

ANÁLISIS DE LA SEDIMENTACIÓN DEL SISTEMA CRETÁCEO DE LOS ANDES DEL PERÚ CENTRAL

ANALYSIS OF THE SEDIMENTATION OF THE SYSTEM CRETACEOUS OF THE ANDES OF THE CENTRAL PERU

Javier Jacay*

RESUMEN

El Sistema Cretáceo en los Andes del Perú central yace en discordancia sobre terrenos de diferentes edades, desde el Precámbrico hasta el Jurásico superior sobre la cual se presenta en tres grandes secuencias: una secuencia inferior (Valanginiano-Aptiano) que pertenece a la plataforma siliciclástica del Grupo Goyllarisquiza y sus equivalentes laterales según los lugares, en el cual se denota una clara proveniencia oriental, así mismo para las unidades litoestratigráficas que conforman este gran delta se nota una depositación en onlap lateral sobre los bordes de la cuenca; una segunda secuencia del Albiano-Turoniano al Campaniano que pertenece a una gran plataforma carbonatada (formaciones Jumasha; Chonta y equivalentes) y la tercera secuencia al tope del Cretáceo Superior (Campaniano-Maestrichiano) compuesta por las series rojas continentales que pertenecen a procesos de inversión tectónica y transición a cuencas de antepaís.

Durante el desarrollo de este sistema se puede apreciar una mayor subsidencia sobre la margen occidental, que viene a ser la zona de talud y el borde de la plataforma, mientras que hacia el alto del Marañón se tiene un espesor reducido denotando ser una zona con menor subsidencia (Outer Shelf High), y sobre la actual cuenca oriental y zona subandina, correspondía a una zona de moderada subsidencia; el arribo de sedimentos clásticos al Valanginiano de clara proveniencia oriental (escudo brasilero y guyanense) estaría ligado a la apertura del rift del Atlántico central.

Estas secuencias sedimentarias, que se desarrollaban sobre la plataforma, limitaban al Oeste con un arco magmático ligado a una subducción oblicua que se desarrolla en un régimen distensivo, en el cual se pueden diferenciar al Grupo Casma y cuencas tipo pull apart, especialmente sobre la margen noroccidental.

Palabras clave: Cretáceo, sedimentología, estratigrafía, paleogeografía.

ABSTRACT

The system Cretaceous in the Andes of the central Peru lies unconformity on lands of different ages, from the Precambrian until the upper Jurassic on which is presented in three big sequences: an lower sequence (Valanginian-Aptian) that belongs to the siliciclastics platform of the Goyllarisquiza Group and its equivalent ones lateral according to the places, in which a clear eastern provenience is denoted, likewise for the units stratigraphics that conform this great delta a deposit it is noticed in lateral onlap on the borders of the basin; a second sequence of the Albian-Turonian to the Campanian that belongs to a great platform carbonated (Jumasha; Chonta formations and equivalents) and the third sequence to the end of the upper Cretaceous (Campanian-Maestrichtian) composed by the continental red beds that belong to processes of tectonic inversion and transition to foreland basins.

During the development of this system you can appreciate a high subsidence on the western edge that comes to be the bank area and the border of the platform, while toward the high of the Marañón one has a reduced thickness denoting to be an area with smaller subsidence (Outer Shelf High), and on the current oriental basin and area subandean, it corresponded to an area of moderate subsidence; the arrival of clastics sediments to the Valanginian of clear eastern coming (Brazilian and Guyanense shield) it would be bound to the opening of the rift of the middle Atlantic.

* Escuela Académico Profesional de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
E-mail: jjacayh@unmsm.edu.pe

These sedimentary sequences that were developed on the platform, limited to the west with a bound arch magmatic to an oblique subduction that is developed in a extensional regime, in which can differ to the Casma Group and basins type pull apart, especially on the edge northwestern.

Keywords: Cretaceous, Sedimentology, Stratigraphy, Paleogeography.

1. INTRODUCCIÓN

El Cretáceo de los Andes peruanos ha sido estudiado desde inicios de siglo XX; es Steinman (1929) quien reporta en un mapa los afloramientos reconocidos hasta ese momento, posteriormente son McLaughlin (1923), Benavides (1956), Wilson (1963) quienes establecieron las bases de la estratigrafía para el Perú central y septentrional, mientras que para el sur del Perú son los trabajos de Benavides (1962) y Vicente (1981) quienes establecen y resumen la estratigrafía de la parte meridional; en la región altiplánica es Newel (1949) quien sienta la estratigrafía para el altiplano, posteriormente Laubacher (1978) y Laubacher *et al* (1990) cartografía regionalmente dicha nomenclatura estratigráfica, el que es modificado ligeramente por Ellinson (1985) y posteriormente Sempere *et al* (2000) discuten las proposiciones anteriores; mientras que para la región de la cuenca oriental son los trabajos de Kummel (1946 y 1948), Zegarra (1964) y Soto (1979) quienes establecen una nomenclatura estratigráfica para el oriente peruano.

Las series sedimentarias correspondientes al Sistema Cretáceo en los Andes peruanos que se ubican en el lado occidental de la margen andina, yacen en discordancia sobre terrenos de diferentes edades, desde el Precámbrico hasta el Jurásico superior, según los lugares. Sobre la paleoplataforma estable se presenta esencialmente en tres grandes secuencias, una secuencia inferior (Berriasiano-Aptiano) que por parte pertenece a la plataforma siliciclástica que conforman el delta del Grupo Goyllarisquizga y sus equivalentes laterales según los lugares, una segunda secuencia del Albiano-Turoniano al Campaniano que pertenece a una gran plataforma carbonatada epicontinental, y la tercera secuencia al tope del Cretáceo superior (Campaniano-Maestrichiano) compuesta por las series rojas continentales que pertenecen a procesos de inversión tectónica y transición a cuencas de antepaís (Fig. 1 y 2).

2. CRETÁCEO INFERIOR

Durante el Cretáceo Inferior a nivel de la margen se tiene el registro de dos ciclos transgresivos

que van del Valanginiano Inferior al Aptiano Terminal y el segundo del Albiano Basal al Albiano Medio.

En la parte septentrional (departamentos de la Libertad a Ancash) durante el Berriasiano se nota un cambio abrupto de una sedimentación lutácea marina (tope del Grupo Chicama) a una sedimentación arenosa litoral, que da lugar a la sedimentación de la Formación Tinajones, el que podría corresponder con la regresión eustática conocida en el Titoniano Terminal (Haq *et al.*, 1987; Hardenbol *et al.*, 1998). Esta unidad en el Perú Central, podría corresponder con parte de la Formación Goyllarisquizga Inferior (Moulin, 1989), o de la Formación Oyón (Wilson, 1963). También podría ser equivalente a las lutitas negras marinas de edad Berriasiana, señaladas por Bellido (1956) en Huaytará y con los conglomerados y areniscas de la formación Chaypaya de la Cuenca Ucayali (Pariguana, 2004).

Las paleocorrientes para la secuencia berriasiana de la parte noroccidental indican una alimentación septentrional el que a la vez está marcada por numerosas manifestaciones de tectónica sinsedimentaria distensiva, los medios de depósito evolucionan al tope de la secuencia de marino somero hasta parálisis o fluvial, terminando con un episodio de emersión y erosión.

2.1. Transgresión del Cretáceo Inferior

Durante el intervalo de tiempo que va del Valanginiano Inferior al Aptiano Terminal, la margen occidental peruana recibió depósitos siliciclásticos de tipo deltaico, de proveniencia oriental, denominados: Grupo Goyllarisquizga, Formación Goyllarisquizga, o Grupo Oriente, según los lugares (Wilson, 1963; Mégard, 1978; Soto, 1979; Moulin, 1989); este arribo de importantes aportes silicoclásticos refleja un cambio nítido de las fuentes detríticas y posiblemente un evento tectónico a escala regional.

Es en el sector occidental (cuenca occidental peruana) donde estas secuencias presentan un

espesor entre 2000 y 2500 metros de espesor al interior del cual se pueden diferenciar cuatro unidades litoestratigráficas: Formación Chimú compuesta de gruesas secuencias fluviátiles que se intercalan con facies tidales, le suprayace la formación Santa que representa una plataforma carbonatada de borde, en la parte media superior la Formación Carhuaz caracterizada por facies de tidal flat (amplia llanura tidal) y al tope la Formación Farrat que caracteriza a medios fluviátiles; en la parte más occidental (región de Lima) estos sedimentos son representados por la secuencia clástica del Valanginiano Inferior de facies tidal del Grupo Morro solar sobre el que se superponen carbonatos del Berriasiano-Aptiano en facies de una plataforma bordeada de las formaciones Pamplona y Atocongo.

En la parte meridional departamentos de Ica y Arequipa una facies de playa frontal es lo que caracteriza a los sedimentos del Cretáceo Inferior al cual se le denomina Formación Hualhuani, en el cual se puede denotar un paso a medios de llanura aluvial costera con facies de lagoon tipo sabkhas que corresponden a la Formación Murco. Hacia la región del altiplano una secuencia grano estrato decreciente (de facies fluviátil a tidal) es lo que caracteriza a la Formación Huancañé (región de Cusco) o Formación Angostura (región de Puno). En la región de la Cuenca Oriental esta transgresión lo constituyen las arenas cuarcíferas del Aptiano depositadas en un medio fluvio deltaico de la Formación Cushabatay, que constituye la parte inferior del Grupo Oriente.

En toda la margen occidental se puede apreciar un neto predominio de facies tidal que se intercala con facies fluviátil, al interior del cual se pueden distinguir cuerpos progradantes hacia el Oeste como se puede apreciar en el área de Cerro Mauro en la región de Chiclayo (Foto 1), en Pasamayo región de Lima, así mismo en la región de las altiplanicies de Junín y Cerro de Pasco a Huánuco es de carácter netamente fluviátil, numerosas medidas de paleocorrientes en los sedimentos clásticos asociados, nos indican una clara proveniencia desde el Este.

Así mismo las arenas del Grupo Morro Solar en el área de Lima (costa del Perú central) en sus secuencias basales contienen fauna de amonites del Valanginiano Inferior (Rivera *et al.* 1975), en el subandino peruano las arenas de la Formación Cushabatay han sido datadas del Aptiano Inferior, lo que es reportado de manera igual para la base de la Formación Hollin del subandino ecuatoriano

(Jaillard 1997). Por lo tanto se observa un diacronismo sobre la base del Cretáceo desde el Oeste al Este (Jaillard *et al.* 1997) a manera de un onlap regional sobre los bordes de la cuenca para las unidades litoestratigráficas que conforman este gran delta del Grupo Goyllarisquizga y/o Oriente.

Durante el desarrollo de este sistema transgresivo del Cretáceo Inferior, se puede apreciar que los mayores espesores (mayor subsidencia) se dan sobre la margen occidental, que viene a ser la zona del borde de la plataforma, mientras que hacia el alto del Marañón se tiene los espesores menores denotando ser una zona con menor subsidencia tipo «Outer Shelf High», y sobre la actual zona subandina (cuenca oriental), correspondía a una zona de moderada subsidencia.

A partir del Albiano basal, la sedimentación cambia de siliciclástica (fluvio-deltaica) a carbonatada (marina), lo que probablemente se relacione a la subida del nivel del mar en el Aptiano Superior (Haq *et al.* 1987); conformando la gran secuencia del Albiano-Turoniano al Campaniano que pertenece a una gran plataforma carbonatada epicontinental (Formaciones Pariahuanca-Inca, Chulec, Pariatambo, Jumasha, Chonta y equivalentes) donde podemos notar varios ciclos sedimentarios sobre toda la margen de los andes del Perú central y norte durante el Cretáceo, los que han sido ampliamente tratados por Román (1982), Jaillard (1985, 1986 y 1987) y Robert (2001).

2.2. La transgresión del Albiano Basal-Albiano Medio

Las secuencias del Albiano Inferior (Formaciones Inca y Pariahuanca del Albiano Inferior), están constituidas de areniscas, margas y calizas, cuya evolución vertical expresa una transgresión desde medios costeros a medios de plataforma abierta (foreshore) y más profunda hasta talud (offshore). Estructuras de tectónica sinsedimentaria y la aparición de volcanismo están relacionados a una actividad tectónica en extensión en toda la Cuenca Occidental (Jaillard, 1987; Soler, 1989). Esta secuencia de transgresión está sobreyacida por una secuencia monótona de margas y calizas margosas, con abundante fauna de mar abierto (Formación Chulec, Albiano Medio). La evolución vertical de toda la secuencia muestra un pasaje de facies distales de plataforma externa a facies internas, como en el Perú central donde es más de medio intertidal de foreshore. Esta evolución forma parte de una megasecuencia regresiva. Encima vienen

calizas negras y bituminosas ricas en faunas de ammonites y peces indicando un medio euxínico de plataforma confinada de profundidad media a fuerte (Formaciones Pariatambo, Albiano Medio y Superior, que representa en el Perú el evento oceánico anóxico del Albiano). En la cuenca oriental la transgresión albiana está representada por lutitas gris oscuras a negras de medio litoral, denominado Formación Raya (o esperanza). A escala de la cuenca se nota una transgresión, caracterizada por un aporte detrítico limoso hacia la parte superior.

3. CRETÁCEO SUPERIOR

Al Cretáceo Superior a nivel de la margen se tiene el registro de dos ciclos de regresivos, la regresión del Albiano Superior-Cenomaniano Medio y regresión del Santoniano-Campaniano, conjuntamente con los ciclos de transgresivo del Cenomaniano Medio-Superior y del Coniaciano.

3.1. La regresión del Albiano Superior-Cenomaniano Medio

Una regresión se inicia en el norte del Perú con la Formación Yumagual (Albiano Superior-Cenomaniano inferior). Son facies de plataforma abierta que pasan a facies de plataforma interna somera. La progradación de esta plataforma carbonatada hacia el Suroeste, está asociada a una inestabilidad tectónica local durante el Albiano Superior. Luego facies de areniscas carbonatadas de medio emersivo pasan a facies de plataforma abierta poco profunda, que al norte del Perú, terminan en calizas de medio intertidal (Formación Mujarrún, parte temprana del Cenomaniano medio, Jaillard, 1987). En el Perú central, éste mismo máximo transgresivo está asociado a una tectónica sinsedimentaria correspondiendo a la parte inferior de la Formación Jumasha, (Jaillard, 1986). En la región subandina este período está representado por la progradación del sistema deltaico de la Formación Agua Caliente.

3.2. La transgresión del Cenomaniano Medio-Superior y la Plataforma Carbonatada del Turoniano

En el norte del Perú una importante transgresión, se inicia con un medio abierto, con influencia deltaica (Formación Romirón, parte tardía del Cenomaniano Medio y Cenomaniano Superior). Las facies son más abiertas al Sur-Este y presentan

influencias terrígenas en los sectores nororientales. En los Andes del Perú central, la parte correspondiente de la Formación Jumasha Medio representa una transgresión, sin evidencias de influencia detrítica durante el Cenomaniano (Jaillard, 1986). Margas fosilíferas de mar abierto bastante profundo, representan una nueva transgresión importante (Formación Coñor, Turoniano Inferior). Hacia la parte superior pasan a calizas con facies de plataforma abierta muy tranquila y poco profunda (Formación Cajamarca, Turoniano Medio-Superior), en la región subandina este período lo constituye la Formación Chonta que presenta secuencias de lutitas y calizas en la parte noroccidental del subandino y secuencias de arenas deltaicas al Sureste. Al término de esta transgresión en parte de la región altiplánica (departamento de Puno), se observa una desestabilización de la plataforma carbonatada, el cual da origen a los olistostromos de la Formación ayabacas (Sempere et al, 2002).

En esta etapa de transgresión son reconocidos tres eventos transgresivos mayores: Cenomaniano Medio, Turoniano Inferior y Coniaciano Inferior que son bien correlacionables con las transgresiones eustáticas a escala global (Haq *et al.*, 1987, Jaillard y Arnaud-Vanneau, 1993).

3.3. La transgresión del Coniaciano y la regresión del Santoniano-Campaniano

En la Cuenca Occidental peruana, la secuencia marina Cretácea se termina con margas arenosas muy fosilíferas (ammonites), de medio marino bastante profundo en el norte, a poco profundo en el Perú central (Formación Celendín). Condiciones restringidas están localmente expresadas por la presencia de yeso y de lumaquelas monoespecíficas. El tope de esta formación está datado del Coniaciano (Wilson, 1963; Cobbing *et al.*, 1981; Janjou *et al.*, 1981), del Santoniano (Benavides, 1956) o del Campaniano (Mourier *et al.*, 1988) según los lugares. Estas diferencias pueden ser atribuidas a erosiones debido a emersión general de la margen occidental. Para la parte de la Cuenca Oriental lo representa la parte superior de la Formación Chonta con las arenas progradantes de la Formación Vivian.

Entre el Albiano Basal y el Santoniano-Campaniano, la Cuenca Occidental norperuana, recibió una potente serie de calizas y margas de más de 2000 m, que traduce una importante tasa de sedimentación (Jaillard y Sempere, 1991). Sin

embargo, los medios de sedimentación se vuelven más someros hacia el sur, las calizas son cada vez más macizas y uniformes, constituyendo una sola unidad carbonatada a partir del Albiano Superior en el Perú central (Formación Jumasha) y a partir del Albiano Inferior en el sur del Perú (Formaciones Arcurquina y Ferrobamba). Además se observa una reducida tasa de sedimentación durante el Albiano-Turoniano, hacia el Sur-Este, de 2000 m en el centro oeste del Perú a 200 m o menos en el Altiplano peruano (Formaciones Yanaoco y Yuncaypata Inferior).

4. INTERPRETACIÓN DE LA REGRESIÓN DEL SANTONIANO-CAMPANIANO SUPERIOR

En la secuencia de la Formación Celendín (parte media-superior) con dos episodios transgresivos, en el Santoniano Inferior (toda la margen) y el Campaniano Medio (en el umbral y Cuenca Oriental); se nota una disminución de la profundidad de depósito de Norte a Sur (Jaillard, 1993) y una mayor contaminación de detritismo de Oeste a Este. La regresión al Santoniano Superior es general en toda la margen; y marca el fin de la sedimentación marina en toda la Cuenca Occidental, que ha sido interpretado como resultado de un levantamiento general de toda la margen (Jaillard, 1992).

En el Coniaciano-Campaniano, el carácter cada vez más emersivo y abundante detritismo, para la Formación Celendín, indica el incipiente levantamiento y emersión de la margen, debido al proceso de levantamiento del Arco Casma y al inicio del juego inverso de las fallas normales que limitaban al Oeste la Cuenca Occidental, transformándose en fallas inversas (inversión tectónica), que creó una ligera corriente hacia el Este; del mismo modo en el Campaniano Superior-Maastrichiano (Formaciones Fundo El Triunfo, Casapalca, Cachiyacu y Uchpayacu), se nota una caracterización fluvial; como respuesta a la cada vez mayor tectónica de compresión, y al inicio de cabalgamientos en los incipientes Paleo-Andes.

4.1. Discontinuidad Campaniano Medio-superior

La discontinuidad entre la Formación Celendín y la Formación Fundo El Triunfo en el área de Bagua y entre la Formación Celendín y la Formación Casapalca (región del Perú central), se caracteriza por un cambio más o menos continuo de medios sedimentarios. La sedimentación marina de plataforma externa del

Coniaciano-Santoniano es interrumpida transicionalmente por flujos de arenas provenientes del lado occidental, un cambio denotado además por una variación neta en la coloración de los sedimentos, que también evidencian cambios climáticos. Este cambio en los medios sedimentarios, con construcción de depósitos fluviales es ya una respuesta a un efecto tectónico de levantamiento de la margen occidental. Los niveles con fauna marina en estos sedimentos continentales evidencian ligeros episodios transgresivos durante el Campaniano terminal-Maastrichiano.

4.2. Discontinuidad entre Maastrichiano-Paleógeno

En la zona de Bagua la Formación Fundo El Triunfo, del Campaniano Superior-Maastrichiano, de facies fluvial intercalado con llanuras de inundación, con episodios transgresivos, es suprayacida con una débil discordancia angular, por facies de areniscas gruesas microconglomeráticas de ríos entrelazados del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior de la Formación Rentema.

Este contexto pone de manifiesto una importante laguna estratigráfica entre el Maastrichiano (formaciones Fundo El Triunfo, Casapalca, San Jerónimo (región occidental y altiplano), Vivian, Cachiyacu y Huchpayacu (región subandina) y el Paleoceno superior (formaciones Rentema, Conglomerado el Carmen). Esta discordancia observada en la base de la secuencia paleocena representa una respuesta distal de un apilamiento tectónico de los paleo-Andes, en el sector occidental.

Estas secuencias sedimentarias que se desarrollaban sobre la plataforma (siliciclástica y carbonatada), limitaban al Oeste con un arco magmático que se desarrolla en un régimen distensivo, en el cual se pueden diferenciar al Grupo Casma (Albiano-Santoniano) y cuencas tipo pull apart, especialmente sobre la margen noroccidental (Cuenca Lancones).

5. FACIES DE CUENCA MARGINAL

Todo el sistema sedimentario que se desarrolló sobre una margen estable es al Oeste bordeada por un arco volcánico ligado a una subducción oblicua, denominado arco volcánico Casma, en el cual se puede diferenciar, entre los departamentos de Lima e Ica dos unidades litoestratigráficas el Quilmana y Huarangal en los

cuales se pueden observar el paso lateral al Este a facies finas de la Formación Yangas. Entre los departamentos de Ancash y La Libertad esta secuencia del Grupo Casma se puede diferenciar las facies occidental y facies oriental donde se pueden diferenciar las Formaciones Lobos, Huarmey, Cerro Breas y Junco, correspondiendo estas unidades al establecimiento de un arco volcánico donde es posible diferenciar secuencias de turbiditas intercalado con volcánicos en un contexto de cuenca en extensión.

En la parte septentrional (región de los departamentos de Piura y Lambayeque), sobre secuencias conglomeráticas de la Formación Gigantal se tiene secuencias de clásticos y carbonatos correspondientes a Cuenca Lancones en las que diferencian a las Formaciones Pananga, Muerto, Huasimal, Jahuay Negro y Encuentros, los que corresponden al relleno de una cuenca del tipo «Pull apart» (Figura N° 3).

En la zona de río Tumbes bancos de calizas conglomeráticas al que sobreyacen lutitas de la Formación Pazul del Maastrichtiano-Paleoceno. Mientras que en la parte meridional (región de Arequipa-Moquegua) son los depósitos volcánicos que se intercalan con aglomerados y brechas de la Formación Matalaque que son equivalentes del episodio distensivo del Albiano.

6. CUENCASTRASCURRENTES DEL NOROESTE

En el sector de Paita (departamento de Piura) afloran dos secuencias: una secuencia carbonatada o Formación La Meza, y una secuencia clástica o Formación La Tortuga (Figura N° 3).

6.1. Evolución de la Serie Carbonatada de La Mesa (Campaniano)

La serie carbonatada de la Formación La Mesa, conformada por tres miembros con facies finas lutáceas, areniscosas y carbonatadas (Taípe, 2003). El Miembro inferior corresponde paleo-geográficamente a un medio marino abierto, poco profundo con regular energía. El Miembro medio representa facies proximales de progradación y somerización de una «plataforma peri-arrecifal (*patch reefs*)». El Miembro superior corresponde al paso de plataforma externa, a medio costero de plataforma y playa. Este último sella las transgresiones del mar, siendo interpretada como una regresión tectónica.

6.2. Evolución de la Serie Clástica de la Tortuga (Maastrichtiano)

La serie clástica de La Tortuga tiene una orientación preferencial NE-SO o N-S, durante la evolución de la Cuenca Paita, de la región Norte del Perú. Donde es posible reconocer sus ciclos de depositación durante el **Maastrichtiano inferior temprano**, que como consecuencia de movimientos transcurrentes, una fuerte subsidencia da lugar al relleno de abanicos aluviales en forma muy rápida (Formación La Tortuga) donde las brechas inferiores del Miembro Punta El Lobo caracteriza a un medio de abanico aluvial de facies proximales que pasa luego a un fan delta y plataforma clástica de playa interna (Miembro Playa La Tortuga) del **Maastrichtiano inferior tardío** que son seguidas de lutitas gris verde de plataforma interna, las que corresponden a la máxima transgresión marina del Maastrichtiano inferior. Este ciclo transgresivo es seguido por la desaparición de los niveles de arenas, y el abrupto incremento de brechas de abanico aluvial (Miembro Punta Ajureyo); al **Maastrichtiano medio** una sedimentación clástica de medio poco profundo a continental; está representado por la Formación Cenizo, con sus miembros Baculites Sandstone con facies de barras y cordones litorales, Brechas Negras con depósitos de pendiente y Radiolites Sandstone con progradación de facies de areniscas hacia el NE.

7. CONCLUSIONES

Durante el desarrollo de este sistema se puede apreciar que los mayores espesores (mayor subsidencia) se dan sobre la zona de talud y el borde de la plataforma, mientras que hacia el alto del Marañón se tiene los espesores menores denotando ser una zona con menor subsidencia (Outer Shelf High), y sobre la actual cuenca oriental y zona subandina, correspondía a una zona de moderada subsidencia.

Asimismo se aprecia un diacronismo en el inicio de la depositación de las arenas transgresivas del Cretáceo Inferior en toda la margen, a manera de un onlap regional hacia los bordes del sistema transgresivo del Cretáceo Inferior; así como el arribo de sedimentos clásticos al Valanginiense de clara proveniencia oriental (escudo Brasileño y Guayanense) estaría ligado a la apertura del rift del Atlántico central.

El establecimiento de la plataforma carbonatada epicontinental de la Formación Jumasha, Chonta y sus equivalentes laterales, restringe la sedimentación siliciclástica en el lado oriental, a secuencias de efímeros deltas progradacionales entre los cuales se reconocen por ejemplo las arenas inferiores del «Chonta sandstone» (miembro Huaya).

El cambio de coloración así como la contaminación de detritismo en los sedimentos a partir del Coniaciano no hacen sino que manifestar el período de inversión tectónica de la margen occidental y el establecimiento de un sistema de cuencas de antepaís, que predominará durante el Cenozoico.

Así mismo paleogeográficamente podemos observar, a través de toda la margen Peruana, un marcado cambio en las direcciones de paleocorriente, para el Coniaciano-Campaniano, Campaniano terminal-Maastrichtiano y Paleoceno-Eoceno, de E a NE y hacia N o NNE, respectivamente, que asociado al espesor de las unidades del Campaniano terminal-Maastrichtiano que muestran el inicio y la posterior configuración de una Cuenca de Antepaís (Jordan *et al*, 1988; Flemings y Jordan 1989, 1990), como ha sido propuesto por Sempere (1994).

8. AGRADECIMIENTOS

El autor deja constancia su agradecimiento a Etienne Jaillard y Thierry Sempere por sus consejos en el campo del dominio andino, a Ivan Moreno y Denis De La Cruz por su ayuda en los gráficos y a los revisores que ayudaron para la buena presentación de este trabajo.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Bellido E. (1956) Geología del curso medio del río Huaytará, Huancavelica. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 30, 33-47.
- Benavides V. (1956) Cretaceous System in northern Perú.-*Amer. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 108, 352-494.
- Ellinson R. A. (1985) Nuevos aspectos de la Estratigrafía Cretácica en la región del lago Titicaca del Sur del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 75, 51-63.
- Flemings P. B. & Jordan T. (1989) A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. *J. Geophys. Res.*, 94: 3851-3866.
- Flemings P. B. & Jordan T. (1990) Stratigraphic modeling of foreland basins, interpreting thrust deformation and lithosphere rheology. *Geology*. 18: 430-434.
- Haq B. U., Handerbol J. & Vail P. R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Handerbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.C. de, Vail P.R. (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. SEPM Special Publication 60, 3-13, and Appendix 763-781.
- Jaillard E. (1985) La Formation Cajamarca (Turonien supérieur) dans la région de Bambamarca (Andes nord-péruviennes). *Approche sédimentologique. Bol. Inst. Franc. Et. And.*, 14: 49-56.
- Jaillard E. (1986) La sédimentation Crétacée dans les Andes du Pérou central: exemple de la Formation Jumasha (Albien moyen supérieur) dans la région d'Oyon (département de Lima). *Geodynamique*, 1 (2): 97-108.
- 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. *Geol. Rundschau*, 76: 677-697.
- Jaillard E. (1992) La Fase Peruana (Cretácico Superior) en la Margen Peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 83: 81-87.
- Jaillard E. (1993) L'évolution tectonique de la marge péruvienne au Sénonien et Paléocène et ses relations avec la géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, 164 (6): 819-830.
- Jaillard E. (1994) Tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian margin between Kimmeridgian and Paleocene times. In: J. A. SALFITY Ed., *Cretaceous tectonics in the Andes. Earth Evol. Sci. Monograph ser.*, Vieweg Publ., Wiesbaden 101-167.
- Jaillard E. (1997) Síntesis estratigráfica y Sedimentológica del Cretáceo y Paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. Informe Final Convenio ORSTOM - PETROPRODUCCIÓN. 163 p.
- Jaillard E. & Arnaud-Vanneau A. (1993) The Cenomanian Turonian transition on the Peruvian margin. *Cretaceous Research*, 14: 585-605.

16. Janjou D., Bourgois J., Megard F. & Sornay J. (1981) Rapports paléogéographiques et structuraux entre Cordillères occidentale et orientale des Andes nord-péruviennes: les écailles du Marañón (7° Sud, Départements de Cajamarca et de Amazonas, Pérou). Bull. Soc. Geol. France, 77, 23(6): 697-705.
17. Jordan T., Flemings P. B. & Beer J. A. (1988) Dating thrust-fault activity by use of foreland-basin strata. In: New Perspectives in Basins Analysis, (Eds.: KLEINSPEHN K. L. & PAOLA C.) New York, Springer-Verlag, 307-330.
18. Kummel B. (1946) Estratigrafía de la Región de Santa Clara. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 59, 1217-1266.
19. Kummel B. (1948) Geological Reconnaissance of the Contamana Region, Peru. Geol. Soc. Am. Bull., 35: 591-632.
20. Mac Laughlin D. H. (1924) Geology and physiography of the Peruvian Cordillera. Departments of Junin and Lima. Geol. Soc. Am. Bull., 35: 591-632.
21. Megard F. (1978) Etude géologique des Andes du Pérou central. Mém. ORSTOM, 86, 310 pp.
22. 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*. Thèse Doct. Univ. Montpellier, 287 pp.
23. Mourier T. (1988) *La transition entre Andes marginales et Andes cordilléraines à ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relai de Huancabamba (3°-8°S, Nord Pérou-Sud Equateur)*. Thèse Doct. sci., Univ. Paris XI, Orsay, 275 pp.
24. Pariguana A. (2004) Formación Shaypaya: Una nueva secuencia del Cretáceo Inferior presente en la Faja Subandina del Perú central- Cuenca Ucayali. Vol. Res. Ext. XII Congr. Peruano de Geol. P: 152-155.
25. Robert E. (2001) *La Transgression Albienne dans le Bassin Andin (Pérou): Biostratigraphie, Paléontologie (ammonites) et Stratigraphie Séquentielle*. Thèse Doct. De l'Université Toulouse, 376 pp.
26. Romani M. (1982) *Géologie de la région minière Uchucchacua Hacienda Otuto, Pérou*. Thèse 3eme cycle, Grenoble, 176 pp.
27. Sempere T. (1994) Kimmeridgien(?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In: J. A. SALFITY Ed., *cretaceous tectonics in the Andes*. Earth Evol. Sci., Monograph ser., Vieweg Publ., Wiesbaden, V. 12 : 237-260.
28. Sempere T., Jacay J., Carrillo M-A., Gómez P., Odonne F. y Biraben V. (2000) Características y génesis de la Formación Ayabacas (departamentos de Puno y Cusco). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Vol., 90, pp. 69-76.
29. Soler P. (1989) Petrography and geochemistry of lower Cretaceous alkali basalts from the High Plateaus of central Perú and their tectonic significance. *Zentralbl. Geol. Palaont.*, 1989 (5/6): 1053-1064.
30. Soto F. V. (1979) Facies y ambientes deposicionales cretácicos, área centro-sur de la Cuenca Marañón. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 60: 233-250.
31. Wilson J. J. (1963) Cretaceous stratigraphy of the central Andes of Perú. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 47: 1-34.
32. Zegarra J. (1963) Geología del Flanco Noreste de la Cordillera Oriental de los Andes Peruanos, considerando la Formación Chonta en Particular. Tesis UNMSM, 87 pp.

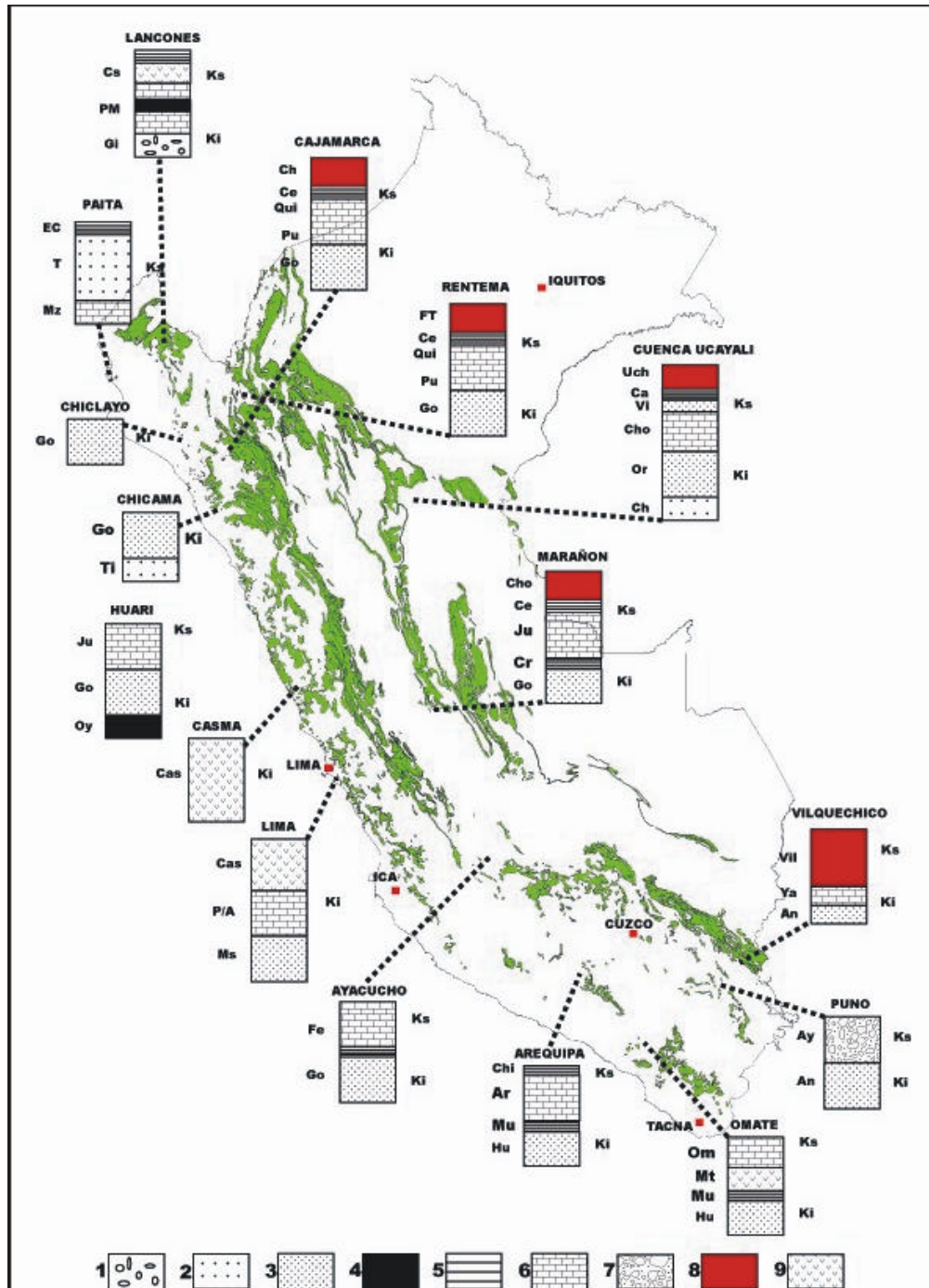


Figura N° 1. Cortes estratigráficos de las series cretáceas de los andes peruanos.

1: conglomerado, 2: arenisca gruesa, 3: cuarcita, 4: lutita, 5: marga lutácea, 6: caliza, 7: olistostromo, 8: capas rojas, 9: volcánico.
K: Cretáceo: *i,s*: inferior, superior.
An: Fm. Angostura, **Ar:** Fm. Arcurquina, **At:** Fm. Atocongo, **Ay:** Fm. Ayabacas, **Ca:** Fm. Cachiyacu, **Cas:** Gpo. Casma, **Ce:** Fm. Celendín, **Ch:** Fm. Chota, **Cho:** Fm. Chonta, **Chi:** Fm. Chilcane, **Cr:** Fm. Crisnejas, **Cs:** Fm. Copa Sombrero, **EC:** Fm. El Cenizo, **Fe:** Fm. Ferrobamba, **FT:** Fm. Fundo el Triunfo, **Gi:** Fm. Gigantal, **Go:** Gpo. Goyllarisquizga, **Hu:** Fm. Hualhuani, **Ju:** Fm. Jumasha, **MS:** Gpo. Morro Solar, **Mu:** Fm. Murco, **Mt:** Fm. Matalaque, **Mz:** Fm. La Meza, **Om:** Fm. Omoye, **Or:** Gpo. Oriente, **Pa:** Fm. Pamplona, **PM:** Fm. Muerto Pananga, **Pu:** Gpo. Pullucana, **Qui:** Gpo. Quilquinán, **T:** Fm. La Tortuga, **Vi:** Fm. Vivian, **Vil:** Fm. Vilquechico, **Uch:** Fm. Uchpayacu, **Ya:** Fm. Yanaoco.

	N AREA DE LA COSTA S			N CUENCA OCCIDENTAL S			S N DOMINIO ORIENTAL S					
	HUARMEY	LIMA	NAZCA	CAJAMARCA	LA OROYA	ABANCAY	AREQUIPA	ORIENTE PERU	CUZCO	PUNO		
MASTRICHIANO	PARARIV			FUNDO EL TRUNFO	CASAPALCA	CELENDIN	TOQUEPALA	HUCHIPAYACU	SAN JERONIMO	VIGUECHICO		
CAMPANIANO				UCHURCA?			CACHYACU					
SANTONIANO				OMOYE	VIVIAN							
CONIACIANO				QUERQUE								
TURONIANO			CAJAMARCA	JUNASHA	FERROBAMBA	ARCURQUINA	CHONTA	YUNCAYPATA	AYABACAS			
CENOMANIANO			COÑOR			ROMIRON	CHILCAÑE		AGUA CALIENTE	YANAOCO		
ALBIANO	LUPIN BREAS	GRUPO CASMA	QUILMANA Y COPARA	YUNAGUAL	PARIATAMBO	MARA	ARCURQUINA	RAYA	ANGOSTURA			
	LA ZORRA			CHULEC								
	COCHAPUNTA			INCA	PARAHUANCA	HUAMBO						
APTIANO	HUAMANCAY	CHILCA		FARRAT	GOYLLARISQUIZGA	SORAYA	MURCO	CUSHABATAY				
BARREMIANO	CHINCHIPE			CARHUAZ								
HAUTERIVIANO	CHALA	PAMPLONA	YAUCA	SANTA								
VALANGINIANO		ATOCONGO		CHIMU				CHIMU		HUALHUAN		
BERRIASIANO		CHIMU										
		OYON		TIAJONES				SHAYPAYA				

Figura N° 2. Cuadro de correlaciones entre las Unidades Litoestratigráficas del Cretáceo de la margen peruana.

	PAITA		AMOTAPES	LANCONES
	LA TORTUGA	LA MESA		
PALEOCENO	MOGOLLON		MOGOLLON	
	BALCONES			
MASTRICHIANO	CENIZO		PAZUL	
	TORTUGA		MONTE GRANDE	MONTE GRANDE
CAMPANIANO		LA MESA	ANGOLO	ANGOLO
				SANDINO
SANTONIANO				
CONIACIANO			ENCUENTROS	ENCUENTROS
TURONIANO			JAHUAY NEGRO	JAHUAY NEGRO
CENOMANIANO			HUASIMAL	HUASIMAL
ALBIANO			MUERTO	
			PANANGA	PUYANGO
			GIGANTAL	BOSQUE PETRIFICADO

Figura N° 3. Cuadro de correlaciones estratigráficas de la zona de antearco del Noroeste del Perú.



Foto N° 1. Barras progradantes hacia el Oeste dentro del Grupo Goyllarisquizga (localidad de Cerro Plácido-Chiclayo).



Foto N° 2. Afloramientos del Grupo Casma en el valle del río Chillón-Lima.