseriche (fig. 14). En cambio está presente en la cuenca Ucayali, excepto en los pozos La Frontera 3X y Oxapampa 7-1 más al Sur (fig. 14).

La laguna sedimentaria parcial del Albiano superior, y casi total del Cenomaniano inferior son debidas a la regresión eustática coetánea. Después de la gran transgresión del Albiano medio, el espacio disponible en la cuenca oriental estuvo relleno por depósitos de mar somero. Cuando ocurrió la regresión eustática del Albiano superior, las zonas profundas o subsidentes siguieron recibiendo sedimentos. Cuando se acentuó la regresión en el Cenomaniano inferior, toda la cuenca oriental se encontró emergida (excepto la zona de los Pongos en su borde occidental), dando lugar a una laguna sedimentaria mayor y a probables erosiones. La sedimentación solo procedió en las zonas más distales y más profundas (Oeste), bajo la forma de lo que se podría llamar un "prisma de bajo nivel", a pesar de estar todavía ubicado sobre la plataforma (fig. 14). La presencia de depósitos de esta edad en la cuenca Ucayali (río Cushabatay, pozos Aguaytía 3X, Huaya 3X y Cashiboya 29X) indica que dicha cuenca tenía una tasa de subsidencia mayor.

En consecuencia, en la mayor parte de la cuenca oriental, las areniscas deltaicas de la Formación Agua Caliente no representan la regresión misma, sino el inicio de la transgresión subsecuente.

### 3.3. Comparación con regiones vecinas

En la Formación Pariatambo de los Andes nor-peruanos, Jaillard (inédito) encontró foraminíferos planctónicos poco diagnósticos, que sugerían una edad base del Albiano superior (det. M. Caron). Por otro lado, la revisión en curso de los amonites de las colecciones de Lima parece confirmar este último dato (Bulut, Latil y Jaillard, en preparación). El tope de la Formación Pariatambo está marcado en varios sitios por figuras de emersión, que indican una regresión (Mégard 1968, Séranne 1987 en la Fm Muerto, Moulin 1989, Jaillard inédito).

La Formación Pariatambo está sobreyacida por calizas de plataforma somera organizadas en dos secuencias regresivas mayores (Benavides 1956, Jaillard 1987). La secuencia inferior (Fm Yumagual) está datada del Albiano superior-Cenomaniano inferior (zonas de *Ostrea scyphax*, con *Engonoceras* sp., y de *Paraturrilites lewesiensis* de Benavides 1956) (*P. lewesiensis* está conocido ahora como *Mariella lewesiensis*). La segunda secuencia (Fm Mujarrún) está datada del Cenomaniano medio por

escasos ammonites y ostras (zonas de *Exogyra* cf. *ponderosa* y de *Exogyra africana*, con Acanthoceratideos de Benavides 1956, Jaillard y Sempéré 1989). El desarrollo de esta plataforma expresa una importante regresión eustática correlacionable con la regresión expresada por el depósito de la Formación Agua Caliente. Dicha interpretación está apoyada por el depósito de areniscas en los topes de secuencia, en las secciones de la parte oriental de la cuenca occidental, que provienen de la progradación hacia el Oeste del delta oriental (secciones de Celendín, Pongo de Rentema, Jaillard 1987). Las dos secuencias han sido reconocidas en la Formación Jumasha de los Andes del Perú central (Jaillard 1986), y en las formaciones Arcurquina y Ayavacas del Sur del Perú (Jaillard y Sempéré 1991).

En la parte occidental del margen peruano y sur-ecuadoriano, el Albiano está marcado por potentes efusiones volcánicas (Gp Casma, Fms Copara, Matalaque de Perú, y Fm Celica de Ecuador, Atherton et al. 1983, Beckinsale et al. 1985, Berrones et al. 1993). Esta actividad volcánica importante termina abruptamente cerca

al límite Albiano-Cenomaniano, en el mismo tiempo que ocurre una fase tectónica compresiva importante (fase Mochica del Albiano medio-Cenomaniano inferior, Mégard 1984, Vicente 1989, Jaillard 1994). Está seguida por las intrusiones del batolito costero (Soler y Bonhomme 1990, Soler 1991). En la cuenca Oesterperuana (Andes actuales), esta época está marcada por numerosas deformaciones sinsedimentarias (Jaillard 1994). Es probable que esta fase tectónica tuvo efectos importantes sobre la sedimentación del margen andino, y pudo provocar un levantamiento que reforzó los efectos de la regresión eustática del Albiano superior-Cenomaniano inferior (Jaillard 1987).

En Ecuador, la transgresión del Albiano está seguida por el depósito de areniscas deltaicas, las "Areniscas T" de la Formación Napo de edad imprecisa Albiano superior a Cenomaniano (Faucher et al. 1971, Bristow y Hoffstetter 1977). Estas están subdivididas en un miembro inferior y un miembro superior, cada uno estando sobreyacido por un nivel lutaceo (Bristow y Hoffstetter 1977, Canfield et al. 1982).

	CUENCA OESTE-PERUANA	ORIENTE ECUADOR	ORIENTE PERU				EDAD
			Manseriche	Huallaga	Contamana	Pachitea	
<i>Submortoniceras</i> <i>Menabites</i>	x Fm Celendín superior						CAMPANIANO medio
<i>Desmophyllites</i> <i>Eulophoceras</i> <i>Texanites</i>	x	Fm Napo		x	x	Fm Chonta	SANTONIANO
<i>Lenticeras</i> <i>Tissotia</i>	x xxx	superior	xxx	xxx	x	superior	
<i>Barroisiceras</i> <i>Buchiceras</i> <i>Heterotissotia</i> <i>Peroniceras</i>	xxx x x	Fm Celendín	xxx xxx	x x	x x		CONIACIANO
<i>Coilopoceras</i> <i>Vascoceras</i> <i>Mammites</i>	x Fm Cajamarca x Fm Coñor	x Fm Napo medio ≈ x Caliza A	x x	x		Fm Chonta	TURONIANO
" <i>Acanthoceras</i> " <i>Schloenbachia</i> <i>Engonoceras</i>	x Fm Romirón x Fm Yumagual	x Fm	x x?			Fm Agua Caliente	CENOMANIANO
<i>Dipoloceras</i> <i>Venezoliceras</i> <i>Brancoceras</i> <i>Oxytropidoceras</i> <i>Lyelliceras</i> <i>Knemiceras</i>	x x x xxx xxx xxx	x Napo x inferior	x xxx x xxx		x	Fm Esperanza o Raya	ALBIANO med. inf.
" <i>Parahoplites</i> "	x Fm Inca	Napo basal					APTIANO
	Gp Goyllarisquiza	Fm Hollin				Fm Cushabatay	NEOCOMIANO

Fig. 15 : Repartición de los géneros diagnósticos de amonites en las series cretácicas del Oeste y Oriente peruano, y en el Oriente ecuadoriano. (Datos de Kummel 1948, Rosenzweig 1953, Tschopp 1953, Benavides 1956, Ducloz y Rivera 1956, Zegarra 1964, y Mourier et al. 1988).

### 3.4. Conclusiones

(1) Una regresión eustática ocurrió durante el Albiano superior. Esta llevó al depósito de calizas de plataforma somera en los Andes entre la parte tardía del Albiano superior y la parte temprana del Cenomaniano medio (zonas de *O. scyphax*, *M. (=P.) lewesensis*, *E. cf. ponderosa* y *E. africana*) y a lagunas sedimentarias y/o erosiones coetaneas en la mayor parte de la cuenca oriental (zonas de *E. protensus*, y sobre todo, de *A. jardinus*, fig. 14).

(2) Los efectos de dicha regresión fueron muy probablemente reforzados por la fase tectónica Mochica del Albiano superior-Cenomaniano inferior, que ha podido provocar un levantamiento a gran escala del margen andino.

(3) En consecuencia, las areniscas deltaicas de la Formación Agua Caliente, datadas mayormente del Cenomaniano medio (zona de *E. pseudoklaszii*), corresponden muy probablemente a los depósitos de la transgresión del Cenomaniano medio registrada en la cuenca occidental (zona de *Acanthoceras chasca* de Benavides 1956, fig. 17).

## III. LA TRANSGRESION DEL CENOMANIANO MEDIO TARDIO - TURONIANO BASAL

### 1. Presentación

En todo el mundo, la transición Cenomaniano-Turoniano está marcada por una importante transgresión eustática que provoca la interrupción de la sedimentación carbonatada (fig. 17), asociada con lagunas sedimentarias, depósitos anóxicos y extinciones de especies.

En el Oriente peruano, este período está representado por la transgresión diacrónica a gran escala de la Formación Chonta sobre las areniscas deltaicas de la Formación Agua Caliente (fig. 13 y 15). Corresponde a las zonas sucesivas de *E. africaensis*, *T. africaenesis* y *G. crassipoli* de Müller (1981), y *E. pseudoklaszi* (?), *G. diversus* y *G. crassipoli* de Robertson Research (1990), que caracterizan la parte superior de la Formación Agua Caliente y la base de la Formación Chonta.

### 2. En el Oriente peruano

En la cuenca Ucayali, Kummel (1948) describe al tope de la Formación Agua Caliente el Miembro Huaya, constituido por areniscas micáceas y lutitas negras con restos de plantas, que contendría *Lyelliceras aff. pseudolyelli* del

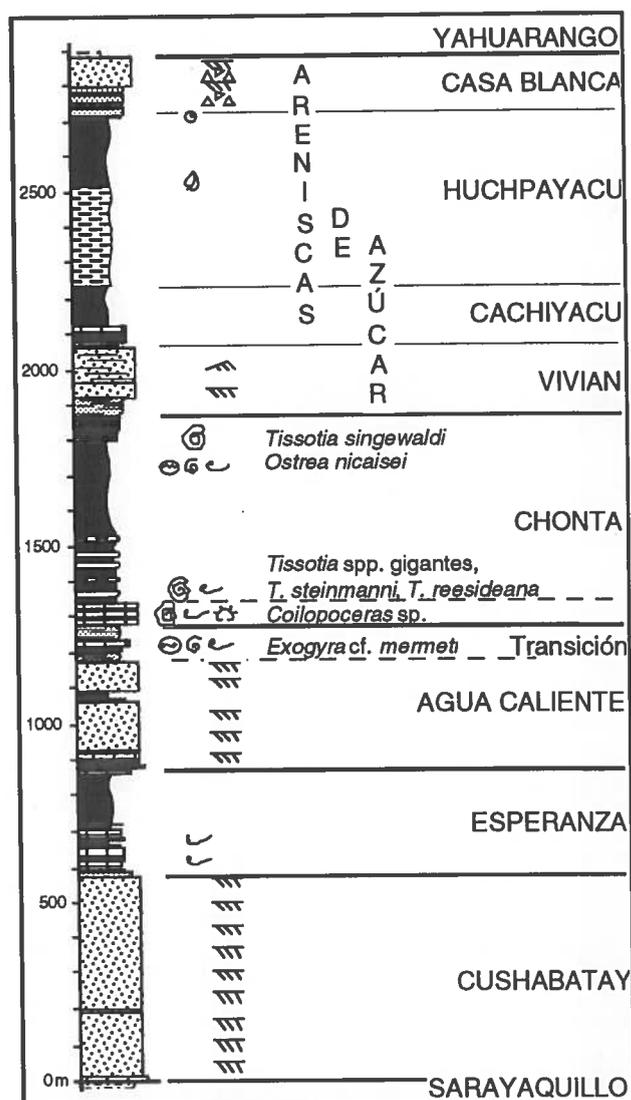


Fig. 16 : Sección compuesta del curso medio del río Huallaga (Leticia), según Rosenzweig (1953).

Albiano medio (det. Imlay, Kummel 1948). En realidad, sea el amonite fue determinado equivocadamente, sea, más probablemente, no proviene del miembro Huaya, sino del Miembro Aguanuya o del Miembro Paco, ambos de litología comparable.

Al Norte de la cuenca Huallaga, la Formación Agua Caliente comprende dos miembros arenosos separados por un cuello lutáceo (sección de Leticia, Rosenzweig 1953, fig. 16). En las capas de transición entre las formaciones Agua Caliente y Chonta, se encontró *Exogyra cf. mermeti* (fig. 16). Ostras son muy abundantes en los depósitos del Cenomaniano medio y superior de los Andes nor-peruanos (Benavides 1956, Jaillard 1987).

En la parte suroccidental de la cuenca Marañón, cerca al límite con la cuenca Huallaga, la parte inferior de la Formación Chonta contiene amonites del género *Coilopoceras* sp. y los

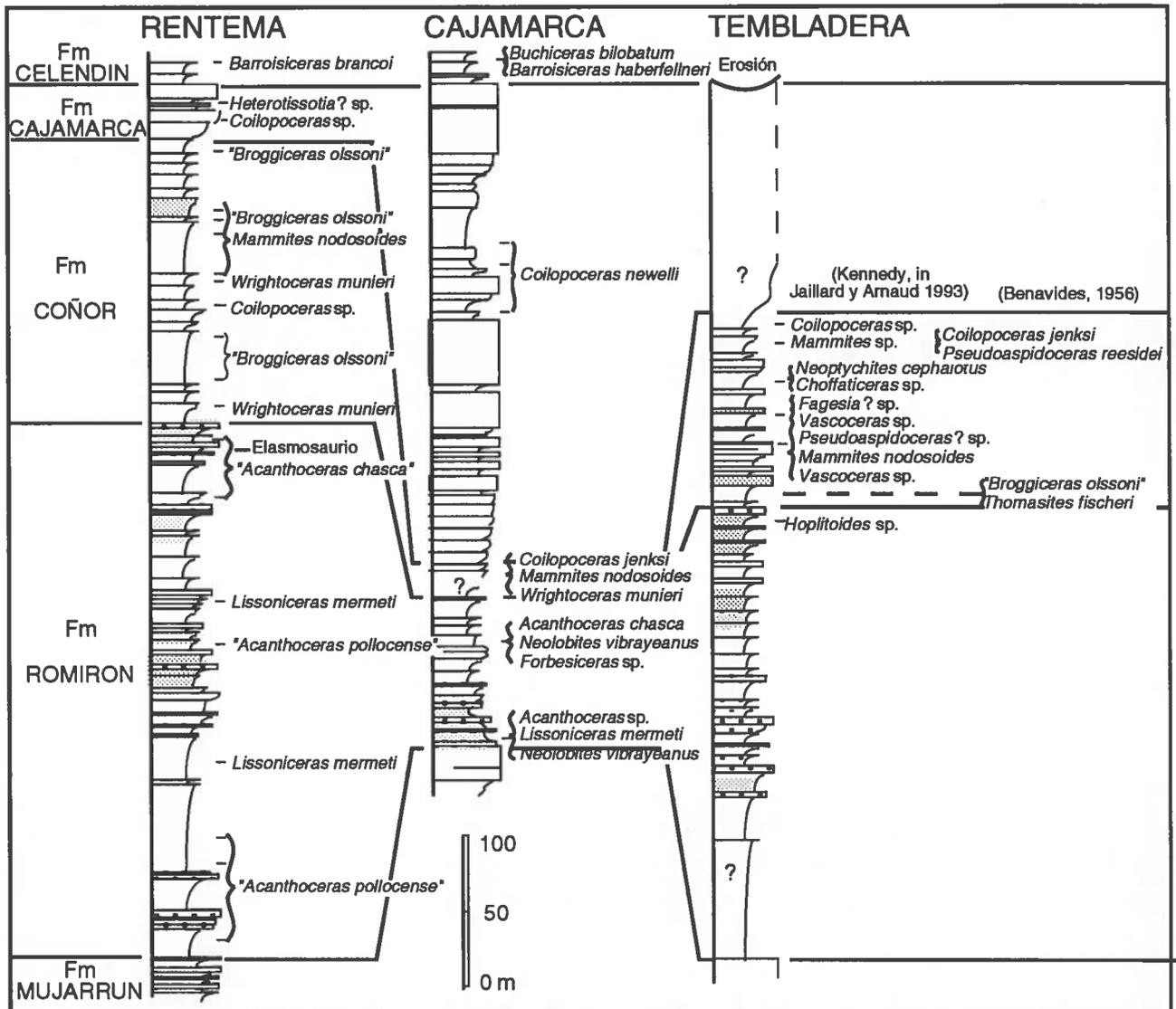


Fig. 17 : Ubicación estratigráfica de los amonites del Cenomaniano medio-superior, Turoniano y Coniaciano basal en los Andes Nor-peruanos, según Jaillard y Arnaud-Vanneau, 1993 modificado.

equinoideos *Hemiasterourneli* y *Holectypus planatus* (Rosenzweig 1953, fig. 16, Ducloz y Rivera 1956, fig. 22, Zegarra 1964, fig. 23). *H. planatus* está presente en el Albiano-Cenomaniano del Sur peruano (Fms Arcurquina y Ayavacas, Cabrera la Rosa y Petersen 1936, Benavides 1962); *H.ourneli* está frecuente en el Cenomaniano superior-Turoniano; y el género *Coilopoceras* sp. está conocido solo en el Turoniano de los Andes peruanos (Benavides 1956, fig. 17).

La zona de *E. pseudoklaszii* del Cenomaniano medio (?) está presente en todos los pozos y secciones estudiados (cuencas Marañon y Ucayali), excepto en la sección del río Cusbatay (Müller y Aliaga 1981, Robertson Research 1990). La zona de *G. diversus* del Cenomaniano superior está generalmente presente en los pozos y secciones estudiados, excepto los pozos Chambira 123X, Jibaro IX, Tangarana

4X y Nanay 26X de la parte Norte de la cuenca Marañon (Robertson Research 1990).

En la mayoría de los pozos de las partes Oeste o Norte de la cuenca (Chapuli IX, Jibaro IX, Cuinico Norte, Valencia 25X, Mahuaca 3X, cuenca Marañon, Aguaytía 3X, cuenca Ucayali), el tope de la Formación Agua Caliente está constituido por un miembro de areniscas glauconíticas y lutitas, groseramente estrato- y grano-decreciente, correlacionable litológicamente con el Miembro Huaya de Kummel (1948). Estos depósitos coinciden con las zonas de *E. pseudoklaszii* y *G. diversus* del Cenomaniano medio a superior (Robertson Research 1990). La abundancia de la glauconita y la evolución grano- y estrato-decreciente sugiere que se trata de depósitos condensados y transgresivos.

### 3. Comparación con regiones vecinas

En el margen peruano, el inicio del Cenoma-

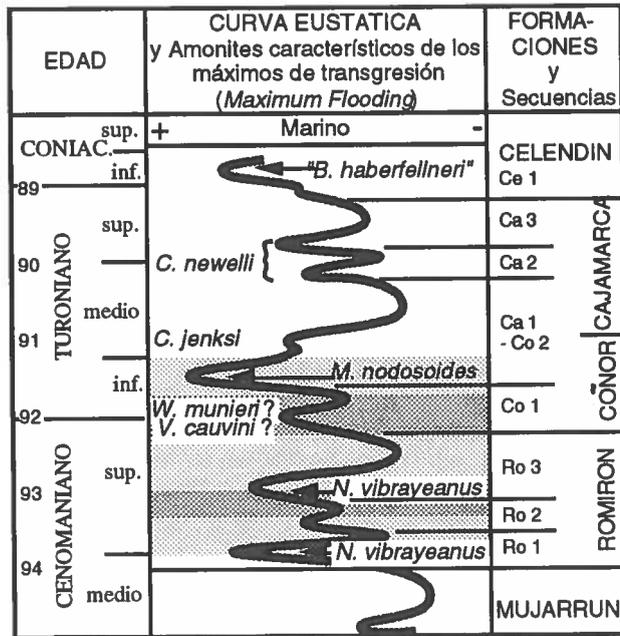


Fig. 18 : Variaciones eustáticas deducidas del estudio de la serie Cenomaniana-Turoniana de los Andes peruanos (según Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993).

niano superior está caracterizado una transgresión importante marcada por la ocurrencia, entre otros, del amonite *Neolobites kummeli* (Benavides 1956), ahora conocido como *Neolobites vibrayeanus* de la parte inferior del Cenomaniano superior (Kennedy y Juignet 1981, fig. 18). *N. vibrayeanus* ha sido encontrado en el Sur del Perú (Cabrera la Rosa y Petersen 1936, Lisson y Boit 1942, Benavides 1962) y hasta Bolivia (Branisa et al. 1966), y es groseramente coetáneo del depósito de las dolomitas Huatasane de la cuenca Putina (Laubacher 1978). En el Norte del Perú, esta transgresión coincide con una interrupción de la sedimentación carbonatada (margas de la Fm Romirón, Benavides 1956, Jaillard 1987, fig. 17).

Un segundo pulso de transgresión (Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993) contiene localmente los amonites *Hoplitoides inca*, *Broggiceras olssoni* y *B. humboldti* (Benavides 1956, fig. 17). *H. inca* está considerado ahora como equivalente a *Wrightoceras munieri* (Kennedy et al. 1987), mientras que *B. olssoni* y *B. humboldti* han sido puestos en equivalencia con *Vascoceeras cauvinii* (Schöbel 1975, Berthou et al. 1985, Zaborski 1989). *W. munieri* y *V. cauvinii* son marcadores del Cenomaniano terminal-Turoniano basal (fig. 18 y 19). Dichos niveles están ausentes en varias secciones de los Andes peruanos y bolivianos (Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993, Sempéré 1993). Cuando están presentes (Andes del Perú central, Fm Jumasha), pueden estar muy ricos en materia orgánica, ya que

coinciden con el evento anóxico mundial del límite Cenomaniano-Turoniano (Schlanger y Jenkyns 1976, Jenkyns 1985, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993).

La culminación de la transgresión del Cenomaniano superior-Turoniano inferior está representado por estratos que contienen entre otros *Coilopoceras jenksi*, *Mammites nodosoides* e *Inoceramus labiatus* (Fm Coñor, Benavides 1956). *M. nodosoides* y *I. labiatus* indican mundialmente la parte superior del Turoniano inferior (Robaszinski 1982, Hancock 1991, fig. 18 y 19).

### 3. Conclusiones

El Cenomaniano medio a superior es una época de transgresión importante, que da lugar al fin de la sedimentación deltaica (Fm Agua Caliente) en la cuenca oriental (Mb Huaya), y a una interrupción de la sedimentación carbonatada en los Andes. Los depósitos son frecuentemente ricos en glauconita, a menudo condensados o aun ausentes, y localmente ricos en materia orgánica. Sin embargo, en el Oriente peruano, la subdivisión en secuencias menores es muy difícil establecer, por la condensación de los depósitos y la escasez de fauna diagnóstica.

## IV. EL MAXIMO DE TRANSGRESION DEL TURONIANO INFERIOR Y LA REGRESION DEL TURONIANO SUPERIOR

### 1. Presentación

El Turoniano inferior está considerado por la mayoría de los autores como el máximo de la transgresión del Mesozoico (Hancock y Kaufmann 1979, por ejemplo, máximo de transgresión de *M. nodosoides*, 91,5 Ma según Haq et al. 1987). Sin embargo, el Turoniano inferior está ausente en la mayoría de los pozos de la cuenca Marañon (Jibaro IX, Valencia 25X, Cuiñico Norte, Tangarana 4X, Nanay 26X, Yanayacu 27X) y de la cuenca Ucayali (Aguaytfa 3X, Huaya 3X, Cashiboya 29X) (Robertson Research 1990).

El Turoniano medio o superior ha sido reconocido palinológicamente por Müller (1981) en el Pongo de Manseriche (cuenca Santiago) y en el río Cushabatay (cuenca Ucayali). Más al Este o al Norte, los pozos estudiados por Robertson Research (1990) están caracterizados por una laguna sedimentaria general del Turoniano superior.

Tenemos que discutir el origen de está laguna sedimentaria que coincide con la transgre-

sión mayor de todos los tiempos mesozoicos.

## 2. Comparación con regiones vecinas

En los Andes del Perú (cuenca occidental), la parte superior del Turoniano inferior está marcada por uno o dos máximos de transgresión mayores, que contienen *Coilopoceras jenksi* y *Mammites nodosoides* (Fm Coñor, Benavides 1956, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993, fig. 18 y 19). Está seguida por el desarrollo de una plataforma carbonatada extensa y muy uniforme, datada en el Norte del Perú por *Coilopoceras newelli* (Benavides 1956, fig. 17), que, según W.J. Kennedy del Museo de Oxford (comunicación personal), es marcador del Turoniano medio o superior (fig. 18 y 19). Esta plataforma está conocida en el Norte (Jaillard 1985, 1987), el centro (Jaillard 1986), el Suroeste del Perú y en Bolivia (Jaillard y Sempéré 1991). La plataforma carbonatada del Turoniano medio a superior representa un depósito de alto nivel marino y traduce un descenso del nivel eustático (Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993, fig. 18), que puede haber dejado emergida la parte oriental del margen peruano. En el Sureste del Perú (cuenca de Putina), el Turoniano parece ser representado por secuencias clásticas litorales (parte superior del Gp Cotacucho, Jaillard y Sempéré 1989, y datos inéditos).

En la parte Suroeste de la cuenca Marañon, en las secciones de los ríos Mayuriaga, Huasiyacu, Potro, Yana-Yacu, Sillay y Leticia (fig. 1), Rosenzweig (1953, fig. 16), Ducloz y Rivera (1956, fig. 21) y Zegarra (1964, fig. 23) encontraron amonites marcadores del Turoniano (*Coilopoceras* spp., *Mammites* spp.). En el río Sillay está presente *Coilopoceras newelli*, marcador del Turoniano medio o superior (fig. 17, 18 y 19). Sin embargo, los niveles datados del Turoniano están francamente calcareos en las secciones más occidentales (ríos Mayuriaga, Apaga), mientras que más al Este, consisten en alternancias de calizas y margas comparables a las del Coniaciano (excepto en el río Panchitos, fig. 23), evidenciando un cambio lateral de facies.

En la zona subandina de Ecuador (Altos de Napo y de Cutucú), Tschopp (1953) colectó *Mammites* aff. *barkeri* y *Neptychites* sp. del Turoniano inferior, y *Coilopoceras* sp. del Turoniano s.l. en la Formación Napo medio, principalmente calcarea (*Main Limestone*). Faucher et al. (1971) la dataron del Turoniano inferior a medio por foraminíferos bentónicos y planctónicos y ostrácodos. Más al Este, en la cuenca oriental ecuatoriana, esta caliza está todavía bien desarrollada y conocida como las Calizas "A" y "M-2" del tope del Napo medio, de edad

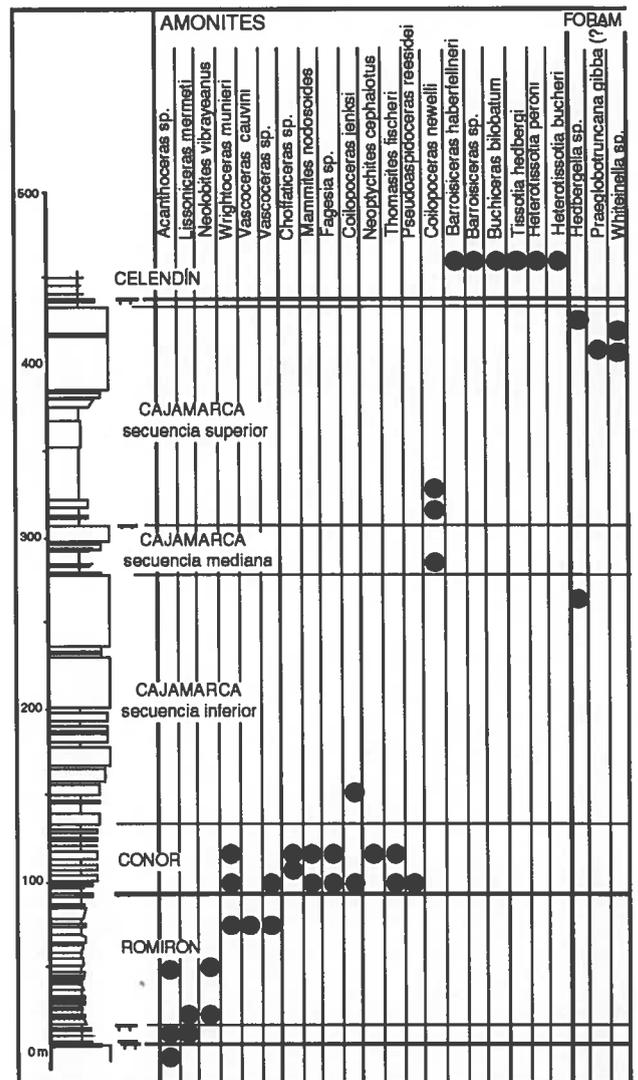


Fig. 19 : Repartición estratigráfica de los amonites del Cenomaniano superior-Coniaciano inferior en los Andes nor-peruanos.

Turoniano (Bristow y Hoffstetter 1977, fig. 25).

## 3. Discusiones

La laguna estratigráfica de una gran parte del Turoniano es sorprendente y se puede deber sea a una atribución cronoestratigráfica errónea, sea a fenómenos tectónicos o sedimentarios, desconocidos hasta ahora en el margen peruano.

### 3.1. Discusión bioestratigráfica

Robertson Research (1990) atribuye las biozonas palinológicas de *I. enricii* y *P. fidelii* al Coniaciano inferior y superior respectivamente en base a nanofósiles calcáreos asociados (ver p. 17). En el Sureste del Oriente de Ecuador, Robertson Research define biozonas de edad Coniaciano inferior y superior respectivamente, de acuerdo a la aparición (o desaparición) de los nanofósiles calcáreos *Micula staurophora* (= *M. decussata*) y *Marthasterites furcatus*. Sin embargo, *M. staurophora* solo aparece en el

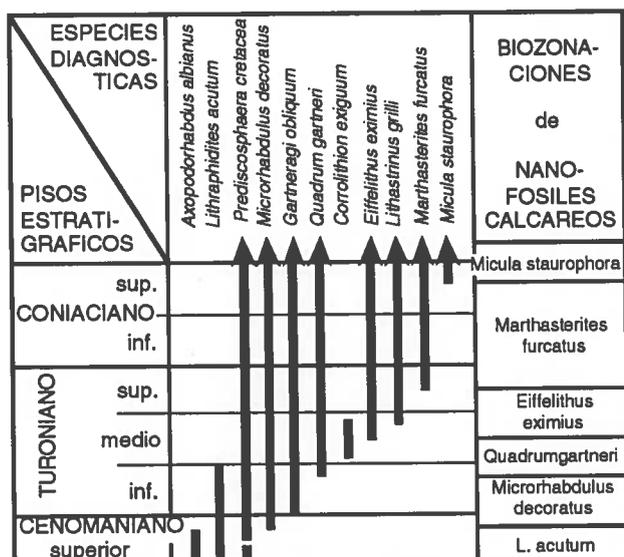


Fig. 20 : Rango estratigráfico de los principales nanofósiles calcáreos diagnósticos en el intervalo Cenomaniano superior-Coniaciano (según Pomerol et al. 1983, Robaszinski et al. 1983, 1990, Philip et al. 1984).

Coniaciano terminal, cerca al límite con el Santoniano (Pomerol et al. 1983), mientras que *M. furcatus* aparece en el Turoniano superior (Gartner in Robaszinski et al. 1990, fig. 20). Por lo tanto, la ausencia de *M. staurophora* y la presencia de *M. furcatus* no es diagnóstica del Coniaciano inferior, sino que indica el intervalo Turoniano superior tardío-Coniaciano superior temprano (fig. 20).

Por otro lado, la biozona de nanofósiles de *Eiffelithus eximius*, de edad Turoniano medio-superior en Europa y Africa del Norte (Pomerol et al. 1983), está caracterizada por la abundancia de *E. eximius*, *Gartnerago obliquum*, *Lithastrinus floralis*, *Quadrungartneri* sp. 1, *Prediscosphaera cretacea* y *Tranolithus orionatus* s.l., y la aparición de *Coriollithon exiguum* y *Lithastrinus grilli* (Robaszinski et al. 1982, 1990, fig. 20) que son presentes en la biozona atribuida al Coniaciano inferior por Robertson Research (1990). Por lo tanto la biozona de *I. enricii* de Robertson Research (1990) podría incluir el Turoniano medio-superior, a menos que *M. furcatus* este presente en todo el intervalo. En este caso, la zona de *I. enricii* solo incluiría el Turoniano terminal. Si adoptamos la primera hipótesis, la zona de *P. fidelii* de Robertson Research (1985, 1990), podrían incluir todo el Coniaciano, excepto el Coniaciano terminal (aparición de *M. staurophora*).

### 3.2. Discusión litoestratigráfica

En todo el margen andino, la transgresión mayor del Turoniano inferior está seguida por el desarrollo de una extensa plataforma carbo-

natada de agua muy tranquila y somera (Jaillard 1985, Jaillard y Sempéré 1991, Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993). Contiene amonites del Turoniano medio-superior en el Norte del Perú (Benavides 1956), y foraminíferos en el Norte del Oriente ecuatoriano, y está sobreyacida por lutitas y calizas datadas precisamente del Coniaciano basal por amonites (Benavides 1956, Jaillard y Sempéré 1989). Por lo tanto, se puede suponer que la facies más calcárea de la Formación Chonta corresponda a dicha plataforma. Sin embargo, estas calizas fueron atribuidas al Coniaciano en los pozos Chapuli IX, Oxapampa 7-1 y Jibaro IX (Robertson Research 1990, Salas 1991).

En los otros pozos, la transgresión post-Chonta sería del Coniaciano inferior (Robertson Research 1990), es decir que la transgresión mayor del Turoniano inferior y la plataforma carbonatada del Turoniano superior no hubieran llegado hasta estas zonas, lo que plantea un importante problema tectono-sedimentario.

Por fin, el Coniaciano inferior está caracterizado por una importante transgresión eustática (zona de *F. (H.) petrocoriensis*, 89 Ma según Haq et al. 1987). Es muy probable que la biozona guía de *P. fidelii*, presente en todos los pozos estudiados (Robertson Research 1990), corresponda groseramente con el máximo de transgresión del Coniaciano inferior. En este caso, la zona de *I. enricii* tendría que ser más antigua, es decir más probablemente de edad turoniana.

### 3.3. Discusión tectónica-sedimentaria

Si aceptamos la atribución cronoestratigráfica de Robertson Research (1990), la laguna estratigráfica del Turoniano inferior detectada por ellos está restringida en las partes proximales (orientales) de la cuenca oriental (fig. 21). Esto se debería sea a una ausencia de sedimentación, sea a las erosiones ligadas a la regresión del Turoniano superior, ya que los depósitos de la transgresión del Coniaciano inferior están preservados en todo el área.

En el primer caso, la laguna se debería a un levantamiento tectónico de edad Turoniano inferior, ya que la extensión geográfica de los depósitos marinos es menor que la del Albiano, a pesar de que el nivel eustático fue más alto (Haq et al. 1987). En el segundo caso, la laguna del Turoniano inferior estuvo debida a erosiones posteriores asociadas a una emersión, de origen sea eustático, sea tectónico.

La extensión geográfica de la laguna estratigráfica del Turoniano superior según Robertson Research (1990) es más amplia que la del Turoniano inferior, y abarca zonas más occidentales

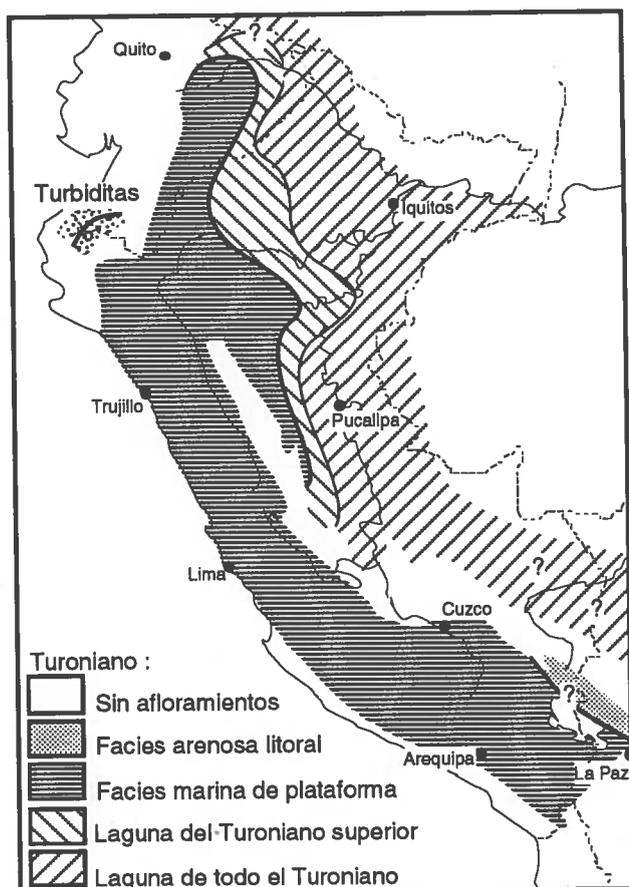


Fig. 21 : Extensión geográfica de las lagunas estratigráficas del Turoniano completo y del Turoniano superior según Robertson Research 1990, y repartición de las facies.

(fig. 21), indicando una disposición en *top-lap* sobre la cual los depósitos del Coniaciano inferior se encuentran en discordancia cartográfica. Dicha disposición geométrica sugiere la ocurrencia de erosiones crecientes hacia el Este, probablemente debidas a un levantamiento tectónico a gran escala de edad Turoniano superior que reforzó el efecto de la regresión eustática coetánea.

Hasta ahora, indicios de tectónica sinsedimentaria durante el Turoniano superior son muy escasos. Sin embargo, se conocen en Arequipa (Jaillard y Arnaud-Vanneau 1993) y en Bolivia (Jaillard y Sempéré 1991, Sempéré 1994), y les discutiremos en el capítulo "Sedimentología".

#### 4. Conclusiones

Según Robertson Research (1990), los depósitos turonianos están a menudo ausentes en la cuenca oriental, a pesar de que la transgresión eustática del Turoniano inferior coincide con el nivel marino más alto de los tiempos mesozoicos. Si este es el caso, los estratos turonianos del margen peruano se acúan hacia el Este, en

la forma de un *top-lap* (fig. 21), sellada por los depósitos discordantes de la transgresión del Coniaciano inferior. Esta disposición sugiere la ocurrencia de erosiones posteriores, debidas a la regresión eustática del Turoniano superior, probablemente reforzadas por un levantamiento coetáneo de origen tectónico. Sin embargo, dicha tectónica está muy discreta en otras partes del margen.

Por otro lado, las correlaciones litológicas y secuenciales (transgresión del Turoniano inferior, plataforma del Turoniano superior), así como el examen del rango estratigráfico de los microfósiles sugieren que la zona de *I. enricii*, que caracteriza localmente las calizas principales de la Formación Chonta, podría ser del Turoniano medio a superior. Si este es el caso, la zona de *P. fidelii* sería de edad Coniaciano, y no habría laguna estratigráfica-sedimentaria del Turoniano superior.

Es evidente que se necesitan más estudios integrados de macro- y micropaleontología, para resolver este problema.

## V. LAS TRANSGRESIONES MARINAS DEL SENONIANO

### 1. Presentación

Según Haq et al. (1987), el inicio del Senoniano está marcado por tres transgresiones eustáticas mayores, del Coniaciano basal, Santoniano basal y Santoniano superior respectivamente. Luego, se registran una regresión importante en el Santoniano superior, y dos otras transgresiones (Campaniano inferior) seguidas por una regresión mayor durante el Campaniano superior.

Sin embargo, en los Andes, la fase peruana que comienza en el límite Turoniano-Coniaciano (Jaillard y Sempéré 1991, Jaillard 1993) y culmina en el Campaniano superior, disturbó notoriamente la sedimentación del Senoniano inferior (fig. 24 y 27). El análisis de las secuencias sedimentarias senonianas en relación con la tectónica y el eustatismo, puede aportar muchas informaciones sobre los procesos sedimentarios asociados con dicha tectónica (erosiones, lagunas sedimentarias, origen del detritismo, geometría de los cuerpos sedimentarios, etc.).

### 2. La transgresión del Coniaciano inferior y la regresión del Coniaciano superior

#### 2.1. Bioestratigrafía

Las zonas de *Tricolpites* y *Tricolporites*

(Müller 1981) y de *I. enricii* (Robertson Research 1990) atribuidas al Coniaciano inferior (pero posiblemente de edad Turoniano superior) están presentes en todos los pozos y secciones estudiados, excepto en el pozo de Nanay 26X (Noreste de la cuenca Marañon, fig. 1).

Las zonas de *Tricolporopollenites S 152* (Müller 1981) y de *P. fidelii* (Robertson Research 1990) atribuidas al Coniaciano superior están presentes en todos los pozos y secciones estudiados. La zona de *P. fidelii* está considerada como una zona guía confiable (Robertson Research 1990).

En las secciones de la parte occidental de la cuenca (Santiago, Huallaga Norte, Marañon Suroeste), las calizas turonianas están sobreyacidas por lutitas y calizas en bancos delgados que contienen asociaciones de amonites caracterizadas por la ocurrencia de *Barroisiceras* sp., *B. haberfellneri* (ahora conocida como *Forresteria (Harleites) petrocoriensis*, Kennedy 1983, Hancock 1991), *Buchiceras bilobatum*, *Heterotissotia* spp. y *Peroniceras* spp. (Lisson y Boit 1942, Kummel 1948, Rosenzweig 1953, Ducloz y Rivera 1956, Zegarra 1964, fig. 16, 22 y 23).

Dicha asociación está conocida en la Formación Celendín de los Andes peruanos, datada del Coniaciano por Benavides (1956, zona de *Buchiceras bilobatum*, véase también Wilson 1963, Reyes 1980, Janjou 1981, fig. 15, 17, 18 y 19). Mencionemos además las ocurrencias de *Barroisiceras* sp. en el Pongo de Mainique (Soto 1982), de *B. haberfellneri* (= *Forresteria (Harleites) petrocoriensis*) en la Formación

Cazaderos (equivalente al Gp Copa Sombrero) del Suroeste ecuatoriano (Petersen 1949, Bristow y Hoffstetter 1977), y de *Peroniceras* sp. en la Formación Napo superior del Oriente ecuatoriano (Tschopp 1953).

*Forresteria (Harleites) petrocoriensis* (= *Barroisiceras haberfellneri*) es marcador del Coniaciano inferior en Europa (Kennedy 1983) y marca el máximo de una transgresión eustática importante (89 Ma, Haq et al. 1987, Jaillard et Arnaud-Vanneau 1993). Los géneros *Barroisiceras* y *Peroniceras* y la especie *B. bilobatum* son exclusivamente del Coniaciano, mientras que los géneros *Heterotissotia* y *Tissotia* caracterizan respectivamente el Turoniano superior-Coniaciano y el Coniaciano-Santoniano inferior (Kennedy 1983, Philip et al. 1984, Hancock 1991). Por lo tanto, dicha asociación de amonites (zona de *B. bilobatum*), atribuida al Coniaciano inferior por P. Bengtson (in Mourier et al. 1988) sería estrictamente equivalente a la zona de *I. enricii* del Coniaciano del Oriente peruano, tal como definida por Robertson Research (1990) o, posiblemente, de la zona de *P. fidelii*.

## 2.2. Litoestratigrafía

La extensa repartición de los amonites coniacianos demuestra que se trata de una amplia transgresión eustática, que cubrió la mayor parte del margen peruano. Por esta razón, es posible que la zona guía de *P. fidelii* incluya al Coniaciano inferior. Además, el Coniaciano inferior coincide con un cambio litológico nítido (fig. 24 y 25).

En la parte occidental de la cuenca oriental y en todos los Andes peruanos, la transgresión del Coniaciano inferior coincide con el fin del depósito de calizas masivas puras de plataforma marina (Fms Chonta inferior, Cajamarca, Jumasha, Arcurquina y Ayavacas) y el inicio de una sedimentación mayormente arcillosa en ambiente marino en el Norte (Fms Celendín, Chonta superior) y mayormente continental en el Sur del Perú (Fms Chilcane, Moho, Vilquechico, Yuncaypata y Aroifilla). Este cambio resultaría de un evento paleogeográfico y tectónico mayor, que corresponde al inicio de la fase peruana (Jaillard y Sempéré 1989, Jaillard 1994, fig. 24).

En el Oriente ecuatoriano, la secuencia coniaciana está representada por alternancias de calizas delgadas con lutitas, conocidas como la "Caliza M-1", que sobreyacen a la Caliza principal o "Calizas A" y "M-2" del Turoniano medio a superior (Bristow y Hoffstetter 1977, fig. 25).

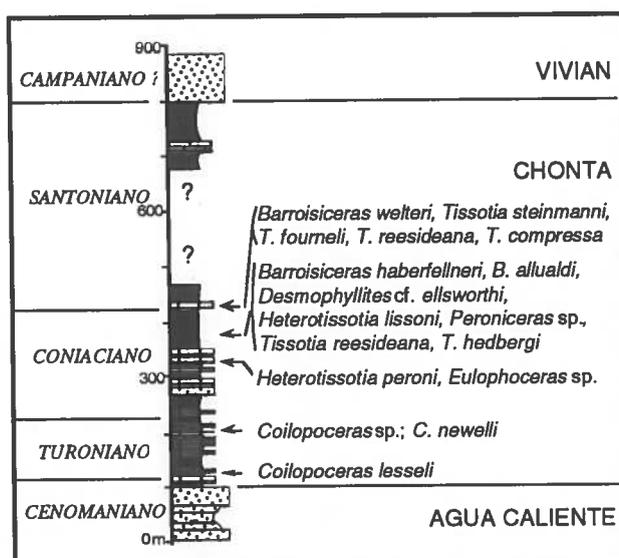


Fig. 22 : Sección fosilífera del río Yana-Yacu, según Ducloz y Rivera (1956). Nótese la sucesión de amonites desde el Turoniano hasta el Santoniano.

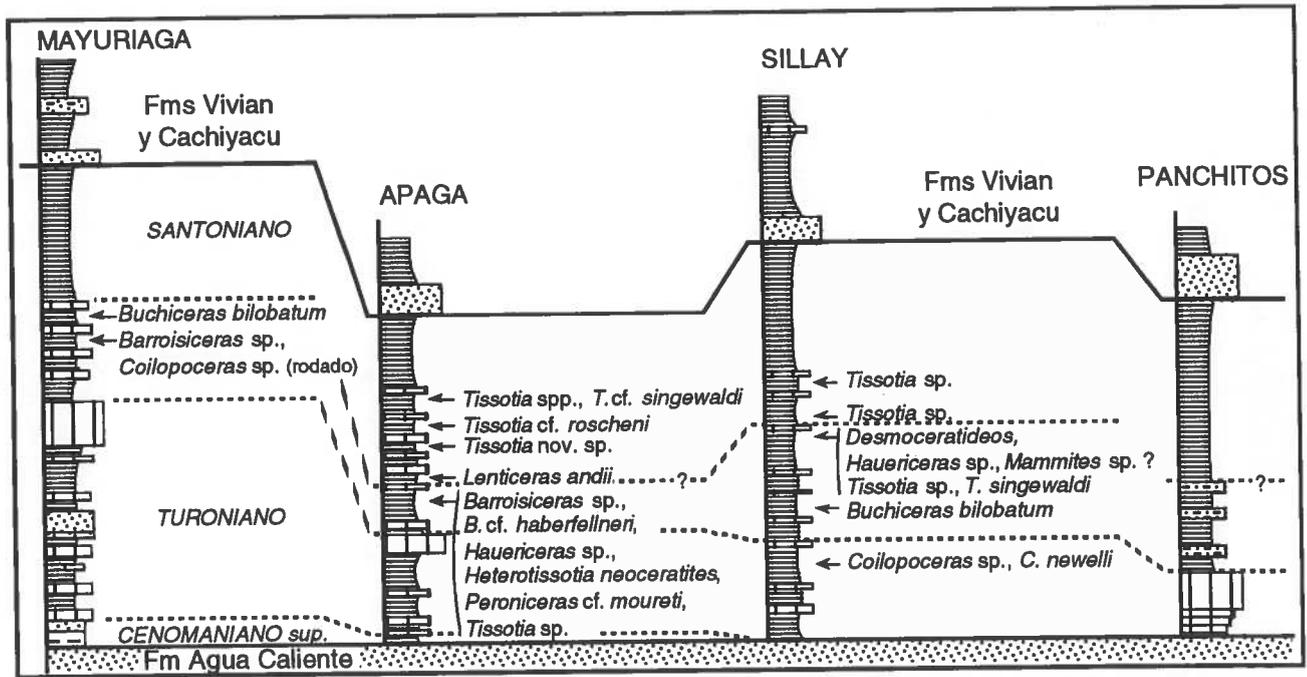


Fig. 23 : Secciones fosilíferas de la base de la Formación Chonta en la cuenca Santiago y la parte suroccidental de la Cuenca Marañon, según Zegarra (1964), modificado.

### 3. La transgresión del Santoniano inferior y la regresión del Santoniano superior

#### 3.1. Bioestratigrafía

En el Oriente peruano, la zona de *D. senonicus* está atribuida al Santoniano inferior (Robertson Research 1990). Esta biozona está presente en todos los pozos y secciones estudiados, excepto Valencia 41D y quizás en las secciones de los Pongos de Manseriche y Tiraco donde Müller (1981) no identificó su zona santoniana de *Zlivisporites* spp.. Por lo tanto, puede ser considerada como una biozona o un nivel guía. En cambio, la zona de *T. microstriatus* considerada como de edad probablemente Santoniano tardío solo ha sido reconocida en el pozo de La Frontera 3X (Robertson Research 1990), evidenciando una laguna sedimentaria importante.

En las partes Sur y Oeste de la cuenca Marañon y en la cuenca Huallaga, los niveles coniacianos están sobreyacidos por lutitas y calizas en bancos delgados cuya fauna de amonites está dominada por los géneros *Tissotia* (especialmente *T. steinmanni*), *Lenticeras* (especialmente *L. baltai*), con algunos representantes de *Desmoceratideos*, *Desmophyllites* y *Eulophoceras* (Moran y Fyfe 1933, Lisson y Boit 1942, Kummel 1948, Rosenzweig 1953, Ducloz y Rivera 1956, Zegarra 1964, fig. 16, 22 y 23).

Dicha asociación es similar a la de la zona de *Lenticeras baltai* de la Formación Celendín de los Andes nor-peruanos (que incluye además especies de *Texanites*), atribuida al Santoniano

(Benavides 1956, Reyes 1980). En el Pongo de Rentema, dicha asociación mencionada por Lisson y Boit (1942), Rivera (1949, 1956), Córdoba (1986) y Mourier et al. (1986), fue atribuida más precisamente al Santoniano inferior por P. Bengtson (*in* Mourier et al. 1988). Amonites representativos de esta asociación están conocidos en los Andes del Perú central (Fm Celendín, Wilson 1963, Romani 1982) y la zona de Arequipa (Fm Querque, Vicente 1981, fig. 27) donde expresan una transgresión marina poco profunda pero muy extensa, que se encuentra en la zona de Cuzco (Fm Yuncaypata, Carlotto 1992, Jaillard et al. 1993) y en el Altiplano de Perú (Fm Vilquechico, Jaillard et al. 1993) y Bolivia (Fm Chaucana, Sempéré et al. 1988, Sempéré 1994).

Por lo tanto, la transgresión marina que contiene esta asociación de amonites del Santoniano inferior parece ser correlacionable con la zona de *D. senonicus* definida por Robertson Research (1990) en el Oriente peruano, y apoya la atribución estratigráfica de esta última. En cambio, no aparecen correlaciones claras con la carta eustática de Haq et al. (1987).

#### 3.2. Litoestratigrafía

En el Oriente peruano, la litología del Santoniano inferior es comparable a la del Coniaciano. Sin embargo, en varias secciones de campo (fig. 16, 22 y 23), el Santoniano parece ser menos calcáreo y más lutáceo que los niveles coniacianos.

En el Oriente ecuatoriano, el Santoniano pa-

rece ser representado mayormente por limolitas marinas arenosas con escasos bancos delgados de calizas, que sobreyacen a las alternancias de calizas y lutitas (Caliza "M-1" del Coniaciano (Tschopp 1953, Faucher et al. 1971, Bristow y Hoffstetter 1977, fig. 25).

En los Andes del Norte del Perú, la litología del Santoniano inferior es comparable a la del Coniaciano, y la ausencia de estudios detallados no permite diferenciar litológicamente estos niveles de la Formación Celendín. En los Andes del centro del Perú, Romani (1982) y J. Jacay (trabajo en curso) describen un paso gradual de la Formación Celendín a Capas Rojas continentales, que podrían representar en parte el Santoniano superior.

En el Sur del Perú, las lutitas y calizas marinas de la transgresión atribuida al Santoniano

descansan directamente sobre las lutitas yesíferas del Coniaciano (zona de Arequipa, Vicente 1981, Jaillard 1993) o incluyen un nivel basal de areniscas transgresivas (regiones de Puno y Cuzco y Bolivia). En ambos casos, están sobreyacidas por lutitas y limolitas rojas continentales finas (Audebaud 1973, Carlotto 1992, Sempéré et al. 1988, Jaillard et al. 1993).

La importante regresión observada tanto en el centro como en el Sur del Perú y en Bolivia, explica la ausencia casi general de los estratos del Santoniano superior en el Oriente peruano (zona de *T. microstriatus* de Robertson Research 1990). Dicha regresión se debe al descenso eustático del nivel del mar del Santoniano superior (Haq et al. 1987), posiblemente reforzada por efectos de la tectónica peruana (Mégard 1978, Jaillard 1993).

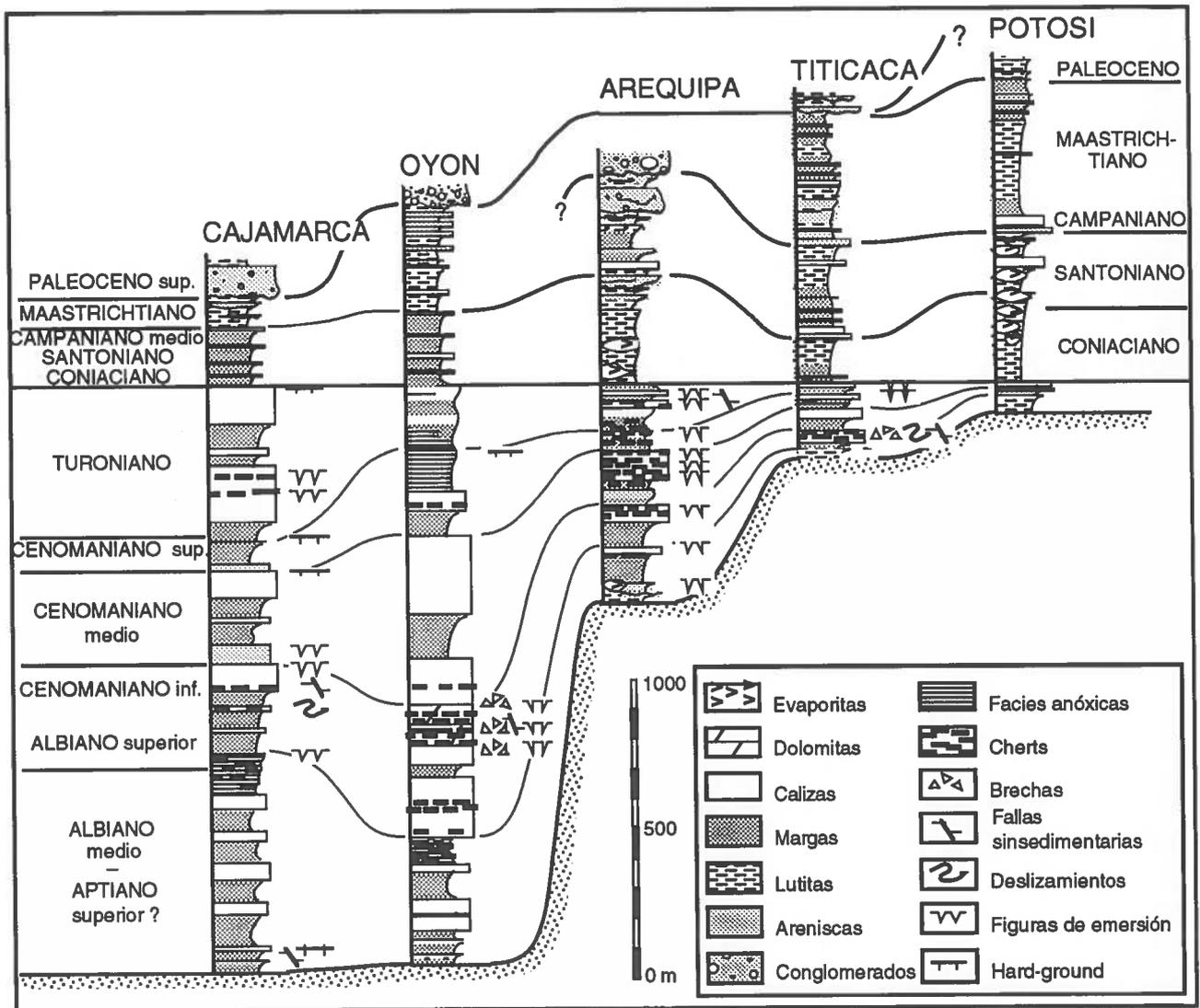


Fig. 24 : La sedimentación del Albiano-Maastrichtiano en los Andes de Perú y Bolivia, según Jaillard y Sempéré (1991). El contraste (litología y espesores) entre la serie del Albiano-Turoniano y la del Senoniano (espesor y litología), así como la diferencia entre el Norte y el Sur del Perú (y Bolivia) están interpretados como el resultado de la fase peruana precoz del límite Turoniano-Coniaciano.

#### 4. La transgresión del Campaniano medio y la regresión del Campaniano superior

##### 4.1. Bioestratigrafía

En el Oriente peruano, el Campaniano está representado por la zona de *Monocolpopollenites SCI 39C* de Müller (1981) y/o las zonas de *A. reticulatus* y *C. euribei* de Robertson Research (1990).

La zona de *A. reticulatus*, atribuida al Campaniano inferior, ha sido reconocida en todos los pozos estudiados, excepto los de Cuinico Norte, Yanayacu 27X y quizás Mahuaca 3X del centro de la cuenca Marañon (Robertson Research 1990). Esta zona está también presente en la cuenca Madre de Dios (Pongo de Mainique y río alto Inambari, Soto 1982, Tarazona 1992, fig. 26).

La zona de *C. euribei* del Campaniano superior está generalmente ausente en los pozos de la cuenca Marañon excepto Mahuaca 3X. En cambio, está generalmente presente los pozos de la cuenca Ucayali excepto en La Frontera 3X (Robertson Research 1990), traduciendo una laguna estratigráfica debida a una probable regresión (fig. 26). Müller (1981) encontró la zona de *M. SCI 39C* (Campaniano) en los Pongos de Manseriche y Tiraco y en el río Cushabatay.

En los Andes peruanos, la transgresión campaniana solo ha sido identificada paleontológicamente en el Pongo de Rentema (Mourier et al. 1988), por la presencia de los amonites *Libyoceras* sp., *Manambolites* sp., *Menabites* sp., *Pachydiscus* sp. juv. y *Submortonicerias* sp. (det. P. Bengtson); los bivalvos *Incanopsis acariformis*, *Peruarca pectunculoides*, *Plicatula ferryi* y *Veniella drui*; los gasterópodos *Calliophalus americanus*, *Cryptorhytis cheyennensis*, *Strombus tortugensis*, *Turritella triliria* y *T. saposia* (det. J.-P. Lefranc) y el selacio *Schizorhiza* aff. *stromeri* (det. H. Capetta). El selacio y los moluscos indican el intervalo Campaniano medio-superior a Maastrichtiano inferior, mientras que los amonites indican el Campaniano medio (Mourier et al. 1988). *Coahuilites whitei* y *Paciceras olssoni* del Maastrichtiano descritos por Rivera (1956) en el mismo sitio correspondrían más bien a *Manambolites* sp. y *Libyoceras* sp., respectivamente (Bengtson in Mourier et al. 1988).

En el Sur del Perú, un delgado nivel de lutitas negras marinas de las formaciones Vilquechico y Yuncaypata, que contiene el selacio *S. stromeri* y las carofitas *Feistiella ovalis* y *Platychara perlata* (Peck y Reker 1947, Newell 1949, Kalafatovich 1957, Dávila y Ponce de León 1971, Marocco 1978, Jaillard et al. 1993)

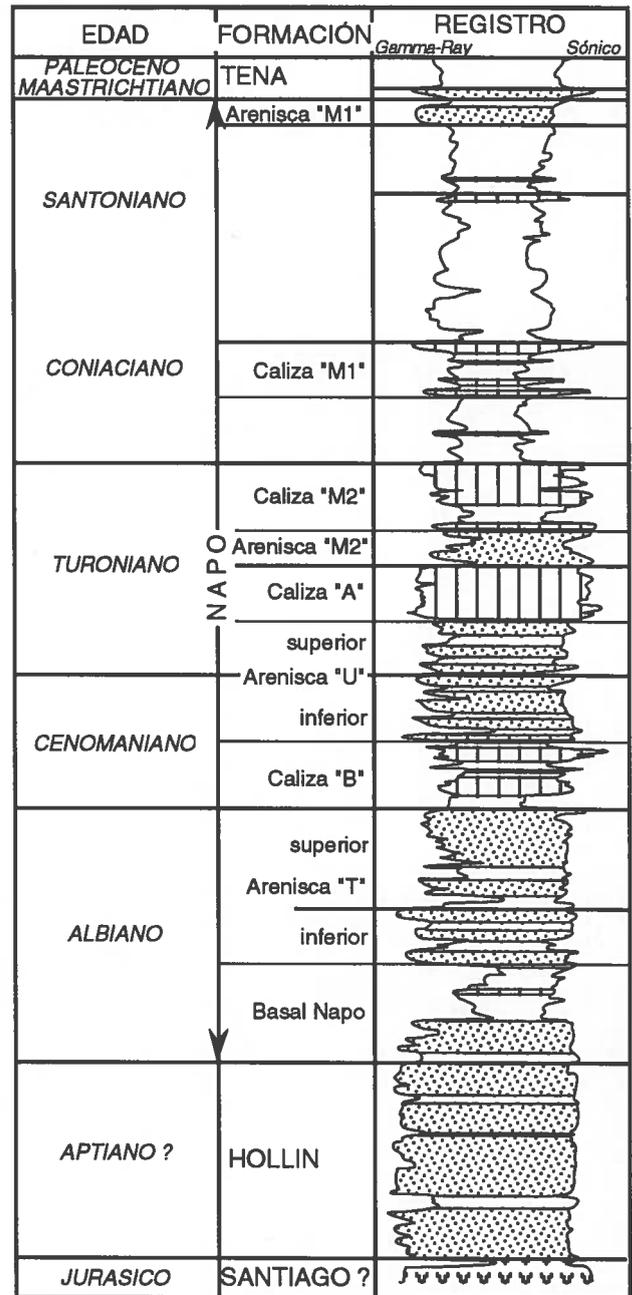


Fig. 25 : Ejemplo de columna sintética de la serie cretácica del centro del Oriente ecuatoriano.

ha sido correlacionado con la transgresión datada del Campaniano medio en el Pongo de Rentema (Jaillard et al. 1993, 1994, fig. 27 y 29). Este nivel está también conocido en Bolivia (Sempéré et al. 1987, Sempéré 1994).

En el Sur de la zona subandina de Ecuador, el tope de la Formación Napo ha sido datado localmente del Campaniano (Faucher et al. 1971). En el resto de la cuenca oriental ecuatoriana, el tope de la Formación Napo está caracterizado por niveles arenosos (Areniscas "M-1") datados según los lugares del Santoniano o del Campaniano inferior (fig. 25).

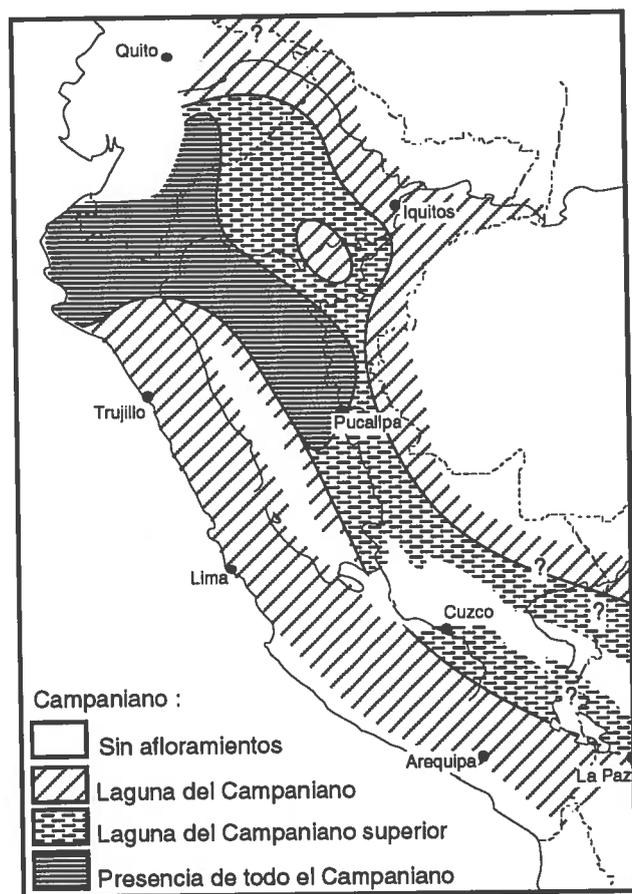


Fig. 26 : Repartición de los depósitos del Campaniano inferior y del Campaniano superior en el margen peruano. Compárese con la figura 21.

Dichas observaciones indican que una transgresión marina importante ocurrió durante la parte temprana del Campaniano. La edad más precisa estaría dada por los amonites del Pongo de Rentema, pero necesitan más estudios (P. Bengtson, comunicación personal). Por lo tanto, podría tratarse de la transgresión eustática del fin del Campaniano inferior, cerca de 79,5 Ma según Haq et al. (1987).

#### 4.2. Litoestratigrafía

En el Oriente peruano, los depósitos marinos de la secuencia campaniana comienzan con areniscas (Formación Vivian inferior), siguen con limolitas negras y terminan con limolitas continentales. Está sobreyacida en discordancia por las areniscas maastrichtianas (Formación Vivian superior), lo que indica la ocurrencia de erosiones de edad Campaniano superior. La misma disposición se observa en el Oriente ecuatoriano.

En el Pongo de Rentema y en el Sur del Perú, las delgadas lutitas marinas negras atribuidas al Campaniano descansan directamente sobre las limolitas rojas santonianas y están so-

breyacidas por depósitos rojos continentales más o menos finos, cubiertos en discordancia por areniscas del Campaniano terminal-Maastrichtiano (Sur del Perú o Bolivia) o por conglomerados del Paleoceno terminal-Eoceno inferior (Pongo de Rentema).

La litología sugiere una posible correlación entre las areniscas de base de las formaciones Vilquechico y Yuncaypata superior o El Molino y la Formación Vivian *s.l.* Sin embargo, (1) la bioestratigrafía indica que la parte inferior de la Formación Vivian sería coetánea de la transgresión de la parte superior de las formaciones Vilquechico y Yuncaypata medio, o Chaunaca, y (2) la discontinuidad mayor se encuentra en la base de las formaciones Vivian superior, Vilquechico superior y Yuncaypata superior. Por estas razones, correlacionamos la Formación Vivian inferior (areniscas y lutitas sobreyacentes) con la secuencia campaniana de las formaciones Vilquechico y Yuncaypata superior, y la Formación Chaunaca de Bolivia (Sempéré et al. 1987, 1988).

#### 5. Las transgresiones del Maastrichtiano inferior-medio y la regresión del Maastrichtiano superior

La secuencia maastrichtiana constituye un nivel gufa a la escala de los Andes centrales, con una sucesión característica y correlacionable desde Ecuador hasta Bolivia. La base está siempre subrayada por un nivel arenoso discordante, que representa una consecuencia de la fase peruana mayor del Campaniano superior (Jaillard 1993, 1994, Sempéré 1994).

La fase peruana mayor del Campaniano superior es responsable, por ejemplo, del sobrecurrimiento de Cincha-Lluta en la zona de Arequipa (Vicente 1989, Jaillard 1993), de la creación de la cuenca muy subsidente de Capas Rojas de Cuzco-Sicuani (Noblet et al. 1987, López y Córdova 1988, Jaillard et al. 1993, fig. 27), de la emersión definitiva de los Andes peruanos y de la laguna sedimentaria del Campaniano superior en la mayor parte del margen, de la aparición de detritismo grueso en varías zonas, de la transgresión de los conglomerados Sandino en las cuencas de Talara y de la discordancia de los conglomerados Tablones en la cuenca de Lancones (véase Jaillard 1993, 1994, Sempéré 1994, para una síntesis).

##### 5.1. Bioestratigrafía

En el Oriente peruano, el Maastrichtiano está representado por las zonas palinológicas de *Gabonisorites* (Fms Cachiyacu y Huchpayacu) y *A. senegalensis* (Fm Casa Blanca) de Müller (1981) y de *A. spinosus* y *G. vigourou-*



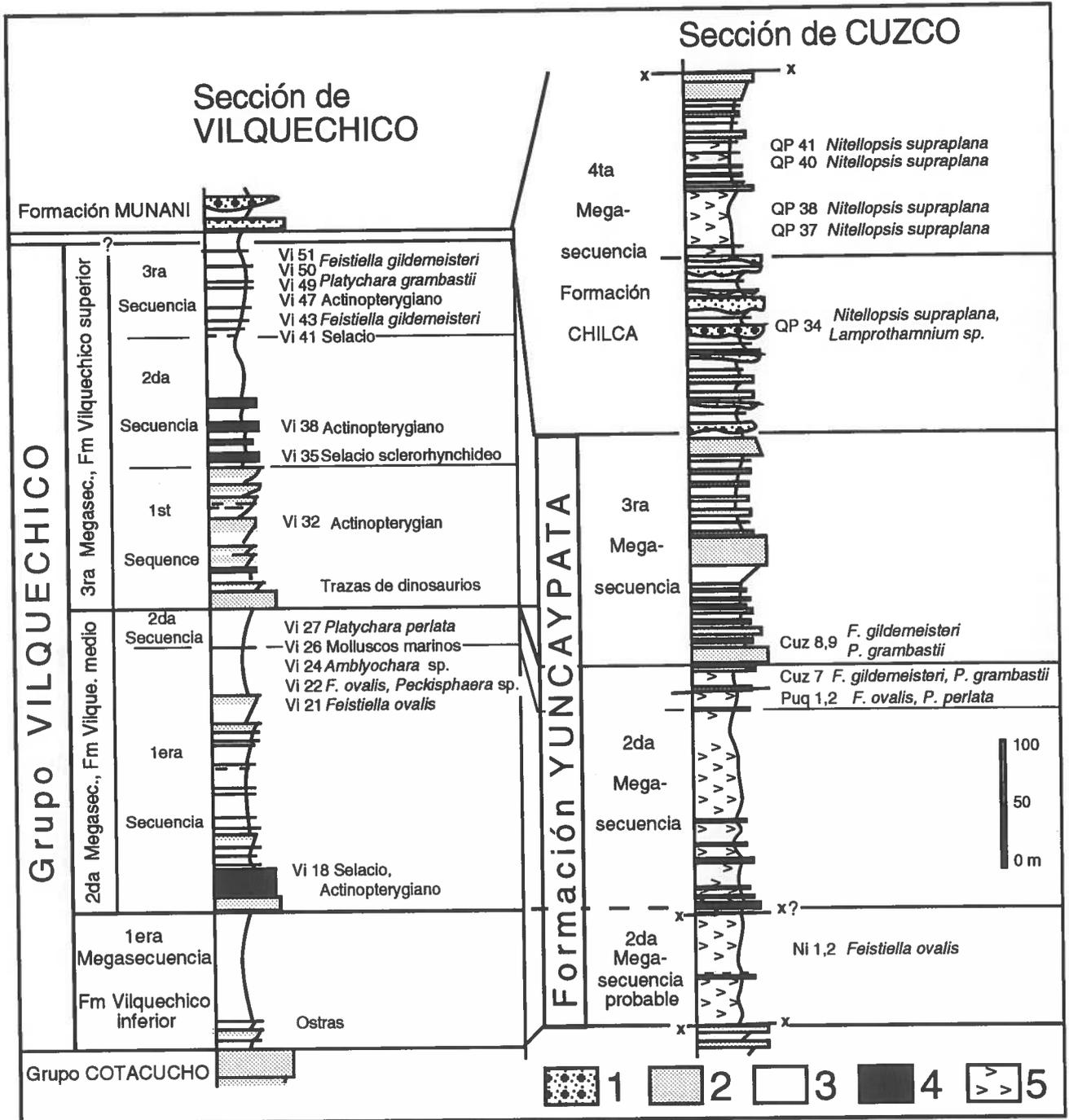


Fig. 28 : Estratigrafía y sedimentología del Grupo Vilquechico (zona de Puno) y de la Formación Yuncaypata (zona de Cuzco) del Sur del Perú (según Jaillard et al. 1994). Las Fms Vilquechico inferior (Coniaciano ?) y medio (Santoniano-Campaniano) y correlacionan con la Fm Chonta superior. La Fm Vilquechico superior (Campaniano superior ? y Maastrichtiano) es equivalente a las Fms Vivian, Cachiyacu, Huchpayacu y Casa Blanca. La Fm Chilca (Paleoceno) es equivalente a la Fm Yahuarango de la serie oriental.

mente asociadas con *Amblyochara peruviana*, que se correlaciona con las zonas de *R. rolli* y *F. gildemeisteri* de Gutierrez (1982) (fig. 28 y 29).

En Bolivia, la sucesión sedimentaria de la Formación El Molino es similar (Gayet et al. 1991, Jaillard et al. 1993, Gayet et al. 1993). Una datación radiométrica indica una edad del

Maastrichtiano inferior en niveles equivalentes a la parte inferior de la Formación Cachiyacu (Marshall y Sempéré, comunicación personal).

En resumen, la base de la secuencia está caracterizada, en todas las zonas orientales del margen, por una transgresión eustática mayor, que se puede correlacionar con la transgresión del Maastrichtiano inferior de la (zona de lan-

	SUR DEL PERU		NORTE PERU	ESTE DEL PERU	BOLIVIA	Asociaciones de carofitas
EOCENO	Fm MUÑANI					
PALEOCENO	Fm CHILCA					?
						<i>Maedleriella-N. supraplana</i> <i>F. costata-Sphaerochara</i>
CAMPIANIO MAASTRICHTIANO	sup.	3ra sec.				<i>F. gildemeisteri</i> <i>- P. grambastii</i>
	medio ?	2ta sec.				
	inf. ?	1ra sec.				
SANTONIANO	sup. a medio	2ta sec.				<i>F. ovalis - P. perlata</i>
	medio a inf.	1ra sec.				
CONIACIANO	Op 1ra Megasec					

Fig. 29 : Síntesis de la ocurrencia de las principales especies de carofitas en el Senoniano y Paleógeno del margen peruano, y propuesta de una biozonación, según Jaillard et al. (1994).

*ceolata*, 73,5 Ma, según Haq et al. 1987).

## 5.2. Litoestratigrafía

En el Oriente peruano, la secuencia mastrichtiana incluye cuatro formaciones.

La Formación Vivian superior está constituida por areniscas gruesas discordantes sobre la Formación Chonta superior o la Formación Vivian inferior. Es equivalente a las areniscas de base de las formaciones Vilquechico superior (Jaillard et al. 1993, fig. 28), Yuncaypata superior (Carlotto 1992) y El Molino (Sempéré et al. 1988). Es probablemente equivalente a las areniscas "M-1" de la parte somital de la Formación Napo y Basal Tena del Maastrichtiano de Ecuador (Faucher et al. 1971, Bristow y Hoffstetter 1977, fig. 25).

La Formación Cachiyacu, caracterizada por lutitas y calizas negras marinas, es un buen nivel guía, correlacionable con los niveles de litología y ambiente similares de las formaciones Vilquechico superior, Yuncaypata superior del Sur del Perú (base de la segunda secuencia, fig. 28), El Molino (Bolivia) y Tena (Ecuador, fig 25).

La Formación Huchpayacu, caracterizada por limolitas rojas continentales, constituye la parte regresiva de la transgresión mastrichtiana (tope de la segunda secuencia de la Fm Vilquechico superior, fig. 28).

La Formación Casa Blanca, constituida por areniscas blancas solo está conocida localmente (Huallaga Este, Ucayali Este, Sicuani). Representa el término más regresivo de la secuencia,

y puede faltar, sea por emersión, sea por erosión, especialmente en las zonas más occidentales de la cuenca oriental. Su correlación es difícil con las formaciones del Sur del Perú o de Bolivia, ya que ocurre allí una nueva transgresión (tercera secuencia de la Fm Vilquechico superior, fig. 28).

## 6. Conclusiones

La serie senoniana del margen peruano está caracterizada por cuatro transgresiones marinas mayores de edad Coniaciano inferior, Santoniano inferior, Campaniano "medio" y Maastrichtiano inferior, restringidas a la cuenca oriental o a las partes orientales de los Andes peruanos, pero muy extensas en estas zonas. Cada transgresión está seguida por regresiones importantes que dieron lugar a lagunas sedimentarias y/o erosiones, reflejadas por la ausencia de las asociaciones paleontológicas correspondientes y por discordancias entre las secuencias.

Estas transgresiones constituyen niveles guías y dieron lugar al depósito de secuencias sedimentarias generalmente bien individualizadas. Estas secuencias comienzan a menudo por depósitos arenosos (Santoniano inferior del Sureste del Perú, Campaniano "medio" del Norte de la cuenca Marañón y de Ecuador, Maastrichtiano inferior en toda la zona excepto la zona subandina de Ecuador) cuyo medio de depositación, significación y geometría será importante estudiar, ya que constituyen importantes reservorios en la cuenca oriental.

## VI. LOS CICLOS DEL PALEÓGENO

### 1. Presentación

Durante el Paleoceno superior, el Eoceno superior y el Oligoceno superior, importantes eventos tectónicos ocurren en el margen andino (fases Inca 1 y 2, y fase Aymara, Marocco et al. 1987, Sébrier et al. 1988, Noble et al. 1990, Benitez et al. 1993, Jaillard 1994, por ejemplo). Dichos eventos provocaron una regresión, levantamientos y erosiones en la mayor parte del margen. Por lo tanto, el Paleoceno superior o el Eoceno descansan amenudo directamente sobre el Maastrichtiano. Sin embargo, la naturaleza continental de los depósitos rojos paleocenos prohíbe dataciones precisas como para determinar la edad e importancia de las lagunas sedimentarias.

### 2. El ciclo Paleoceno

#### 2.1. En el Oriente peruano

En el Oriente, el ciclo paleoceno está representado por las formaciones Yahuarango (Kummel 1948) y Sol (Koch y Blissenbach 1962), constituidas por una serie de lutitas, limolitas rojas continentales, localmente con yeso. Por lo tanto, constituyen una zona palinológicamente estéril, ya que los eventuales palinomorfos fueron destruídos por oxidación (Robertson Research 1990). Descansan en concordancia sobre los depósitos maastrichtianos y es generalmente difícil reconocerlas en base a registros eléctricos.

El Paleoceno corresponde a las zonas sucesivas de carofitas de *Sphaerochara* spp. (asociadas con *Porochara gildemeisteri costata* (ahora *Feistiella costata*), y de *N. supraplana*, asociada con *Kosmogrya monolifera* (ahora conocida como *Maedleriella monolifera*), *Peckichara* spp. y *Harrisichara* spp. de Gutierrez (1975, 1982).

En el Sur de Europa, el género *Sphaerochara* está conocido desde el Campaniano superior hasta el Paleoceno (Babinot et al. 1983, Feist y Freytet 1983, Feist y Colombo 1983, Philip et al. 1984, fig. 30). En Bolivia, Sempéré (comunicación personal) y Gayet et al. (1993) identificaron una cuarta secuencia al tope de la Formación El Molino, que atribuyeron al Paleoceno basal. Esta secuencia podría corresponder a la zona de *Sphaerochara* spp. de Gutierrez (1982). En cambio, Koch y Blissenbach (1962) atribuyen al Cretáceo terminal la zona de *F. costata* de la Formación Sol inferior (equivalente a la zona de *Sphaerochara* spp. de Gutierrez 1982), ya que observan un cambio drástico

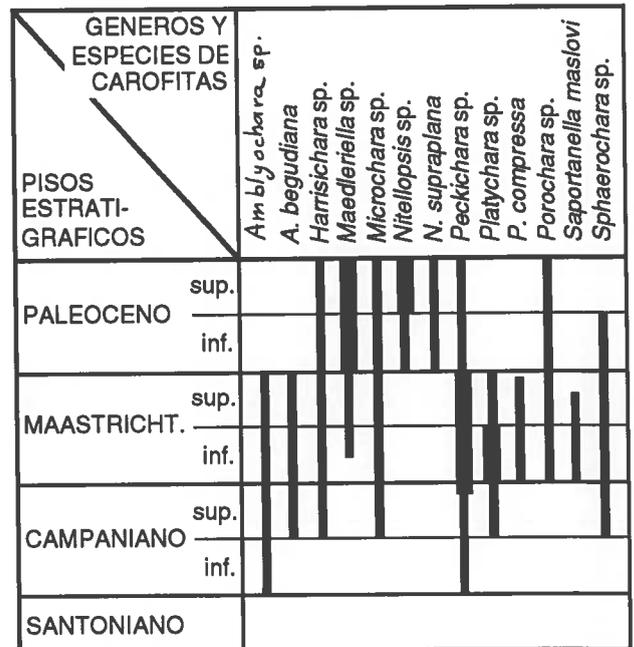


Fig. 30 : Rango estratigráfico de algunos géneros y especies de carofitas encontrados en el Cretáceo superior y Paleoceno del Sur de Europa (según Babinot et al. 1983, Feist y Freytet 1983, Feist y Colombo 1983, Philip et al. 1984).

de la microflora entre sus zonas de *F. costata* (Cretáceo terminal) y de *N. supraplana* (Terciario basal). En este caso, el límite Cretáceo-Terciario estaría ubicado por encima de la zona de *Sphaerochara* spp.. La ausencia de evidencias claras nos lleva a atribuir provisionalmente la zona de *Sphaerochara* spp. al Paleoceno inferior, de acuerdo con Gutierrez (1982).

Los géneros *Harrisichara* y *Peckichara* están conocidos desde el Campaniano hasta el Paleoceno; el género *Maedleriella* caracteriza el intervalo Maastrichtiano-Eoceno medio tardío; el género *Nitellopsis* solo aparece a partir del límite Cretáceo-Terciario y *N. supraplana* es marcador del Paleoceno (Babinot et al. 1983, Feist y Colombo 1983, Philip et al. 1984, fig. 30). Por lo tanto, la zona de *N. supraplana* es ciertamente del Paleoceno.

#### 2.2. Comparación con regiones vecinas

En los Andes, el ciclo paleoceno está muy mal datado, excepto en ciertos lugares.

En el Sur del Perú, está representado por la Formación Chilca (Audebaud 1973). En Cuzco, comienza por una secuencia de limolitas, areniscas y conglomerados continentales con restos de vertebrados, y sigue con una secuencia grano y estrato-creciente, de ambiente lacustre en la base y fluviátil al tope (Carlotto 1992, Jaillard et al. 1993, fig. 28). Ambas secuencias contienen abundantes *N. supraplana*, lo que

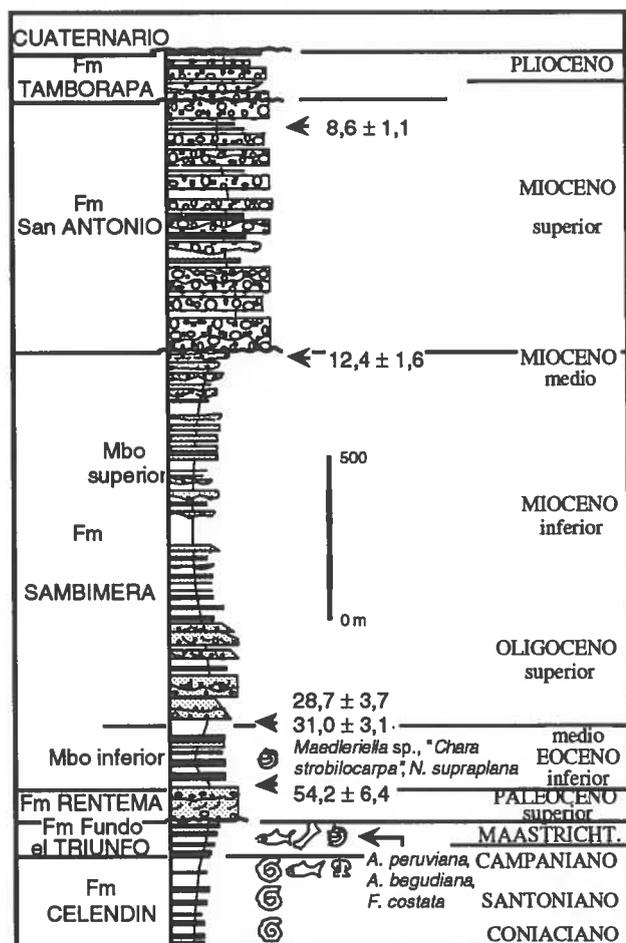


Fig. 31 : Sección de la serie Cretáceo superior-Terciario de la zona de Bagua, según Mourier et al. (1988) y Naeser et al. (1991).

permite atribuirles al Paleoceno y correlacionarlas con la biozona homónima de Gutierrez (1982). La presencia de *Lamprothamnium* sp. en la secuencia inferior sugiere un ambiente salobre y la proximidad del mar (Jaillard et al. 1994). En Sicuani, la Formación Chilca corresponde a una potente serie de limolitas rojas finas (Audebaud 1973). En Bolivia, la Formación Santa Lucía comienza con limolitas rojas que pasan gradualmente a yesos o areniscas (Sempéré 1994). Contiene una rica fauna de vertebrados del Paleoceno inferior a medio (Tiupampa, Gayet et al. 1991, De Muizon 1991).

En estas zonas, la ausencia aparente de la biozona de *Sphaerochara* spp. sugiere una laguna sedimentaria del Maastrichtiano terminal y/o del Paleoceno inferior. Sin embargo, se necesitan más estudios de las carofitas paleocenas y/o más dataciones radiométricas para averiguar dicha hipótesis.

La faja Oeste de la cuenca oriental presenta a menudo una laguna sedimentaria de todo, o de la mayor parte del Paleoceno. Esta laguna puede ser debida a un levantamiento tectónico de edad Paleoceno, y/o a erosiones debidas a la

fase tectónica del Paleoceno superior-Eoceno basal (Marocco et al. 1987, Noble et al. 1990, Benitez et al. 1993, Jaillard 1994, Sempéré 1994). En la zona de Puno, la Formación Vilquechico superior está sobreyacida en concordancia por algunos metros de limolitas púrpuras atribuidas a la Formación Chilca y luego por los conglomerados eocenos de la Formación Muñani (Jaillard et al. 1993, fig. 27 y 28). En Renteña, la Formación Fundo el Triunfo maastrichtiana está sobreyacida en leve discordancia angular por los conglomerados de la Formación Renteña (Mourier et al. 1988), datados por trazas de fisión del límite Paleoceno-Eoceno (Naeser et al. 1991, fig. 31).

En la zona subandina de Ecuador, la Formación Tiyuyacu del Paleoceno superior-Eoceno inferior (Faucher et al. 1971) descansa directamente, en discordancia, sobre la Formación Tena maastrichtiana (Faucher et al. 1971, Bristow y Hoffstetter 1977). En el Norte del Oriente ecuatoriano, la Formación Tuyuyacu datada del Eoceno inferior descansa en discordancia sobre solo 50 metros de arcillas y areniscas rojas atribuidas al Paleoceno (Benitez et al. 1993, fig. 32).

### 2.3. Conclusiones

La base del "ciclo Paleoceno" (zona de *Sphaerochara* spp. de Gutierrez 1982), considerada en el presente trabajo como del Paleoceno inferior, pertenecería todavía al Cretáceo terminal, según Koch y Blissenbach (1962, zona de *F. costata*). Su parte superior es indudablemente del Paleoceno (tardío ?).

Este ciclo parece estar completo solo en el centro de la cuenca oriental. Sin embargo, una laguna estratigráfica entra las zonas de *Sphaerochara* spp. y *N. supraplana* está sugerida al menos localmente por el cambio drástico de la microflora, y por la presencia, en la de la cuenca Ucayali, de un nivel rico en caolinita (Fm Sol 2) que se podría interpretar como un paleosuelo (?).

Hacia el lado Oeste de la cuenca oriental, una laguna de la parte inferior, y localmente de todo el ciclo Paleoceno (Renteña, Oeste de Ecuador), comprobada por los datos estratigráficos y sedimentológicos, está debida a fenómenos tectónicos ligados a la fase tectónica del Paleoceno superior-Eoceno basal.

### 3. El ciclo Eoceno

El ciclo del Eoceno está dominado por importantes transgresiones eustáticas, y está enmarcado por los eventos tectónicos del Paleoceno superior-Eoceno basal (fase Inca 1, 57-54

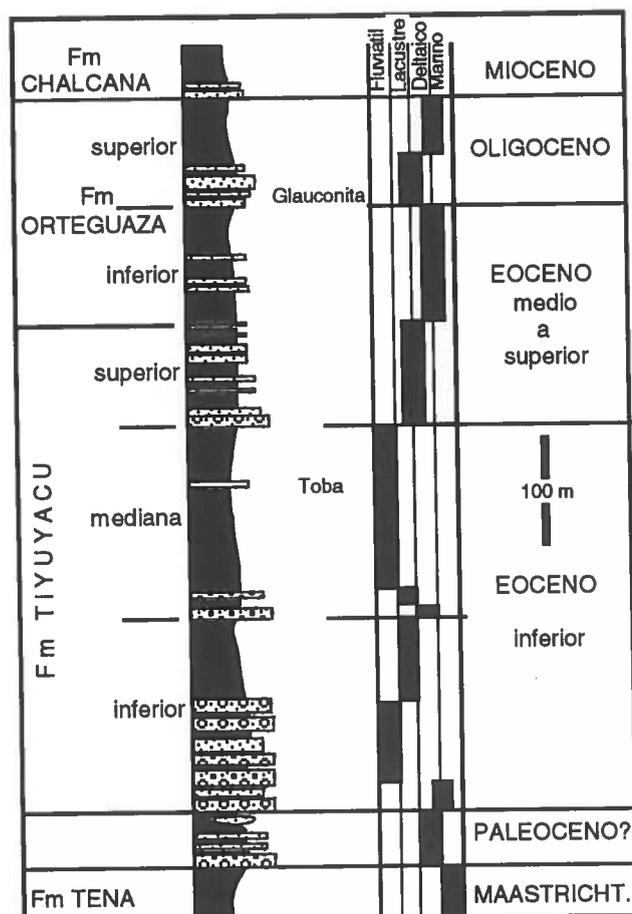


Fig. 32 : Estratigrafía del Paleógeno de la parte Norte del Oriente ecuatoriano, según Benitez et al. (1993).

Ma), y del Eoceno superior (fase mayor Inca 2, 42-38 Ma, Mégard 1984, Sébrier et al. 1988, Jaillard 1994). Por lo tanto, empieza a menudo por conglomerados gruesos. Luego, sigue con dos secuencias constituidas por depósitos marinos, salobres o lacustres, sobreyacidos por capas rojas continentales.

### 3.1. El ciclo Eoceno inferior

En el Oriente peruano, el ciclo Eoceno inferior está representado por la Formación Pozo, que comprende un nivel basal grueso (Basal Pozo), un horizonte de lutitas y calizas marinas o salobres, y limolitas rojas continentales. Estaba anteriormente considerada como oligocena (Willians 1949, Gutierrez 1975, Seminario y Guizado 1976), pero fue atribuida al Eoceno superior por Robertson Research (1981, zona de *Verrucatosporites usmensis*) y al Eoceno por Aliaga (1981). Corresponde probablemente a la zona inferior de *Ammobaculites* "P" (con *Haplophragmoides* spp., *Trochammina* spp. y ostrácodos) de Gutierrez (1982), que identificó en la cuenca Marañón y el Norte de la cuenca Ucayali (Gutierrez 1982). Robertson Research (1990) lo dató del Eoceno inferior (zona de *F.*

*perforatus*). La zona de *F. perforatus* contiene fósiles de medio marino marginal a salobre en la parte central a oriental de la cuenca Marañón y en la parte Norte de la cuenca Ucayali.

En todos los Andes, la base de la secuencia eocénica (Eoceno inferior o Paleoceno superior ?) está representado por conglomerados gruesos, a menudo sobreyacidos por depósitos lacustres. En la zona de Bagua, la Formación Rentema (equivalente a las areniscas Basal Pozo) está datada por una toba datada por trazas de fisión del Paleoceno superior-Eoceno inferior ( $54 \pm 6$  Ma, Naeser et al. 1991, fig. 31). La parte inferior de la Formación Sambimera sobreyacente, correlacionada con la Formación Pozo, depositada en ambiente lacustre (fig. 31), contiene las carofitas *Maedleriella* sp., *N. supraplana* y "*Chara strobilocarpa*", que indican una edad no más joven que el Eoceno medio (Mourier et al. 1988, Naeser et al. 1991).

En Bolivia, la Formación Santa Lucía está sobreyacida en discordancia por las areniscas conglomerádicas de la Formación Caraya, que incluye una intercalación lacustre en su tercio inferior (Sempéré 1994), probablemente equivalente a los niveles salobres de la Formación Pozo. Dichas unidades están datadas por vertebrados del piso Casamayoriano, de edad Eoceno inferior (Marshall y Sempéré 1991).

En el Oriente ecuatoriano, la Formación Tiyuyacu, discordante, comprende conglomerados basales y limolitas rojas. Contiene los pólenes *Monoporites annuloides*, *M. iverensis* y el foraminífero *Globanomalina* sp. (Norte de la zona subandina, Faucher et al. 1971), así como los foraminíferos *Ammobaculites* spp., *Haplophragmoides chilenum*, *H. cf. walteri* y *Rzehakina* sp. (Norte de la cuenca oriental, Benitez et al. 1993), que indican el Eoceno inferior y un ambiente de depósito marino a salobre (fig. 32). Se correlaciona con la Formación Pozo. Podría corresponder a la transgresión eustática del Eoceno inferior (Ypresiano, 52,5 Ma, según Haq et al. 1987).

### 3.2. El ciclo Eoceno medio-superior

El ciclo Eoceno medio-superior ha sido puesto en evidencia recientemente. En el Oriente peruano, Robertson Research (1981) identificó una zona de *Verrucatosporites usmensis* de edad Eoceno superior, que correlacionó equivocadamente con la Formación Pozo. En 1990, identificó la zona de *S. undulatus*, del Eoceno medio a superior, localmente de medio marino marginal a salobre (centro-Norte de la cuenca Marañón). Probablemente corresponde a la zona superior del Eoceno (ostrácodos y pe-

queños gasterópodos) definida por Gutierrez (1982).

En los Andes peruanos, los datos bioestratigráficos no son detallados como para reconocer los depósitos correspondientes. En Bagua, el Eoceno superior está marcado por una laguna sedimentaria (fig. 30).

En el Norte del Oriente ecuatoriano, Benitez et al. (1993) evidenciaron una transgresión de edad Eoceno medio a superior (Fm Ortegua inferior, fig. 32), por la presencia de los foraminíferos *Haplophragmoides* aff. *desertorium*, *H. chilenum* y *Trochammina teasi*, y los pólenes *Retitricolporites guianensis* y *Verrucatus usmensis*.

Se la puede correlacionar tentativamente con las transgresiones del inicio del Eoceno medio (Lutetiano, 48 y 45,5 Ma, Haq et al. 1987).

### 3.3. Conclusión

El ciclo Eoceno comprende dos secuencias.

Las areniscas o areniscas conglomerádicas Basal Pozo son correlacionables con las de la base del ciclo Eoceno de los Andes y pueden ser atribuidos al Paleoceno terminal o Eoceno basal. Representan una consecuencia de la fase tectónica Inca 1 del Paleoceno superior-Eoceno basal, lo que explica también la discordancia de base y las erosiones de la secuencia paleocena. Las lutitas y calizas marinas a salobres sobreyacentes de la Formación Pozo coinciden con una transgresión marina del Eoceno inferior (Faucher et al. 1971, Robertson Research 1990, Benitez et al. 1993).

Una nueva transgresión, datada del Eoceno medio-superior (Robertson Research 1990, Benitez et al. 1993), es atribuible al Lutetiano, ya que en esta época ocurren transgresiones eustáticas importantes, y que están anteriores a los eventos tectónicos del Eoceno superior. Esta transgresión, todavía poco documentada, parece estar un poco más restringida y menor que la anterior. Está desconocida en los Andes.

### 4. El ciclo Oligoceno

En el Oriente peruano, el Oligoceno indiferenciado está representado por la zona de *C. dorogensis* (Robertson research 1990), que corresponde a la Formación Chambira (Kummel 1948), constituida por lutitas, margas, yeso, y areniscas en menor cantidad. Kummel (1948) menciona gasterópodos y bivalvos del Oligoceno superior-Mioceno inferior, pero sin precisar su posición estratigráfica. Seminario y Guizado (1976) y Gutierrez (1982) mencionan numerosas carofitas (entre las cuales *T. ucayalensis*

*principalis*), ostrácodos, restos de peces y conchas y atribuyen la Formación Chambira al Mioceno.

En los Andes peruanos, los depósitos oligocenos son generalmente conglomerados gruesos mal datados, como los del Grupo Puno, datado por carofitas (Chanove et al. 1969).

Están mejor conocidos en las cuencas de ante-arco (Macharé et al. 1986, Ballesteros et al. 1988). En las cuencas *on-shore*, una unidad inferior (Eoceno superior?) está sobreyacida en discordancia, sea por depósitos parcialmente marinos atribuidos al del Oligoceno superior-Mioceno inferior (cuenca Moquegua, Marocco et al. 1985), o francamente marinos datados por diatomeas (cuenca de Pisco, Macharé et al. 1988, Sébrier et al. 1988).

En el Oriente de Ecuador, la Formación Ortegua (o Chalcana), constituida por lutitas con limolitas y areniscas, fue atribuida al Oligoceno, por la presencia de *Ammobaculites* spp., *Haplophragmoides* spp. y *Trochammina* spp. ("fauna de *Ammobaculites* A", Tschopp 1953, Faucher et al. 1971, Bristow y Hoffstetter 1977). En el Norte del Oriente ecuatoriano, Benitez et al. (1993, fig. 32) mencionan al tope de la formación foraminíferos planctónicos (*Globorotalia mayeri*, *G. opima nana*), foraminíferos bentónicos (*Ammobaculites* sp., *Discaminoides* sp., *Trochammina asagaensis*) y pólenes (*C. dorogensis*, *Momipites africanus*), que indican juntos una edad Oligoceno superior y un medio marino marginal hasta manglar. Este resultado constituye la primera mención de una transgresión marina de edad oligocénica en la cuenca oriental de los Andes centrales.

En Bolivia, la Formación Petaca, depositada en ambiente continental, sería del Oligoceno superior-Mioceno medio (Marshall et al. 1993).

*En conclusión*, la mayoría de los datos apoyan una edad Oligoceno superior, hasta Mioceno inferior, para la transgresión marina correlacionable con los depósitos de la zona de *C. dorogensis*. Si esto es el caso, es probable que exista una laguna sedimentaria mayor de edad Eoceno superior-parte inferior del Oligoceno superior entre las formaciones Pozo y Chambira, debida a los efectos de la fase tectónica incáica mayor del Eoceno superior y de la fase Aymara del Oligoceno superior (Sébrier et al. 1988).



## CAPITULO IV

## SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y CONCLUSIONES

## I. SINTESIS ESTRATIGRAFICA

El análisis crítico y la síntesis de los datos estratigráficos y de las biozonas establecidas por Müller (1981) y Robertson Research (1990) en el Oriente peruano, así como su comparación con los datos estratigráficos de regiones vecinas permitió confirmar, precisar, o a veces modificar las edades de las biozonas y formaciones correspondientes. Además, permitió poner en evidencia (1) varios niveles guías, que representan máximos de transgresión eustática y constituyen, por lo tanto, líneas de tiempo (aun que gruesas); (2) varias lagunas sedimentarias que coinciden generalmente con regresiones eustáticas, posiblemente reforzadas por levantamientos tectónicos. Por lo tanto, entre una laguna sedimentaria y un máximo de transgresión, existen necesariamente discontinuidades importantes.

Estos elementos permiten definir secuencias de depósito, tal como definidas por Vail et al. (1987), Haq et al. (1987) o Van Wagoner et al. (1988), que analizaremos utilizando los conceptos y el método de Homewood et al. (1992).

## 1. Las secuencias "neocomianas"

Hemos podido definir (1) la discontinuidad de base de la Formación Cushabatay, atribuida al límite Berriasiano-Valanginiano; (2) un máximo de transgresión de edad Valanginiano medio a superior; (3) un máximo de transgresión de edad Aptiano inferior. El límite superior de la secuencia "Neocomiana" está constituido por la transgresión de la zona de *P. valdiviae* del Albiano inferior.

El Valanginiano (zona de *D. etruscus*, fig. 33) solo existe en la parte Oeste de la cuenca, el Aptiano inferior (zona de *A. operculatus*) puede descansar directamente sobre las rocas precretácicas (Centro-Este de la cuenca) y es probable que la misma disposición se observa más al Este con la transgresión albiana, evidenciando una disposición en *on-lap* a gran escala, determinada por las transgresiones eustáticas.

Por lo tanto, en el conocimiento actual de la estratigrafía, podemos definir por lo menos dos

secuencias mayores de depósito, las areniscas basales del Valanginiano inferior pudiendo representar una tercera secuencia.

## 2. La megasecuencia albiana y la regresión del Cenomaniano inferior

Hemos podido establecer que la secuencia de transgresión de la zona de *P. valdiviae*, donde está presente, constituye una línea de tiempo cuya base tiene una edad cerca al límite Aptiano-Albiano (fig. 31).

La laguna estratigráfica casi generalizada del Albiano inferior a medio (zona de *E. jardinei*, fig. 31) expresa un hiato sedimentaria, posiblemente correlacionable con la superficie endurecida (*hard-ground*) submarina (?) observable en los Andes al tope de las formaciones Inca y Pariahuanca.

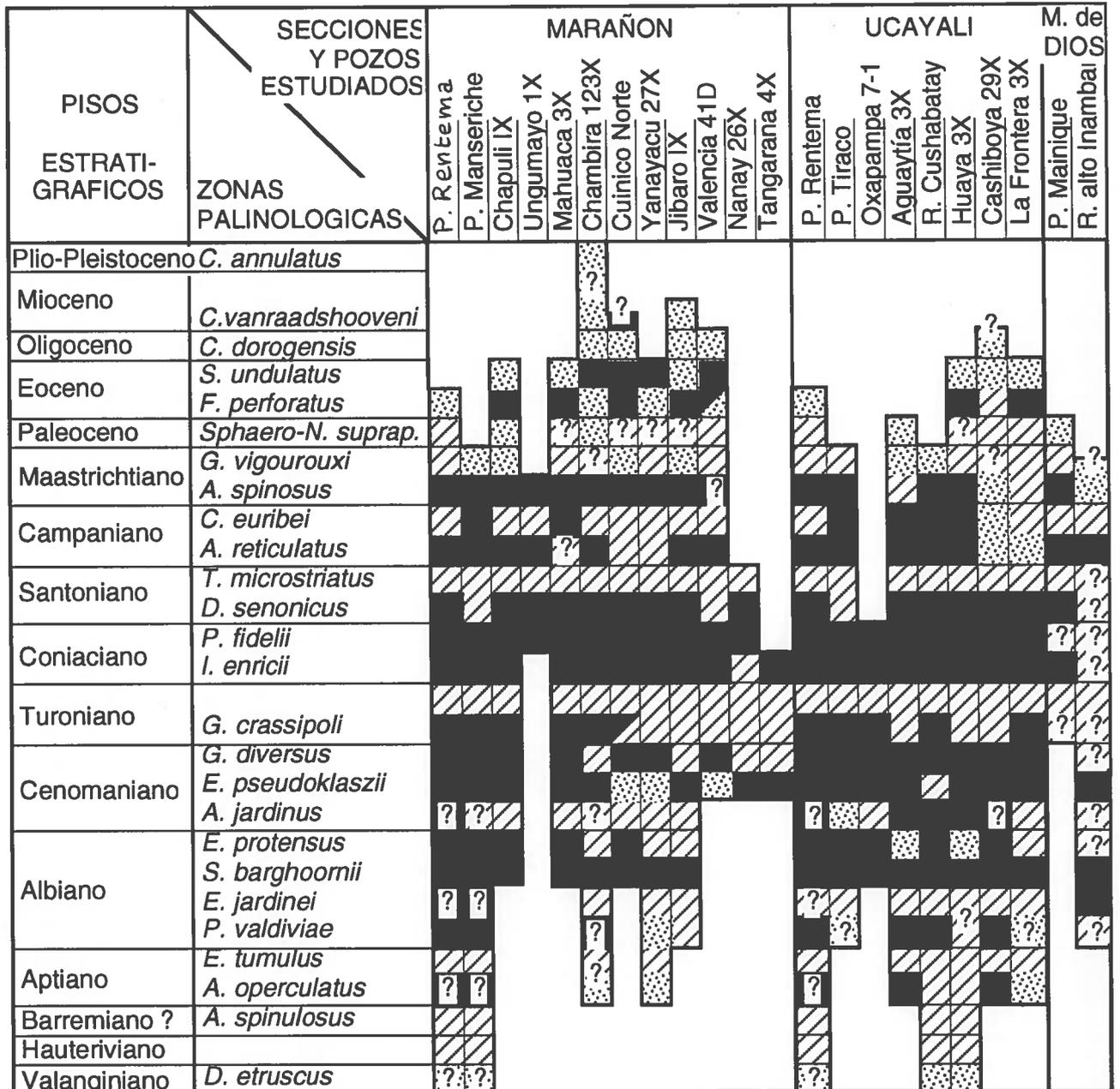
El máximo de transgresión del Albiano medio es un buen nivel guía, sincrónico, calibrado por amonites y pólenes (zona de *S. barghoornii*, fig. 31). Corresponde probablemente a los máximos de transgresión eustática del Albiano medio.

Después de depósitos marinos del Albiano superior (zona de *E. protensus*), ocurre una regresión que provoca la progradación hacia el Oeste del delta oriental (Fm Agua Caliente). La mayor parte de la cuenca oriental emerge durante el Cenomaniano inferior, provocando una laguna estratigráfica mayor (zona de *A. jardi-nus*, fig. 31). Esta regresión estuvo probablemente acentuada por los eventos tectónicos coetáneos de la fase Mochica.

## 3. La megasecuencia del Cenomaniano medio-Turoniano

La gran transgresión del Cenomaniano medio favorece el depósito de las areniscas delticas (Fm Agua Caliente, zona de *E. pseudoklas-zii*). Una nueva transgresión, asociada con condensaciones posiblemente debidas a una gran regresión eustática (Haq et al. 1987), provoca el depósito y posiblemente la erosión del Cenomaniano superior (laguna parcial de la zona de *G. diversus*, fig. 31).

Estos pulsos transgresivos culminan con la transgresión mayor del Turoniano inferior (zo-



 ausente     
  marino     
  continental     
  no muestreo

Fig. 33 : Repartición de los niveles datados por pólenes (o amonites), medios sedimentarios y ubicación de las lagunas sedimentarias en la cuenca oriental. La atribución al Coniaciano de la zona de *I. enricii* por Robertson Research (1990) está adoptada en este cuadro.

na de *G. crassipoli* según Robertson Research 1990, fig. 33). En los Andes, esta transgresión está seguida por el depósito de un cuerpo calcáreo de alto nivel de edad Turoniano medio a superior (Jaillard et Arnaud-Vanneau 1993).

La ausencia generalizada de estos depósitos en la cuenca oriental (Robertson Research 1990, fig. 33) puede ser interpretada de dos maneras. Sea la atribución cronoestratigráfica al Coniaciano inferior de la zona de *I. enricii* por Robertson Research (1990) tiene que ser revisada, sea ocurrió un evento tectónico importante

en el Turoniano superior (fase Peruana precoz de Jaillard 1993, 1994), que provocó la laguna sedimentaria del Turoniano superior por ausencia de depositación o por erosiones posteriores.

#### 4. Las secuencias senonianas

El Senoniano está caracterizado por cuatro transgresiones marinas mayores que dan lugar al depósito de cuatro secuencias sedimentarias bien definidas.

La primera secuencia la constituye la transgresión mayor del Coniaciano inferior (zona de

*I. enricii*, según Robertson Research 1990, fig. 33), seguida por una regresión en el Coniaciano superior (Haq et al. 1987). Sin embargo, Robertson Research (1990) determina como zona gufa, la zona de *P. fidelii*, de edad Coniaciano superior (fig. 33), lo que plantea el problema de la atribución estratigráfica de las zonas coniacianas de Robertson Research (1990).

La transgresión marina del Santoniano inferior (zona de *D. senonicus*, fig. 33) está seguida por una transgresión importante del Santoniano superior, expresada por la laguna general del Santoniano superior (zona de *T. microstriatus*, fig. 33), probablemente acentuada por efectos de la fase tectónica Peruana.

La transgresión del Campaniano inferior (zona de *A. reticulatus*) sería del Campaniano "medio" según Mourier et al. (1988), y se termina con la regresión del Campaniano superior (zona de *C. euribei*, fig. 33). La laguna sedimentaria y la discordancia del tope de esta secuencia se deben a la fase Peruana mayor del Campaniano superior (Jaillard 1993, 1994).

La transgresión mayor del Maastrichtiano inferior (zona de *A. spinosus*, fig. 33) está conocida en todas las zonas orientales del margen andino. La parte regresiva de esta secuencia (zona de *G. vigourouxii*), de ambiente continental, está a menudo ausente o estéril (fig. 33).

### 5. Las secuencias Paleógenas

Al menos tres secuencias pueden ser distinguidas en la evolución paleógena del margen peruano.

El ciclo paleoceno, integralmente continental (zonas sucesivas de *Sphaerochara* spp. y *N. supraplana* de Gutierrez 1982, fig. 33), podría incluir dos secuencias separadas por una laguna sedimentaria. Un episodio lacustre en la base de la segunda constituiría un nivel gufa.

La transgresión del Eoceno inferior (zona de *F. perforatus*, fig. 33) está subrayada por areniscas derivadas de la fase tectónica Inca 1. Consiste en depósitos generalmente salobres, conocidos en varias zonas del margen.

La transgresión (o las transgresiones) del Eoceno medio-superior (zona de *S. undulatus*, fig. 33) es más probablemente de edad Lutetiano. No está conocida en los Andes peruanos. Está seguida por depósitos continentales, interrumpidos por la fase tectónica mayor Inca 2 del Eoceno superior (en realidad Bartoniano-Priaboniano inferior, Jaillard et al. 1994), que provoca lagunas sedimentarias y erosiones en todo el margen.

La secuencia del Oligoceno superior probable (zona de *C. dorogensis*) corresponde a una nueva transgresión eustática, menos marcada que las anteriores. Si se confirma esta edad, comprobaría la existencia de una laguna sedimentaria mayor de edad parte del Eoceno superior-Oligoceno inferior y medio.

## II. CARTA CRONOESTRATIGRAFICA

La definición de las secuencias de depósito, de los niveles sincrónicos y de las lagunas sedimentarias a gran escala permite establecer una carta cronoestratigráfica (véase Vail et al. 1987).

### 1. Presentación de la carta crono-estratigráfica

Una carta cronoestratigráfica tiene como escala vertical, no los espesores, sino el tiempo. Por lo tanto, la carta no describe la geometría exacta de los sedimentos, sino que constituye un calendario de los eventos deposicionales.

La escala horizontal es una sección transversal idealizada de la cuenca. Es decir que eliminaremos todas las particularidades regionales (topografía, movimientos tectónicos locales), para establecer un "modelo" estratigráfico basado sobre los datos bio- y lito-estratigráficos, valable en sus grandes rasgos en cualquiera parte de la cuenca.

Para el establecimiento de la carta crono-estratigráfica de la cuenca Marañon (que se puede construir a cualquiera escala), las hipótesis de base son las siguientes: (1) los niveles sincrónicos son los máximos de transgresión; (2) las lagunas sedimentarias pueden representar sea regresiones asociadas con períodos de no deposición o de erosión, sea a niveles de condensación ligados a períodos transgresivos; (3) el substrato de la cuenca está llano y buza regularmente hacia el Oeste.

Una carta cronoestratigráfica permite visualizar la edad de los cuerpos transgresivos o regresivos, ubicar las lagunas sedimentarias y las zonas de erosión (que permiten tener ideas sobre el origen del material detrítico), y establecer la disposición de los cuerpos sedimentarios (*on-lap*, *top-lap*, etc). Por lo tanto, permite predecir con buena probabilidad el tipo de sucesión litológica, de contactos, y de litología que se podrá encontrar en cualquiera parte de la cuenca, sabiendo, sin embargo, que variaciones locales pueden ocurrir. Estas variaciones observadas entre la carta crono-estratigráfica y la rea-

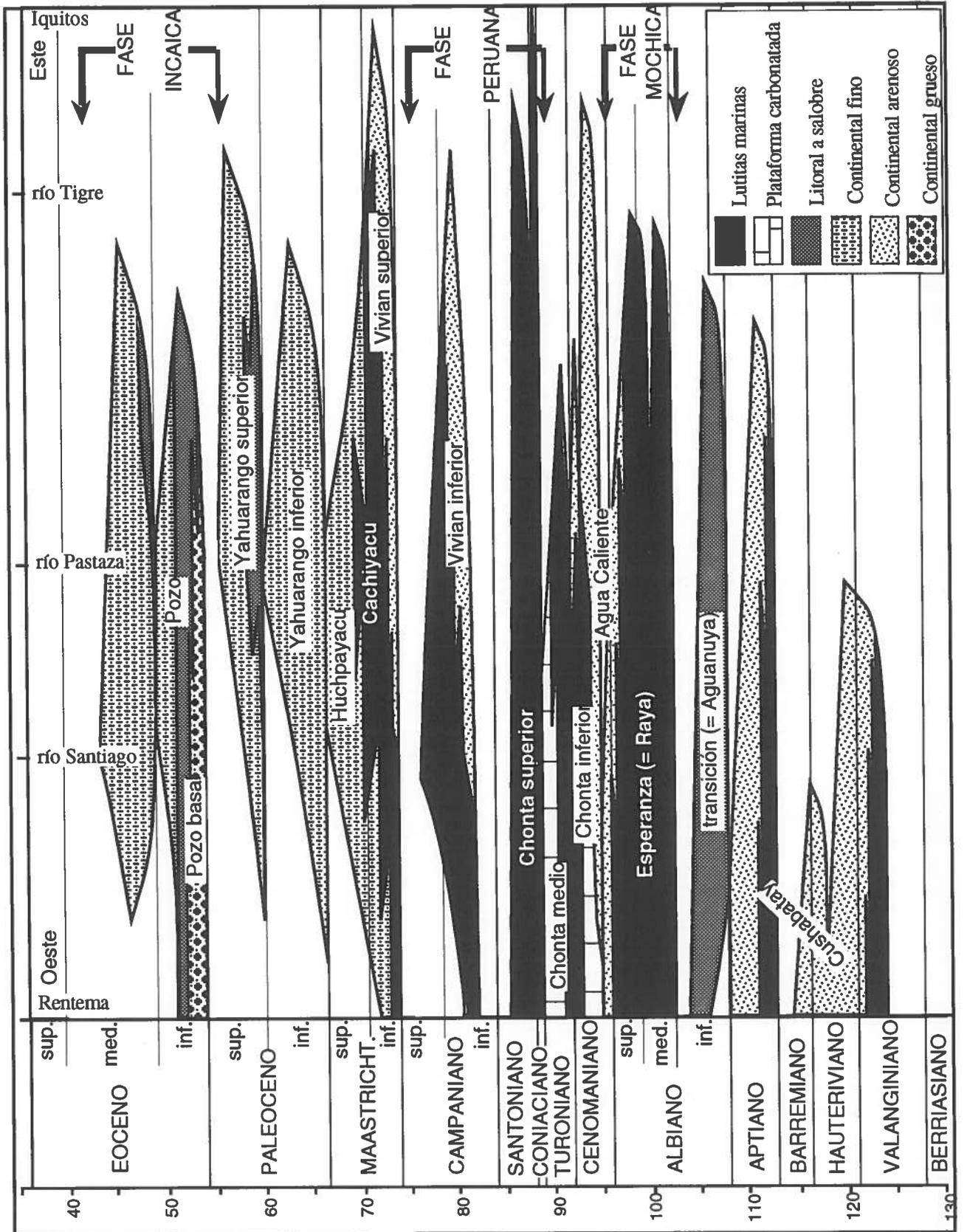


Fig. 34 : Carta crono-estratigráfica general del Cretáceo-Paleógeno de la cuenca Marañon (Oriente peruano), basado en los datos de Robertson Research (1990). Nótese el on-lap a gran escala hacia el Este de los depósitos hasta el Coniaciano inferior, la migración de los depósitos marinos o salobres hacia el Este con el tiempo, la coincidencia de las lagunas sedimentarias con las fases tectónicas andinas precoces, y el levantamiento andino a partir del Campaniano superior que provoca erosiones al Oeste y la inversión de la ubicación de las áreas fuentes.

lidad (correlaciones de pozos por ejemplo) están debidas a factores locales, tales como levantamientos, erosiones, accidentes topográficos, etc..., y su análisis llevarán informaciones sobre la evolución tectónica de la cuenca (capítulo "Sedimentología").

Para el establecimiento de la carta crono-estratigráfica de la cuenca Marañon, hemos adoptado las atribuciones estratigráficas propuestas en las discusiones del capítulo anterior, y hemos mantenido la atribución al Coniaciano inferior de la zona de *I. enricii* por Robertson Research (1990, fig. 33).

## 2. Propuesta de una carta-croestratigráfica

La carta crono-estratigráfica propuesta (fig. 34) pone de manifiesto varios rasgos generales importantes de la evolución sedimentaria de la cuenca oriental.

### 2.1. El on-lap y las transgresiones del Cretáceo inferior y medio

La transgresión marina del Cretáceo "medio" y superior provoca un *on-lap* a gran escala de los depósitos de la cuenca, en dirección del Este, que involucra a los depósitos del intervalo Aptiano-Coniaciano. Durante este intervalo, la ubicación de los depósitos más marinos no cambia, quedándose la cuenca abierta hacia el Oeste (fig. 34). Sin embargo, este *on-lap* es fuertemente discontinuo, y ocurre en cinco grandes etapas: Aptiano inferior, Albiano inferior, Albiano medio, Cenomaniano medio y Coniaciano inferior, que son todas épocas de transgresiones eustáticas mayores (Haq et al. 1987). Por lo tanto, la evolución sedimentaria de la cuenca está principalmente controlada por el eustatismo. Una consecuencia es que, en los bordes de la cuenca, es probable que existan discordancias de los depósitos Albianos, Cenomanianos, y Coniacianos sobre las rocas precretácicas.

### 2.2. La "agradación" del Senoniano-Paleógeno

A partir del Coniaciano, se observan varios cambios.

En primer lugar, lagunas sedimentarias casi generales ocurren en el Santoniano superior, Campaniano superior, probablemente Paleoceno medio y superior, y finalmente Eoceno superior-Oligoceno inferior. Estas separan secuencias bien individualizadas, subrayadas por cueros arenosos.

En segundo lugar, lagunas sedimentarias cada vez más importantes ocurren en el borde oc-

cidental de la cuenca, a partir del Campaniano superior. Esto provocó la migración del sitio de la depositación mayormente marina (o salobre) hacia el Este, primero rápidamente durante el Senoniano superior, luego más lentamente, hasta ubicarse entre los ríos Tigre y Pastaza en el Eoceno.

Estos fenómenos se deben al inicio de la tectónica andina, a partir del límite Turoniano-Coniaciano (fase peruana precoz de Jaillard y Sempéré 1991, Jaillard 1993, 1994). Esta tectónica tiene dos resultados.

Primero, la deformación compresiva de la cuenca occidental provocó el engrosamiento y el levantamiento de los paleo-Andes, que indujo (1) emersiones y erosiones cada vez más pronunciadas en el borde occidental de la cuenca, (2) el abastecimiento desde el Oeste en material detrítico (Pozo basal por ejemplo), y (3) el inicio de la subsidencia por flexión, de tipo antepais (Sempéré 1994), que provoca el ahundamiento y el estrechamiento de la cuenca.

En segundo lugar, la tectónica provoca una disminución de la subsidencia en el margen andino, que indujo, a su vez, lagunas sedimentarias importantes durante los períodos de regresión eustática (Jaillard 1993). Luego, cuando sube nuevamente el nivel eustático, el mar invade los paleo-relieves y puede retrabajar el material de la superficie emergida, pudiendo dar lugar al depósito de areniscas transgresivas, como lo pueden ser las areniscas de la Formación Vivian.

### 2.3. Lagunas sedimentarias y fases tectónicas

Cabe notar la buena concordancia entre las fases tectónicas reconocidas en los Andes peruanos (Jaillard 1993, 1994), y las lagunas sedimentarias observadas en la cuenca oriental.

La laguna del Cenomaniano inferior, que se ubica en la base o dentro de la Formación Agua Caliente, está coetánea de la fase Mochica (Albiano superior-Cenomaniano inferior), responsable de la clausura de la cuenca Casma de la costa peruana.

La laguna del Turoniano superior determinada por Robertson Research (1990), a pesar de que necesita confirmación bioestratigráfica, podría ser debida a un levantamiento a gran escala de una parte de la cuenca, provocado por la fase peruana precoz del Turoniano superior-Coniaciano basal.

La laguna del Campaniano superior está coetánea con la fase peruana mayor, que provoca, en el Sur del Perú, deformaciones compresivas,

sobre-escurrimientos y la creación de la cuenca de las Capas Rojas de Cuzco, por ejemplo.

La laguna del Paleoceno superior está coetánea con la fase tectónica Incáica precoz (Inca 1), responsable de plegamientos y discordancias en los Andes Nor-peruanos, y de acreción de terrenos de naturaleza oceánica en la Costa sur del Ecuador (Jaillard et al. 1994).

Finalmente, la fase Incáica mayor del Eoceno superior, provocó muy probablemente erosiones y discordancias en la cuenca oriental peruana (fig. 34).

### 3.4. Conclusión

En la cuenca oriental se observa el paso progresivo desde un régimen sedimentario mayormente controlado por las variaciones eustáticas del nivel del mar (Cretáceo inferior-medio), caracterizado por una disposición en *on-lap* a gran escala, hasta un régimen controlado por fenómenos tectónicos, marcado por el incremento del detritismo, por lagunas sedimentarias o erosiones, y por modificaciones en el régimen de la subsidencia.

El análisis de dichos fenómenos será el objetivo de la memoria "Sedimentología" del presente convenio.

## III. RECOMENDACIONES

Los problemas estratigráficos mayores que presenta todavía la cuenca oriental y que merecen estudios bioestratigráficos adicionales son los siguientes.

1. La edad exacta de la zona de *D. etruscus*, que hemos atribuido al Valanginiano;
2. La edad exacta de la zona de *P. valdiviae* cuyos equivalentes en los Andes fueron atribuidos sea al Aptiano terminal, sea al Albiano basal;
3. La amplitud y el significado de la laguna estratigráfica del Albiano inferior a medio (zona de *E. jardinei*);
4. La atribución crono-estratigráfica exacta de las biozonas de *G. crassipoli*, *I. enricii* y *P. fidelii*, cuyas atribuciones actuales plantean el problema mayor de la laguna sedimentaria generalizada del Turoniano superior, y de la expresión sedimentaria de la transgresión mayor a escala regional del Coniaciano inferior (zona de *I. enricii*, o de *P. fidelii* ?)
5. Cabe averiguar que los depósitos marinos de la zona de *A. reticulatus* correspondan con

la transgresión datada del Campaniano medio por los amonites de la zona de Bagua.

6. Argumentos sedimentológicos y tectónicos hacen sospechar la existencia de lagunas sedimentarias importantes en la base, medio y tope de la secuencia paleocena. Sin embargo, en el estado actual del conocimiento bioestratigráfico de estas unidades, es todavía imposible averiguarlo.

7. La transgresión marina expresada por la zona de *S. undulatus*, atribuida al Eoceno medio-superior, parece corresponder a las transgresiones marinas del Lutetiano (parte inferior del Eoceno medio).

7. El Oligoceno siendo una época de laguna sedimentaria generalizada, sería importante precisar la edad de la zona de *C. dorogensis*. En el Norte de la cuenca oriental de Ecuador, depósitos marinos comparables, conteniendo *C. dorogensis* y foraminíferos planctónicos fueron datados del Oligoceno tardío (Benitez et al. 1993).

Para los puntos 1, 2, 4 y 5, recomendamos llevar a cabo muestreos detallados de secciones fosilíferas seleccionadas, con el fin de estudiar conjuntamente los amonites, moluscos, palinómorfos, nanofósiles calcáreos y foraminíferos. Este tipo de estudio de bio-estratigrafía integrada parece constituir el mejor método para precisar el rango estratigráfico de las zonas palinológicas y de las especies endémicas. En caso de tal estudio, el ORSTOM puede comprometerse en hacer estudiar los macrofósiles por destacados especialistas europeos.

Un trabajo comparable tendría que estar encarado para los puntos 6, 7 y 8. Sin embargo, en estos casos, la ausencia o escasez de fósiles marinos hacen imposible un estudio integrado. Las herramientas más fiables son los pólenes, las carofitas y las dataciones radiométricas de tobas bien preservadas interestratificadas en los sedimentos, si es que se encuentran. En caso de tal estudio, el ORSTOM puede comprometerse en hacer estudiar las carofitas, y hacer datar radiométricamente algunas tobas.

## REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALVÁREZ, P. (1979).- Estudio palinológico de la Formación Chonta en el bloque Ocho. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, **62**, 239-251, Lima.
- ATHERTON M.P., PITCHER, W.S. & WARDEN, V. (1983).- The mesozoic marginal basin of Central Peru. *Nature*, **305**, 303-305, Washington.
- AUDEBAUD, E. (1973).- Geología de los cuadrángulos de Ocongate y Sicuani. *Boletín del Instituto de Geología Minería y Metalurgia*, **25**, 72 p., Lima.
- BABINOT, J.-F. & FREYTET, P. (coord.) (1983).- Le Sénonien supérieur continental de la France méridionale et de l'Espagne septentrionale: état des connaissances biostratigraphiques. *Géologie Méditerranéenne*, **10** (3-4), 245-268, Marseille.
- BALDOCK, J.W. (1982).- Geología del Ecuador. *Boletín de Explicación del Mapa geológico de la República del Ecuador*. Dirección General de Geología y Minas, Quito, 70 p.
- BALLESTEROS, M.W., MOORE, G.F., TAYLOR, B. & RUPPERT, S. (1988).- Seismic stratigraphic framework of the Lima and Yaquina forearc basins, Peru. in : E. Suess, R. Von Huene et al., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, **112**, 77-90, College Station, TX.
- BATTY, M. & JAILLARD, E. (1989).- La sedimentación neocomiana (Jurásico terminal - Aptiano) en el Sur del Perú. in: *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América latina*, L.A. SPALLETTI, ed., A75-A88, Buenos-Aires.
- BECKINSALE, R.D., SANCHEZ-FERNANDEZ, A.W., BROOK, M., COBBING, E.J., TAYLOR, W.P. & MOORE, N.D. (1985).- Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: W.S. Pitcher, M.P. Atherton, E.J. Cobbing & R.D. Beckinsale (Eds), *Magmatism at a Plate Edge, the Peruvian Andes*, 177-202, Blackie, Glasgow and Halsted Press, New York.
- BENAVIDES, V. (1956a).- Cretaceous system in Northern Peru. *American Museum of Natural History Bulletin*, **108**, 352-494, New York.
- BENAVIDES, V. (1956b).- Geología de la región de Cajamarca. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, **30**, 49-79, Lima.
- BENAVIDES, V. (1962).- Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, **38**, 5-63, Lima.
- BENITEZ, S., ZAMBRANO, I., ORDOÑEZ, M. & CHIRIBOGA, J. (1993a).- Contribución al conocimiento estratigráfico del Paleógeno de la cuenca oriental ecuatoriana. *Actas Meeting PICG 301*, resumen, Caracas, Marzo 1993.
- BENITEZ, S., JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., JIMÉNEZ, N. & BERRONES, G. (1993b). Late Cretaceous to Eocene tectonic-dedimentary evolution of Southern Coastal Ecuador. Geodynamic implications. 2° *International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG*, Oxford 93, 279-282, Orstom ed., Paris.
- BERRONES, G., JAILLARD, E., ORDOÑEZ, M., BENGTON, P., BENITEZ, S., JIMÉNEZ, N. & ZAMBRANO, I. (1993). Stratigraphy of the "Celica-Lancones Basin" (SW Ecuador-NW Peru). Tectonic implications. 2° *International Symposium on Andean Geodynamics-ISAG*, Oxford, Sept. 93, 293-286, Orstom ed., Paris.
- BERRY, E.W. (1922).- The Mesozoic flora of Peru. *John Hopkins University, Studies in Geology*, **4**, 49 p.
- BERTHOU, P.Y., CHANCELLOR, G.R. & LAUVERJAT, J. (1985).- Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite *Vascoceras* CHOFFAT, 1898, from Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **71**, 55-79, Lisboa.
- BRANISA, L., R. HOFFSTETTER, S. FREINEX, J. ROMAN & J. SORNAY (1966).- Nouvelle contribution à l'étude de la paléontologie et de l'âge du groupe Puca (Crétacé de Bolivie). *Bull. Mus. Nation. Hist. Natur.*, **38** (3), 301-310, Paris.
- BRENNER, G. (1968).- Middle Cretaceous spores and pollens from northeastern Peru. *Pollens et spores*, **10**, Paris.
- BRISTOW, C.R., & HOFFSTETTER, R. (1977).- Ecuador. *Lexique Stratigraphique International*, **V**, 5a2, 410 p., CNRS ed., Paris.
- CABRERA la ROSA, A. & PETERSEN, G. (1934).- Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. *Bol. Cuerpo Ing. Minas Petrol. Perú*, depart. geol., **115**, 100 p. Lima.
- CANFIELD, R.W., BONILLA, G. & ROBBINS, R.K. (1982).- Sacha oil field of Ecuadorian Oriente. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**, 1076-1090, Tulsa.
- CARLOTTO, V. (1992).- *Relations entre sédimentation, paléogéographie et tectonique dans la région de Cuzco (Sud du Pérou) entre le Jurassique supérieur et le Paléocène*. Memoria de DEA, Universidad de Grenoble I, 113 p.
- CHANOVE, G., MATTAUER, M. & MEGARD, F. (1969).- Précisions sur la tectonique tangentielle des terrains secondaires du massif de Pirin (Nord-Ouest du lac Titicaca, Pérou). *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences*, Paris, (D), **268**, 1698-1701.
- CÓRDOVA, A. (1986).- *Estudio estratigráfico y sedimentológico de las rocas del cretáceo medio y superior en el Pongo de Rentema, Rio Marañón, departamento de Amazonas*. Tesis Universidad Nacional Mayor San Marcos, Lima, 105 p.
- DÁVILA, D. (1988).- Geología del cuadrángulo de Cailloma. *Boletín del INGEMMET*, (A), **40**, 85 p., Lima

- DÁVILA J.J. & V. PONCE DE LEÓN (1971).- La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú, y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancaniri (Zapla) del Silúrico. *Revista Técnica de YPF*, 1, 67-85, La Paz.
- DE MUIZON, C. (1991).- La fauna de mamíferos de Tiupampa (Paleoceno inferior de la Formación Santa Lucía), Bolivia. *Revista Técnica YPF*, 12, 3-4, 575-624, Santa Cruz.
- DUCLOZ, C. & RIVERA, R. (1956).- La formación Chonta en la región del río Cahuapanas, Loreto. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 30, 131-140.
- ELSIK, W.C. (1964).- A new sporomorph genera from eastern Peru. *Pollen et spores*, 6, Paris.
- ELSIK, W.C. (1966).- New sporomorph genera from the Upper Cretaceous of Peru. *Pollen et Spores*, 8, Paris.
- FAUCHER, B., VERNET, R., BIZON, G., BIZON, J.J., GREKOFF, N., LYS, M. & SIGAL, J. (1971).- *Sedimentary Formations in Ecuador. A stratigraphic and micropaleontological survey*. Bureau Études Industrielles en Coopération de l'Institut Français du Pétrole (BEICIP), 220 p., 3 vol., Paris.
- FEIST, M. & FREYTET, P. (1983).- Conséquences stratigraphiques de la répartition des charophytes dans le Campanien et le Maastrichtien du Languedoc. *Géologie Méditerranéenne*, 10 (3-4), 291-301, Marseille.
- FEIST, M. & COLOMBO, F. (1983).- La limite Crétacé-Tertiaire dans le Nord-Est de l'Espagne. du point de vue des charophytes. *Géologie Méditerranéenne*, 10 (3-4), 303-326, Marseille.
- FEIST, M., LAUBACHER, G. & SIGE, B. (1989).- Tentative correlations of Late Cretaceous and Lower Tertiary Andean Red Beds. *5th Congress of the European Union of Geologists*, Résumé, Strasbourg 1989.
- FYFE, D. (1962).- Estudio estratigráfico del Pozo Yurimaguas 2-1, Loreto, Perú. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 37, 27-36, Lima.
- GAMARRA, S. & ALIAGA, E. (1985).- Revisión palinológica del Cretáceo de la sección de campo del Pongo de Tiraco. Formación Cushabatay - Esperanza basal. Informe inédito Petroperú, 8p., Lima.
- GAYET, M., MARSHALL, L.G. & SEMPERE, T. (1991).- The Mesozoic and Paleocene Vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context : a review. In: R. Suarez Ed., *Fósiles y facies de Bolivia*. *Revista Técnica YPF*, 12 (3-4), 393-433, Santa Cruz.
- GAYET, M., SEMPERE, T., CAPPETTA, H., JAILLARD, E. & LEVY, A. (1993).- Conséquences paléogéographiques de la présence d'une faune marine variée dans le Maastrichtien des Andes de Bolivie, du Sud péruvien et du Nord-Ouest de l'Argentine. *Palaeogeog, Palaeoclim., Palaeoecol.*, 102, 283-319, Amsterdam.
- GRAMBAST, L., M. MARTINEZ, M. MATTAUER & L. THALER (1967).- *Perutherium altiplanense* nov. gen., nov. sp., premier mammifère d'Amérique du Sud. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, (D), 264, 707-710.
- GUTIERREZ, M. (1975).- Contribución al conocimiento micropaleontológico del Oriente peruano. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 49, 25-52, Lima.
- GUTIERREZ, M. (1982).- Zonación bioestratigráfica del intervalo Cretáceo superior - Terciario inferior. in: *Evaluación del potencial petrolífero de las Cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios*. Petroperú, informe inédito, 30 p., Lima.
- HALLER, C.R. (1973).- Informe inédito, Technical Service 5870-IC, Amoco production,
- HANCOCK, J.M. (1991).- Ammonite scales for the Cretaceous system. *Cretaceous Research*, 12, 259-291, Londres.
- HANCOCK, J.M. & KAUFMANN, E.G. (1979).- The great transgression of the late Cretaceous. *Journal of the Geological Society, London*, 136, 175-186.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987).- Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HILLEBRANDT, A. von (1970).- Die Kreide in der Zentralkordillere östliche von Lima (Peru, Südamerika). *Geologische Rundschau*, 59, 1180-1203, Stuttgart.
- HOMEWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. (1992).- Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 357-381, Boussens.
- IDDINGS, A. & OLSSON, A.A. (1928).- Geology of Northwest Peru. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 12, 1-39, Tulsa.
- JAILLARD, E. (1985).- La formation Cajamarca (Turonien supérieur) dans la région de Bambamarca (Andes nord-péruviennes). Approche sédimentologique. *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 14, 49-56, Lima.
- JAILLARD, E. (1986).- La sédimentation crétacée dans les Andes du Pérou central : exemple de la Formation Jumasha (Albien moyen-supérieur à Turonien supérieur) dans la région d'Oyón (Département de Lima). *Géodynamique*, 1, 97-108, Paris.
- JAILLARD, E. (1987).- Sedimentary evolution of an active margin during middle and upper Cretaceous times: the North Peruvian margin from Late Aptian up to Senonian. *Geologische Rundschau*, 76, 677-697, Stuttgart.
- JAILLARD, E. (1993).- L'évolution tectono-sédimentaire de la marge péruvienne au Crétacé supérieur et Paléocène et ses relations avec la géodynamique. *Bulletin de la Société géologique de France*, 164, 819-830, Paris.
- JAILLARD, E. (1994).- Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. in: *Cretaceous tectonics in the Andes*, J.A. Salfity, ed., 101-167, Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden.
- JAILLARD, E., CORDOVA, A., MAZIN, J.-M. & MOURIER, T. (1985).- La transgression du Cénomanién supérieur - Turonien inférieur dans la région de Jaén (Nord du Pérou): Données sédimentologiques et stratigraphiques; découverte du premier saurien marin du Pérou. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, (II), 301, 1429-1432.

- JAILLARD, E. & JACAY, J. (1989).- Les "couches Chicama" du Nord du Pérou: Colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, (II), 308, 1459-1465.
- JAILLARD, E. & SEMPERE, T. (1989).- Cretaceous sequence stratigraphy of Peru and Bolivia. in: *Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América latina*, L.A. SPALLETTI, ed., A1-A27, Buenos-Aires.
- JAILLARD, E. & SEMPERE, T. (1991).- Las secuencias de la Formación Miraflores y su significado cronostratigráfico. *Revista Técnica de YPF*, 12, 257-264, La Paz.
- JAILLARD, E., CARLOTTO, V., CÁRDENAS, J., CHÁVEZ, R., & GIL, W. (1993a).- La "Nappe des Couches Rouges" de Cuzco (Sud du Pérou): mise en évidence stratigraphique, interprétations tectoniques et paléogéographiques. *Comptes Rendus à l'Académie des Sciences, Paris*, (II), 316, 379-386.
- JAILLARD, E., CAPPETTA, H., ELLENBERGER, P., FEIST, M., GRAMBAST-FESSARD, N., LEFRANC, J. P. & SIGE, B. (1993b).- The Late Cretaceous Vilquechico Group of Southern Peru. Sedimentology, Paleontology, Biostratigraphy, Correlations. *Cretaceous Research*, Londres, en prensa.
- JAILLARD, E. & ARNAUD-VANNEAU, A. (1993).- The Cenomanian-Turonian transition on the Peruvian margin. *Cretaceous Research*, Londres, en prensa.
- JAILLARD, E., GRAMBAST-FESSARD, N., FEIST, M. & CARLOTTO, V. (1994).- Senonian-Paleocene charophyte succession of the Peruvian Andes, *Cretaceous Research*, Londres, en prensa.
- JAILLARD, E., M. ORDOÑEZ, M., BENITEZ, S., BERRONES, G., JIMÉNEZ, N., MONTENEGRO, G. & ZAMBRANO, I. (1994).- Basin development in an accretionary, oceanic-floored forearc setting : southern coastal Ecuador during late Cretaceous to late Eocene times. In : *Petroleum Basins of South America*, A.J. Tankard, R. Suárez & H.J. Welsink, eds., *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, in press.
- JANJOU, D. (1981).- *Données géologiques pour un modèle d'évolution des Andes nord-péruviennes entre 5° S et 7° S. Les écaillles du Marañon, le district minier de Hualgayoc et la région de Jaén-Cutervo*. Tesis 3er ciclo, Universidad de Paris VI, 170 p.
- JARDINÉ, S. & MAGLOIRE, L. (1964).- Palynologie et stratigraphie du Crétacé des bassins du Sénégal et de Côte d'Ivoire. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 32, 187-245, Orléans.
- JENKYN, H.C. (1980).- Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal of the Geological Society*, 137, 171-188, Londres.
- KALAFATOVICH, C. (1957): Edad de las calizas de la Formación Yuncaypata, Cuzco. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 32, 125-139, Lima.
- KENNEDY, W.J. (1983).- Ammonite faunas of the Coniacian, Santonian and Campanian stages in the Aquitaine basin. *Géologie Méditerranéenne*, 10 (3-4), 103-113, Marseille.
- KENNEDY, W.J. & JUIGNET, P. (1981).- Upper Cenomanian ammonites from the environs of Saumur, and the provenance of the type of *Ammonites vibrayeanus* and *Ammonites geslinianus*. *Cretaceous Research*, 2, 19-49, Londres.
- KENNEDY, W.J., WRIGHT, C.W. & HANCOCK, J.M. (1987).- Basal Turonian Ammonites from West Texas. *Palaeontology*, 30, 27-74,
- KOCH, E. (1951).- Geología del campo petrolífero Maquia en el Oriente del Perú y su ubicación regional. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 34, 42-58, Lima.
- KOCH, E. & BLISSENBACH, E. (1962).- Las Capas Rojas del Cretáceo superior - Terciario en la región del curso medio del río Ucayali, Oriente del Perú. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 39, 7-141, Lima.
- KUMMEL, B. (1946).- Estratigrafía de la región de Santa Clara. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 14, 133-144, Lima.
- KUMMEL, B. (1948).- Geological reconnaissance of the Contamana region, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 59, 1217-1266, Boulder.
- LAMMONS, J.M. (1970).- *Pentapsis*, a new palynomorph genus from cretaceous (Aptian) of Peru. *Micro-paleontology*, 16, ,
- LAUBACHER, G. (1978).- Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au Nord et Nord-Ouest du Lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 95, 217 p., Paris.
- LISSON, C.I. & BOIT, B. (1942).- *Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos*. 4ta edición, Lima.
- LÓPEZ, R. & CÓRDOVA, E. (1988).- Estratigrafía y sedimentación de la serie continental "Capas Rojas" (Maastrichtiano-Paleoceno) entre Cuzco y Ccorao. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 78, 149-164, Lima.
- MACHARÉ, J., SÉBRIER, M., HUAMAN, D. & MERCIER, J.-L. (1986).- Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 76, 45-77, Lima.
- MACHARÉ, J., DEVRIES, T., BARRON, J. & FORTANIER, E. (1988).- Oligo-Miocene transgression along the Pacific margin of South America : new paleontological evidence from the Pisco basin (Peru). *Géodynamique*, 3, 25-37, Paris.
- MAROCCO, R. (1978).- Un segment E-W de la cordillère des Andes péruviennes: la déflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des Hauts-plateaux entre Cuzco et San Miguel (Sud du Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 94, 195 p. Paris.
- MAROCCO, R., DELFAUD, J. & LAVENU, A. (1985).- Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontañosa andina : el Grupo Moquegua (Sur del Perú). Primeros resultados. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 75, 73-90, Lima.
- MAROCCO, R., SEMPERE, T., CIRBIAN, M. & OLLER, J. (1987).- Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. *Comptes Rendus à*

*l'Académie des Sciences, Paris, (D)*, **304**, 1139-1142.

MARSHALL, L.G. & SEMPERE, T. (1991).- The Eocene to Pleistocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context : a review. In: R. Suarez Ed., *Fósiles y facies de Bolivia. Revista Técnica YPF*, **12** (3-4), 631-652, Santa Cruz.

MARSHALL, L.G., SEMPERE, T. & GAYET, M. (1993).- The Petaca (late Oligocene-middle Miocene) and Yecua (late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. In : *Paléontologie et Stratigraphie d'Amérique latine*, M. Gayet, ed., *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon*, n°125, 291-301, Lyon.

MÉGARD, F. (1968).- Geología del cuadrángulo de Huancayo. *Bol. Serv. Geol. Min.*, **18**, 123 p., Lima.

MÉGARD, F. (1978).- Etude géologique des Andes du Pérou central. *Mémoire ORSTOM*, **86**, 310 p., Paris.

MÉGARD, F. (1984).- The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *Journal of the Geological Society of London*, **141**, 893-900.

MORAN, R.M. & FYFE, D. (1933).- Geología de la región del Bajo Pachitea. *Boletín Oficial de la Dirección de Industrias*, 1933, **2**, 43-54, Lima.

MOULIN, N. (1989).- *Facies et séquences de dépôt de la plate-forme du Jurassique moyen à l'Albien, et une coupe structurale des Andes du Pérou central*. Teésis Universidad Montpellier, 287 p.

MOURIER, T., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., NOBLET, C., PARDO, A., SIGÉ, B. & TAQUET, P. (1986).- Découverte de restes dinosauriens et mammalien d'âge crétacé supérieur à la base des Couches Rouges du synclinal de Bagua (Andes nord-péruviennes); aspects stratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques concernant la régression fini-crétacée. *Bulletin de la Société géologique de France*, (8), **2**, 171-175, Paris.

MOURIER, T., BENGTSON, P., BONHOMME, M., BUGE, E., CAPPETTA, H., CROCHET, J.-Y., FEIST, M., HIRSCH, K., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., LEFRANC, J.-P., MOULLADE, M., NOBLET, C., PONS, D., REY, J., SIGÉ, B., TAMBAREAU, Y. & TAQUET, P. (1988).- The Upper Cretaceous-Lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, Northern Peru. *Newsletters on Stratigraphy*, **19**, 143-177, Stuttgart.

MÜLLER, H. & E. ALIAGA (1981).- *Estudio bioestratigráfico del Cretáceo de la cuenca Marañón*. Petroperu, informe inédito, 57 pp., Lima.

MYERS, J.S. (1980).- Geología de los cuadrángulos de Huarney y Huayllapampa. *Boletín INGEMMET*, **33**, 145 p., Lima.

NAESER, C.W., CROCHET, J.-Y., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., MOURIER, T. & SIGÉ, B. (1991).- Tertiary Fission-Track ages from the Bagua syncline (Northern Peru). Stratigraphic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **4**, 61-71, Great Britain.

NAESER, C.W., CROCHET, J.-Y., JAILLARD, E., LAUBACHER, G., MOURIER, T. & SIGÉ, B. (1991).-

Dataciones por trazas de fisión de la serie terciaria de la región de Bagua (Norte del Perú). Implicaciones estratigráficas y tectónicas. *Actas del VII Congreso peruano de Geología*, 649-653, Lima.

NEWELL, N.D. (1949).- Geology of the Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geological Society of America Memoir*, **36**, 111 p., Boulder.

NOBLE, D.C., MCKEE, E.H., MOURIER, T. & MEGARD, F. (1990).- Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in Northern Peru. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 1105-1113, Boulder.

NOBLET, C., MAROCCO, R. & DELFAUD, J. (1987).- Analyse sédimentologique des "Couches Rouges" du bassin intramontagneux de Sicuani (Sud du Pérou). *Boletín del Instituto Francés de Estudios Andinos*, **16**, 55-78, Lima.

OLSSON, A.A. (1934).- Contributions to the Paleontology of Northern Peru. The Cretaceous of the Amotape region. *Bulletin of American Paleontology*, **20**, 104 p., New-York.

OLSSON, A.A. (1944).- Contributions to the Paleontology of Northern Peru. Part VII: The Cretaceous of the Paita region. *Bulletin of American Paleontology*, **28**, 113 p., New-York.

PARDO, A. & ZUÑIGA, F. (1976).- Estratigrafía y evolución tectónica de la región de la Selva del Perú. *Actas 2do Congreso Latinoamericano de Geología*, vol. 2, 569-608, Caracas 1973.

PECK, E. & C.C. REKER (1947).- Cretaceous and lower Cenozoic Charophyta from Peru. *American Museum Novitates*, **1369**, 1-6, New-York.

PETERSEN, G. (1949).- Condiciones geográficas y geológicas de la Cuenca del río Zarumilla. *Sociedad geológica del Perú, Volúmen Jubilar*, fasc. 7, 1-40, Lima.

PHILIP, J. coordonator (1984).- Crétacé supérieur. in: Synthèse géologique du Sud-Est de la France. S. DEBRAND-PASSARD et al., eds., *Mémoire B.R.G.M.*, **125**, 339-387, Orléans.

POMEROL, B., BELLIER, J.-P., DAMOTTE, R., FAUCONNIER, D., FOURAY, M., MANIVIT, H. & MONCIARDINI, C. (1983).- Précisions lithostratigraphiques et biostratigraphiques sur le Sénomien stratotypique. *Géologie Méditerranéenne*, **10** (3-4), 15-29, Marseille.

REGALI, M.S., DA SILVA, M., VESUQUI, N. & SANTOS, S. (1974).- Palinología dos sedimentos Mesozoicos do Brazil (II). *Boletín técnico Petrobrás*, **17**, 4, 163-301, Río de Janeiro.

REYES, L. (1980).- Geología de los cuadrángulos de Cajamarca, San Marcos y Cajabamba. *Boletín INGEMMET*, (A) **31**, 76 p., Lima.

REYES, L. & CALDAS, J. (1987).- Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropon, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. *Boletín INGEMMET*, (A), **39**, 83 p., Lima.

REYES, L. & VERGARA, J. (1987).- Evaluación geológica y potencial petrolífero de la Cuenca Lancones.

*Informe inédito Petroperú*, 57 pp., Lima.

RIVERA R. (1949).- Fósiles senónicos del Pongo de Rentema. *Sociedad Geológica del Perú*, vol. *Jubilario*, 2/17, 1-35. Lima.

RIVERA R. (1956).- Fósiles mastrichtianos del Pongo de Rentema, Amazonas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 30, 323-327, Lima.

RIVERA R. (1961).- Alagunas especies de carofitas de la secuencia Cretáceo-Terciaria de la región del Oriente. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 36, 187-201, Lima.

RIVERA, R. (1979).- Zonas faunísticas del Cretáceo de Lima. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 62, 19-23, Lima.

RIVERA, R., PETERSEN, G. & RIVERA, M. (1975).- Estratigrafía de la Costa de Lima. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 45, 159-196, Lima.

ROBASZINSKI, F. (1983).- Conclusions au Colloque sur le Turonien : Echelles biostratigraphiques intégrées et cartes de faciès (France et contrées limitrophes). *Mém. Museum Hist. Natur. Paris*, C, 49, 209-230, Paris.

ROBASZINSKI, F., ALCAYDÉ, G., AMÉDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J.-C., JARDINÉ, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C. & SORNAY, J. (1982).- Le Turonien de la région-type : Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 6 (1), 119-225, Boussens.

ROBASZINSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMÉDRO, F., GONZÁLEZ D., J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. (1990).- A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 14, 213-384, Boussens.

ROBERTSON RESEARCH (1981).- *Biostratigraphy*. Informe inédito Petroperú, Robertson Research, 78-111, Lima.

ROBERTSON RESEARCH (1990).- *Palynological zonation*. Informe inédito Petroperú, Robertson Research, Lima.

RODRIGUEZ, A. & CHALCO, A. (1975).- Cuenca Huallaga, Reseña geológica y posibilidades petrolíferas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 45, 187-212, Lima.

ROMANI, M. (1982).- *Géologie de la région minière Uchucchacua-Hacienda Otuto, Pérou*. Tesis 3er ciclo, Universidad de Grenoble, 176 p.

ROSENZWEIG, A. (1953).- Reconocimiento geológico en el curso medio del río Huallaga. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 44, 106-127, Lima.

RÜEGG, W. (1947).- Estratigrafía comparada del Oriente peruano. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, 20, Lima.

RÜEGG, W. & FYFE, D. (1950).- Some outlines on the tectonics of the upper Amazon embayment. *International Geological Congress London*, 1948, 18, parte 6,

77-85, London.

SALAS, G. (1991).- Factores geológicos de control de acumulación de hidrocarburos en las cuencas del Oriente peruano. *IV Simposio Bolivariano "Exploración petrolera en las cuencas subandinas"*, 2, 29, 15 pp., Asociación Colombiana Geol. Geofis. Petrol. ed., Bogotá 1991.

SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1976).- Cretaceous Oceanic events: causes and consequences. *Geologie en Minjouw*, 55, 179-184, Amsterdam.

SCHÖBEL, J. (1975).- Ammoniten der Familie Vasoceratidae aus dem unteren Turon des Damergou Gebietes, République du Niger. *Publications of the Palaeontological Institution of the University of Uppsala*, Spec. vol. 3, 136 p.

SÉBRIER, M., LAVENU, A., FORNARI, M. & SOULAS, J.-P. (1988).- Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3, 85-106, Paris.

SEMINARIO, F. & GUIZADO, J. (1976).- Síntesis bioestratigráfica de la región de la Selva del Perú. *Actas del 2do Congreso Latinoamericano de geología*, Caracas 1973, 2, 881-898.

SEMPERE, T. (1994).- Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. in: *Cretaceous tectonics in the Andes*, J.A. Salfity, ed., 168-212, Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden.

SEMPERE, T., J. OLLER, C. CHERRONI, O. ARANIBAR, L. BARRIOS, L. BRANISA, M. CIRBIAN & M. PEREZ (1987).- Un ejemplo de cuenca carbonatada en un contexto distensivo de retroarco: paleogeografía del Cretácico terminal en la República de Bolivia (Formación El Molino y equivalentes). *Xº Cong. geol. Argent.*, Tucuman 1987.

SEMPERE, T., J. OLLER & L. BARRIOS (1988).- Evolución tectosedimentaria de Bolivia durante el Cretácico. *Actas Vº Cong. geol. Chile*, 3, H37-H65, Santiago.

SÉRANNE, M. (1987).- Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 16, 103-125, Lima-Paris.

SÉRANNE, M. (1987).- *Informe geológico sobre la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca Talara*. Informe Instituto Frances de Estudios Andinos - Petróleos del Perú, 73 p., Lima, inédito.

SIERRA, J. & AZÁLGARA, C. (1983).- Estudio de simulación, Yacimiento Corrientes - Fm Chonta. Informe inédito, Petroperú, Lima.

SINGEWALD, J.T. (1927).- Pongo de Manseriche. *Geological Society of America Bulletin*, 38, 479-493, Boulder.

SINGEWALD, J.T. (1928).- Geology of the Pichis and Pachitea rivers, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 39, 447-464, Boulder.

SOLER, P. (1991).- *Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou Central*. Implica-

tions géodynamiques et métallogéniques. Tesis Doctorado, Universidad Paris VI, 950 p.

SOLER, P. & BONHOMME, M. (1990).- Relations of magmatic activity to Plate dynamics in Central Peru from Late Cretaceous to Present. in: S. KAY & C. RAPELA eds, Plutonism from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America Memoir*, **241**, 173-191, Boulder.

SOTO, V. (1979).- Facies y ambientes deposicionales cretácicos, área Centro-Sur de la cuenca Marañon. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, **60**, 233-250, Lima.

SOTO, V. (1982).- Informe estratigráfico de la sección del Pongo de Mainique. *Informe inédito Petroperú*, Lima.

STEINMANN, G. (1929).- *Geologie von Peru*. Karl Winter ed., Heidelberg, 448 p.

TAPIA, P. (1992).- *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*.

TARAZONA, A. (1985).- Palinología de la Formación Cushabatay del Pongo de Tiraco, Oriente peruano. *Primer Simposium Nacional del Carbón*, 10-14 Junio 1985, Lima, 20 p.

TARAZONA, A. (1992).- Informe palinoestratigráfico de la sección del río Alto Inambari. Cuenca Madre de Dios. *Informe inédito Petroperú*, 11 p., Lima.

TSCHOPP, H.J. (1953).- Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **37**, 2303-2347, Tulsa.

TSCHOPP, H.J. (1956).- Upper Amazon Basin Geological Province. Handbook of South American Geology, *Geological Society of America Memoir*, **65**, 153-167, Boulder.

Van WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., Jr., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOU- TIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988).- An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. In : *Sea-Level changes: an integrated approach*, C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner, eds., Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. n° **42**, 39-45, Tulsa.

VICENTE, J.-C. (1981).- Elementos de la estratigrafía mesozóica sur-peruana. in: W. Volkheimer & E. Musacchio, eds., *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, **1**, 319-351, Buenos-Aires.

VICENTE, J.C. (1989).- Early late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of Peru. in: G.E. Erikson, M.T. Cañas Pinochet & J.A. Reinemund, eds., *Geology of the Andes and its relations to energy and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, **11**, 91-117, Houston, Texas.

VAIL, P.R., MITCHUM, M.R. & THOMPSON, S. (1977).- Seismic stratigraphy and Global changes of sea-level. *Am. Assoc. Petrol. geol. Mem.*, **26**, Tulsa.

VAIL, P.R., COLIN, J.-P., JAN DU CHENE, R., KUCHLY, J., MEDIÁVILLA, F. & TRIFILEFF, V. (1987).- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations biostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin

de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), **3**, 7, 1301-1321, Paris.

VARGAS, J.M. (1988).- Potencial petrolífero de la cuenca Huallaga, Oriente peruano. *3er Simposio Bolivariano*, Caracas 1988, 195-225.

WASSON, T. & SINCLAIR, J.H. (1927).- Geological explorations East of the Andes in Ecuador. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **11**, 1253-1281, Tulsa.

WIEDMANN, J. (1981).- El límite Jurásico-Cretácico: Problemas y soluciones. 1st Latin American Congress of Paleontology, Coll.: Límite Jurásico-Cretácico, **5**, 103-119, Buenos-Aires.

WILLARD, B. (1966).- *The Harvey Bassler collection of Peruvian fossils*. Lehigh University, Pennsylvania.

WILLIAMS, M.D. (1949).- Depósitos terciarios continentales del valle del Alto Amazonas. *Volumen jubilar, Sociedad geológica del Perú*, parte II, **5**, 1-13, Lima.

WILSON, J.J. (1963).- Cretaceous stratigraphy of central Andes of Peru. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **47**, 1-34, Tulsa.

ZABORSKI, P.M.P. (1989).- The Cenomanian and Turonian (mid-Cretaceous) ammonites biostratigraphy of north-eastern Nigeria. *Bulletin of the British Museum of natural History (Geology)*, **46**, 1-18, Londres.

ZEGARRA, J.S. (1964).- *Geología del flanco Nor-Este de la Cordillera oriental de los Andes peruanos considerando la formación Chonta en particular (región de Campanquiz-Pongo de Manseriche-Yurimaguas)*. Tesis de Bachiller, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima.

ZUÑIGA, F. & CRUZADO, C. (1979).- Bioestratigrafía del Noroeste Peruano. *Boletín de la Sociedad geológica del Perú*, **60**, 219-232, Lima.