

LA SEDIMENTACIÓN ALBIANA - TURONIANA EN EL SUR DEL PERÚ (AREQUIPA - PUNO - PUTINA).

*Etienne Jaillard **

RESUMEN

En el Sur del Perú, el intervalo Albiano-Turoniano está caracterizado por una importante transgresión marina. En las zonas sur-occidentales (cuenca de Arequipa y Altiplano), se depositaron secuencias calcáreas de plataforma marina muy somera y protegida. Hacia el Noreste (cuenca de Putina), estas calizas pasan lateralmente a areniscas marinas de plataforma clástica somera y playa, que incluyen localmente una intercalación carbonatada de probable edad Cenomaniano tardío. Esta disposición demuestra el diacronismo de la base de los depósitos calcáreos entre la cuenca de Arequipa y el Altiplano (Albiano) y la cuenca de Putina (Cenomaniano tardío). Las correlaciones secuenciales llevan a pensar que la base de las areniscas del Cretáceo inferior y las líneas de facies son también diacrónicas a escala regional.

Las variaciones de espesor de la serie Albiano-Turoniano entre las cuencas de Arequipa (≈ 700 m), del Altiplano (< 250 m) y de Putina (> 600 m) confirman el papel de zona positiva poco subsidente del umbral Puno-Cuzco. Epocas de actividad tectónica sinsedimentaria están registradas durante el Albiano medio a superior (?) en el Altiplano (fase Mochica ?), y durante el Turoniano (superior ?) en la cuenca de Arequipa (inicio de la fase Peruana).

ABSTRACT

In Southern Peru, the Albian-Turonian time span is characterized by an important marine transgression. In the southwestern areas (Arequipa basin and Altiplano), calcareous sequences of shallow and protected carbonate shelf were laid down. Toward the Northeast (Putina basin), these carbonates grade laterally into thick sandstones of shallow marine to shoreline environments, which locally contain a carbonate intercalation of probable middle to late Cenomanian age. This pattern evidences a large-scale diachronism of the calcareous facies, between the Arequipa basin and the Altiplano (Albian) and the Putina basin (middle to late Cenomanian). Sedimentary analysis and correlations suggest that the base of the early Cretaceous sandstones is also diachronous through the margin, and that they are younger (Albian ?) toward the Northeast.

The variations of thickness of the Albian-Turonian series between the Arequipa basin (≈ 700 m), the Altiplano (< 250 m) and the Putina basin (> 600 m) confirm that the Altiplano acted as a swell with weak subsidence rate. Tectonic activity was recorded during the middle to late (?) Albian on the Altiplano (Mochica phase ?), and during the late (?) Turonian in the Arequipa basin (beginning of the Peruvian phase).

* ORSTOM, CS 1, 213 rue La Fayette, 75480 Paris cedex 10, Francia.



INTRODUCCIÓN

La serie cretácica del Sur del Perú comprende esquemáticamente areniscas continentales a litorales del Cretáceo inferior, calizas y margas de medio marino somero del Cretáceo medio (Albiano-Turoniano) y Capas Rojas finas, localmente evaporíticas en la base, en el Cretáceo superior.

Durante el Cretáceo medio, el Sur del Perú puede ser dividido en cinco zonas paleogeográficas, que mencionaremos del Suroeste al Noreste (Portugal, 1974; Vicente, 1981; Jaillard, 1994; fig. 1). La zona costera no incluye depósitos cretácicos datados y su comportamiento en esta época está casi desconocido. La cuenca oeste-peruana o cuenca de Arequipa (o Yura) era relativamente subsidente y recibía una sedimentación en gran parte carbonatada de medio marino somero (Benavides, 1962; Vicente, 1981). El umbral de Puno-Cuzco (o Altiplano, Batty y Jaillard, 1989; Carlotto et al., 1992), poco subsidente, recibía una sedimentación reducida parcialmente marina y carbonatada. Más al Noreste, la cuenca de Putina (Portugal, 1974) era más subsidente y fue rellenada por una sedimentación mayormente arenosa durante el Cretáceo medio. Finalmente, el Oriente sur-peruano estuvo caracterizado por

una sedimentación arenosa parcialmente marina (Dávila y Ponce de León, 1971).

El objetivo de este trabajo es presentar el análisis sedimentológico de la parte mediana de la serie de edad Albiano-Turoniano, mediante secciones escogidas y levantadas a lo largo de un perfil paleogeográfico Suroeste-Noreste que atraviesa las cuencas de Arequipa, del Altiplano y de Putina (fig. 1), y proponer correlaciones basadas sobre los datos paleontológicos disponibles y el análisis secuencial.

TRABAJOS ANTERIORES Y MARCO ESTRATIGRÁFICO

CUENCA DE AREQUIPA - YURA

La serie cretácica de la Cuenca de Arequipa-Yura fue estudiada por Jenks (1948) que definió la Formación Murco constituida por pizarras abigarradas y areniscas atribuidas al Cretáceo inferior, y la Caliza de Arcurquina, con potencia de ≈ 650 m, que atribuyó al Cretáceo inferior.

Benavides (1962) dió una descripción detallada de las formaciones Murco y Arcurquina y estableció la edad de esta última. En la parte más inferior, *Exogyra minus* indicaría el Albiano inferior a medio. La parte inferior contiene equinodermos del Albiano superior (*Tetragramma malbossi* y *Coenholectypus planatus*), y en la parte mediana se encontraron un ammonite (*Neolobites* sp.) y equinodermos (*Salenia* sp.) del Cenomaniano medio a superior (Benavides, 1962). El equinodermo *Hemiaster* cf. *texanum* lleva a atribuir la parte superior al Turoniano. Encima de la Formación Arcurquina, Benavides (1962) definió la Formación Chilcane que consiste en lutitas rojas e yeso atribuidos al Senoniano inferior, más probablemente al Coniaciano (Jaillard et al., 1993, fig. 2).

Además, Marocco y del Pino (1966) llamaron Formación Matalaque a las potentes acumulaciones volcánicas cretácicas que afloran al Este de Arequipa. Vargas (1970) mapeó la zona de Arequipa, y Vicente (1981) sintetizó la estratigrafía mesozoica del Sur del Perú, poniendo énfasis sobre el Jurásico.

Al encontrar *Parahoplites* sp. y *Oxytropidoceras carbonarium* en el sector de Cailloma, Dávila (1988) confirmó la edad albiana de la parte inferior de la Formación Arcurquina. Finalmente, Batty y Jaillard (1989) propusieron el nombre de Formación Huambo para designar a las limolitas, calizas y areniscas intercaladas entre las formaciones Murco y Arcurquina (fig. 2).

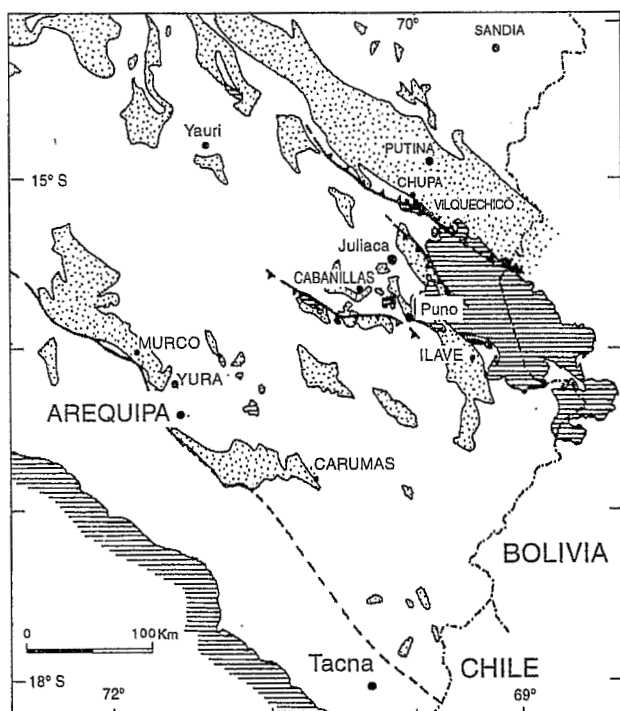


Fig. 1
Esquema paleogeográfico del Sur del Perú, mapa de los afloramientos mesozoicos y ubicación de las secciones

Edad \ Zona	AREQUIPA	ALTIPLANO	PUTINA
Senoniano	Querque ?		
Coniaciano	Chilcane	Moho	Vilquechico
Turoniano			Cotacucho superior
Cenomaniano	Arcurquina	Ayavacas	Huatasane
	Matalaque		
Albiano	Huambo	Huancané	Cotacucho inferior
Aptiano	Murco		
Neocomiano	Hualhuani		Hiato

Fig. 2
Cuadro Estratigráfico de las Series del Cretáceo Medio del Sur del Perú

UMBRAL DE PUNO (ALTIPLANO)

En la zona del Altiplano sur-peruano, Cabrera la Rosa y Petersen (1934) reconocieron las areniscas del Cretáceo inferior y nombraron Formación Ayavacas a las calizas sobreyacentes. En esta última unidad, Lissón (1924; Lissón y Boit, 1942) menciona los ammonites *Knemiceras* sp. (Albiano), *Mortoniceras peruvianum* (Albiano superior) y *Neolobites bassleri* (Cenomaniano medio-superior). Luego, Newell (1949) llamó Formación Huancané a las areniscas del Cretáceo inferior, e incluyó la Formación Ayavacas en el Grupo Moho. No mencionó fauna diagnóstica en las calizas Ayavacas.

Más recientemente, Ellison (1985) y Klinck et al. (1986) propusieron un nuevo cuadro estratigráfico sin argumentos paleontológicos. Los trabajos posteriores no confirmaron esta interpretación (Laubacher y Marocco, 1989; Jaillard y Sempere, 1989; Jaillard et al., 1993).

CUENCA DE PUTINA

Newell (1949) consideró que las areniscas del Grupo Cotacucho que afloran al Noreste del Altiplano estaban estratigráficamente superpuestas al Grupo Moho y eran de edad Cretáceo terminal (Portugal, 1974). Sin embargo, Audebaud et al. (1976) y Laubacher (1978) establecieron que las areniscas del Grupo Cotacucho de la zona de Putina son equivalentes laterales de las formaciones Huancané y Ayavacas del Altiplano (Vicente, 1981, fig. 2).

Más recientemente, Jaillard y Sempere (1989; 1991) y Jaillard et al. (1993), al proponer correlaciones de la serie cretácica del Sur del Perú, consideraron que la discontinuidad del tope de las formaciones Arcurquina (Arequipa) y Ayavacas (Altiplano) es correlacionable con la del tope de las areniscas Cotacucho (Putina), y tiene una edad vecina al límite Turoniano-Coniaciano (fig. 2).

Estudios sedimentológicos de la serie cretácica del Sur del Perú fueron presentados por Batty y Jaillard (1989) para la parte inferior, y Jaillard et al. (1993) y Jaillard (1994) para la parte superior, así como por Carlotto et al. (1992) para la zona de Cuzco. Sin embargo, fuera de los trabajos generales de Jaillard y Sempere (1989) y Jaillard y Arnaud-Vanneau (1993) no se llevaron a cabo estudios sedimentológicos para definir las evoluciones sedimentarias, analizar los pasos laterales de facies, y proponer líneas de tiempo que permitan correlaciones estratigráficas fiables en la serie del Cretáceo «medio» del Sur del Perú.

LAS FORMACIONES HUAMBO Y ARCURQUINA (CUENCA DE AREQUIPA)

LA SECCIÓN DE CARUMAS

La sección fue levantada en la quebrada ubicada al Oeste del pueblo de Carumas. Se pudo observar una serie de lutitas, grauvacas y calizas, ubicada entre las areniscas del Cretáceo inferior (Fm Murco) y la potente unidad volcánica de la Formación Matalaque (Marocco y Del Pino, 1966). No se conocen datos paleontológicos.

La Formación Murco termina con una secuencia grano- y estratocreciente de progradación (≈ 60 m). La base lutácea de esta secuencia presenta delgadas intercalaciones calcáreas, secuencias arenosas de progradación, madrigueras y figuras de energía débil y representaría depósitos de frente deltaico distal o de plataforma marina clástica. La parte superior arenosa presenta figuras de energía creciente y luego decreciente, y contiene laminaciones oblicuas de bajo ángulo que sugieren un medio de costero de playa (*shoreface* y *foreshore*) o de llanura deltaica distal sometida a la influencia de las olas.

La serie sobreyacente puede ser dividida en cuatro partes (fig. 4).

La parte basal (360-410 m) consiste en limolitas verdes y rojas, y delgados bancos de areniscas con

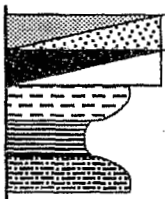
LEYENDA COMUN A LAS FIGURAS 4 A 12			
LITOLOGIA		Arenisca Caliza Marga Lutita Limolita	TEXTURA M : Mudstone W : Wackestone P : Packstone D : Dolomita
GRANOS	 Intraclastos  Pellets  Oolitas  Agregados Qz Cuarzo		
FAUNA	 Foraminífero planctónico *  Restos de equinodermos  Bivalvos  Braquiópodos  Ostrácodos  Algas rojas  Gasterópodos  Anélidos  Bioclastos  Bryozoarios  Restos de peces  Artrópodos  Restos de plantas  Foraminíferos bentónicos  Algas verdes  Miliolídeos		
FIGURAS	 Laminaciones horizontales  Ondulitas  Overturns  Laminación oblicua curva  Laminación oblicua plana  Laminación de bajo ángulo  Canal, base erosiva  Slumps  Brechas  Fallas sinsedimentarias K Disolución kárstica  Laminación convoluta  Teepees  Grietas de desecación  Seudomorfosis  Birds-eyes  Hard-ground  Madrigueras  Bioturbaciones		
PALEO-CORRIENTES	 Lam. oblicuas paradas  Lam. oblicuas suaves  Ondulitas		

FIG. 3
Leyenda Común a las Figs. 4 a 12

madrigueras, ondulitas de corriente (*ripples*), laminaciones oblicuas u horizontales y escasas grietas de desecación, de medio probablemente marino litoral somero.

Encima, se observan lutitas y limolitas de color verde dominante, intercaladas con delgados bancos calcáreos (410-450 m, fig. 4). En estos, se observan

ostrácodos, restos de plantas, intraclastos y algunos pisolitos, que indican un medio marino somero con notables influencias continentales. Las dos partes inferiores podrían ser correlacionadas con la Formación Huambo que presenta una evolución y facies comparables.

Encima (450-510 m, fig. 4), limolitas mayormente rojas con bancos de calizas arenosas contienen potentes

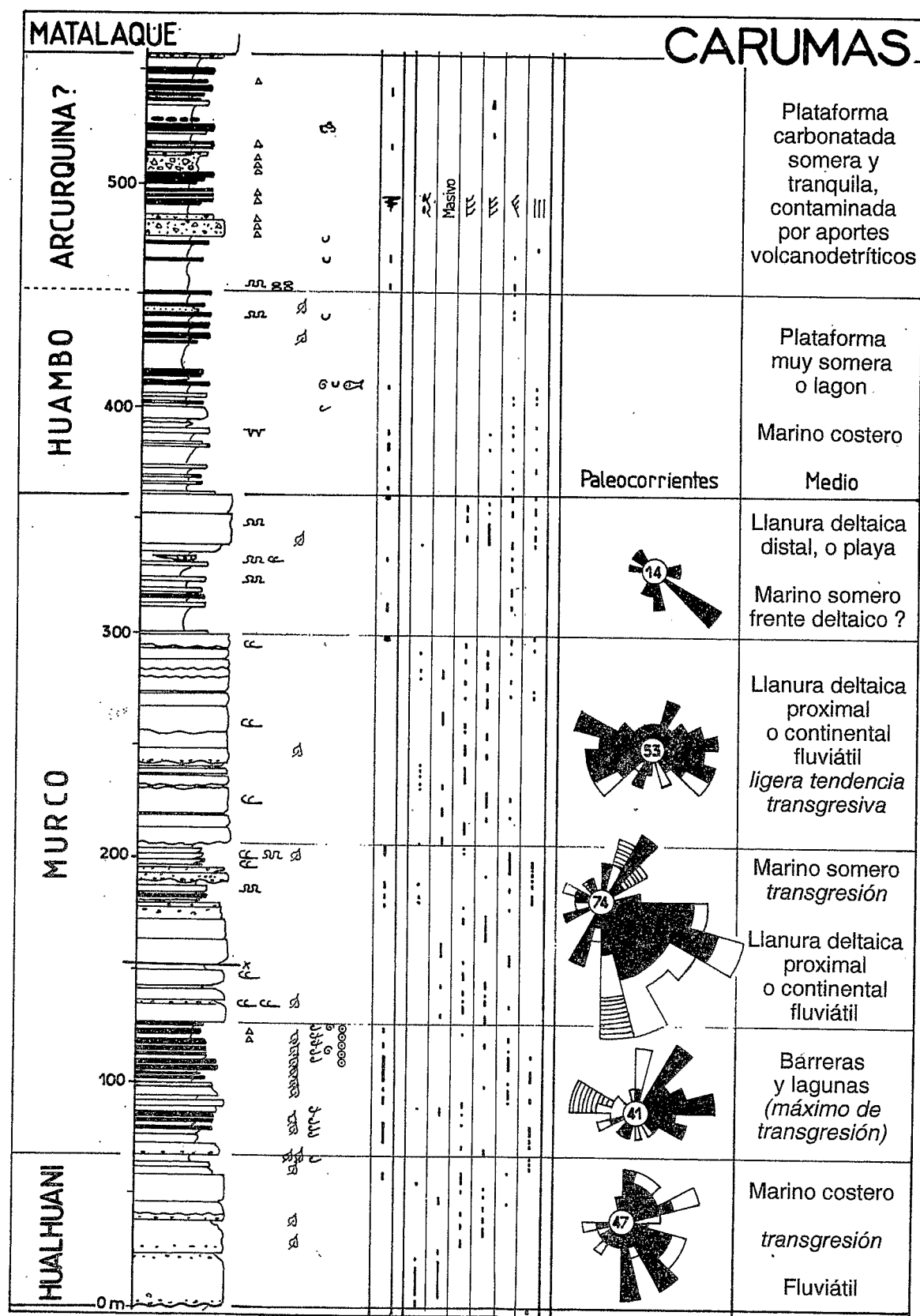


FIG. 4
Columna del Cretáceo "medio" en Carumas (Suroeste de la cuenca de Arequipa).

intercalaciones de grauvacas conglomeráticas de color verde. En láminas delgadas, solo se observan areniscas y dolomitas silicificadas con ostrácodos e intraclastos. Esta parte mediana se depositó probablemente en un medio marino somero a salobre, ubicado cerca de una tierra emergida sometida a una notable actividad volcánica.

La parte superior (510-565 m, fig. 4) consiste en limolitas verdes a negras que contienen clastos volcánicos, abundantes bancos calcáreos y delgadas intercalaciones de grauvaca. Las grauvacas presentan laminaciones oblicuas de bajo ángulo, de medio probablemente somero. En secciones delgadas, las calizas presentan intraclastos, pellets (?), artrópodos (abundantes ostrácodos), equinodermos y algunos foraminíferos planctónicos. Esta microfacie indica un medio francamente marino, aunque no muy profundo. Esta parte superior es interpretada como una plataforma carbonatada cuyo desarrollo fue impedido por el exceso de aportes volcanodetríticos. Está considerada como equivalente a una parte inferior de la Formación Arcurquina de la zona de Arequipa. El tope está marcado por lentes de conglomerado volcánico que pasan hacia arriba a grauvacas (1 m) y a las coladas masivas de andesita alterada de la Formación Matalaque s.s. (fig. 4).

En resumen, un primer pulso transgresivo está expresado por el tope de la Formación Murco; un segundo está representado por la Formación Huambo (Albiano inferior ?), y un tercer pulso transgresivo que lleva la zona a un ambiente marino franco (base de la Fm Arcurquina ?), está interrumpido por el desarrollo del arco volcánico de la Formación Matalaque. Si esta interpretación es correcta, la base de la Formación Matalaque es de edad Albiano (Batty y Jaillard, 1989).

LA SECCIÓN DE LIQUIRCA

La Formación Huambo fue levantada cerca de Murco (fig. 1) a lo largo de la carretera de Yura a Huanca, poco al Suroeste del Cerro Arcurquina. La parte inferior de la Formación Huambo está bien expuesta, pero su contacto con la Formación Arcurquina parece estar fallado (fig. 5), y es posible que falte parte de la columna. La Formación Huambo no está datada, pero por comparación con la fauna de las formaciones Inca (Benavides, 1956) y Pariahuanca (Wilson, 1963), es posible que el *Parahoplites* sp. mencionado por Dávila (1988) provenga de esta unidad. Parece comprender tres secuencias.

La primera secuencia (0-38 m, fig. 5) es limolítica con delgadas intercalaciones conglomeráticas y luego arenosas en la parte inferior, y calcáreas en la parte superior. La parte inferior es mayormente de color amari-

llo a rojo y presenta nódulos y seudómorfos de evaporitas, grietas de desecación, algunas bioturbaciones y escasos canales. En la parte superior más lutácea, el color amarillo domina; las calizas presentan numerosas grietas y brechas de desecación, y escasa fauna. Un banco (m 25) contiene una lumaquela de anélidos (?) con ostrácodos y algas verdes (carofita?). Otro banco presenta un cemento calcítico asimétrico de tipo vadoso que caracteriza una diagénesis subaérea. Se trata de una secuencia transgresiva depositada en medio continental con influencias fluviales en la parte inferior, y lacustres a salobres (anélidos) en la parte superior.

La segunda secuencia (38-54 m, fig. 5) empieza por limolitas rojas con escasas ondulitas de corriente y termina con un banco de caliza arenosa con bioclastos finos y ostrácodos. La discontinuidad del tope está asociada con mineralizaciones de cobre y escasas evaporitas. Es una nueva secuencia transgresiva, de medio marino muy somero y costero con importantes aportes detríticos terrígenos en la base.

La tercera secuencia (54-82 m, fig. 5) empieza con lutitas rojas y sigue con una serie estratocreciente de margas y calizas amarillas a grises. Las calizas contienen una muy escasa fauna de bivalvos, gasterópodos y ostrácodos. El tope presenta abundantes bioturbaciones y una costra ferruginosa laminada con grietas de desecación. Está interpretada como una secuencia regresiva de plataforma marina muy somera, cuya base presenta todavía notables influencias continentales. Sin embargo, por la presencia de una falla importante, es posible que la parte superior (60-82 m, fig. 5) ya pertenezca a la Formación Arcurquina.

LA SECCIÓN DE ARCURQUINA

La sección de la Formación Arcurquina fue levantada a lo largo de la carretera de Yura a Huanca poco al Norte de la anterior, al pie del Cerro Arcurquina, es decir en el estratotipo de la formación. El estudio de campo fue completado por el análisis de más de 180 láminas delgadas. En la parte mediana, la abundancia de las silicificaciones dificultó el estudio de las microfacies. La parte superior de la columna (310-570 m, fig. 6) fue analizada por Jaillard y Arnaud-Vanneau (1993). La Formación Arcurquina tiene más de 570 m de potencia y presenta cuatro grandes secuencias litológicas (fig. 6).

La primera secuencia mayor (0-160 m, fig. 6a) contiene *Exogyra minus* que sugiere una edad Albiano inferior para la base (Benavides, 1962; y com. pers.). Puede ser subdividida en dos secuencias menores de transgresión-progradación de plataforma carbonatada. La primera (0-27 m) se termina por la aparición de

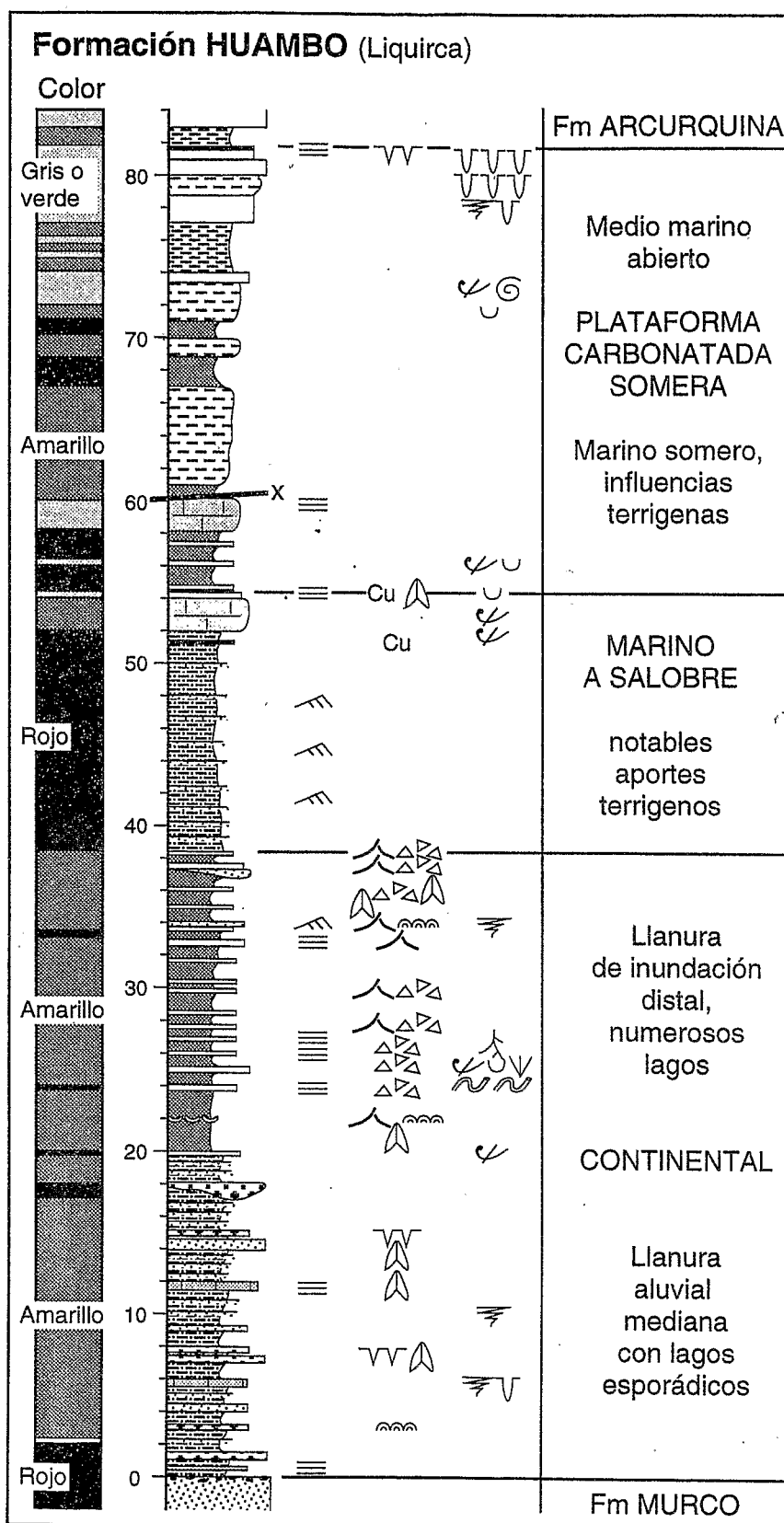


FIG. 5
Columna de la Formación Huambo en Liquirca (N. de Arequipa, cuenca de Arequipa).

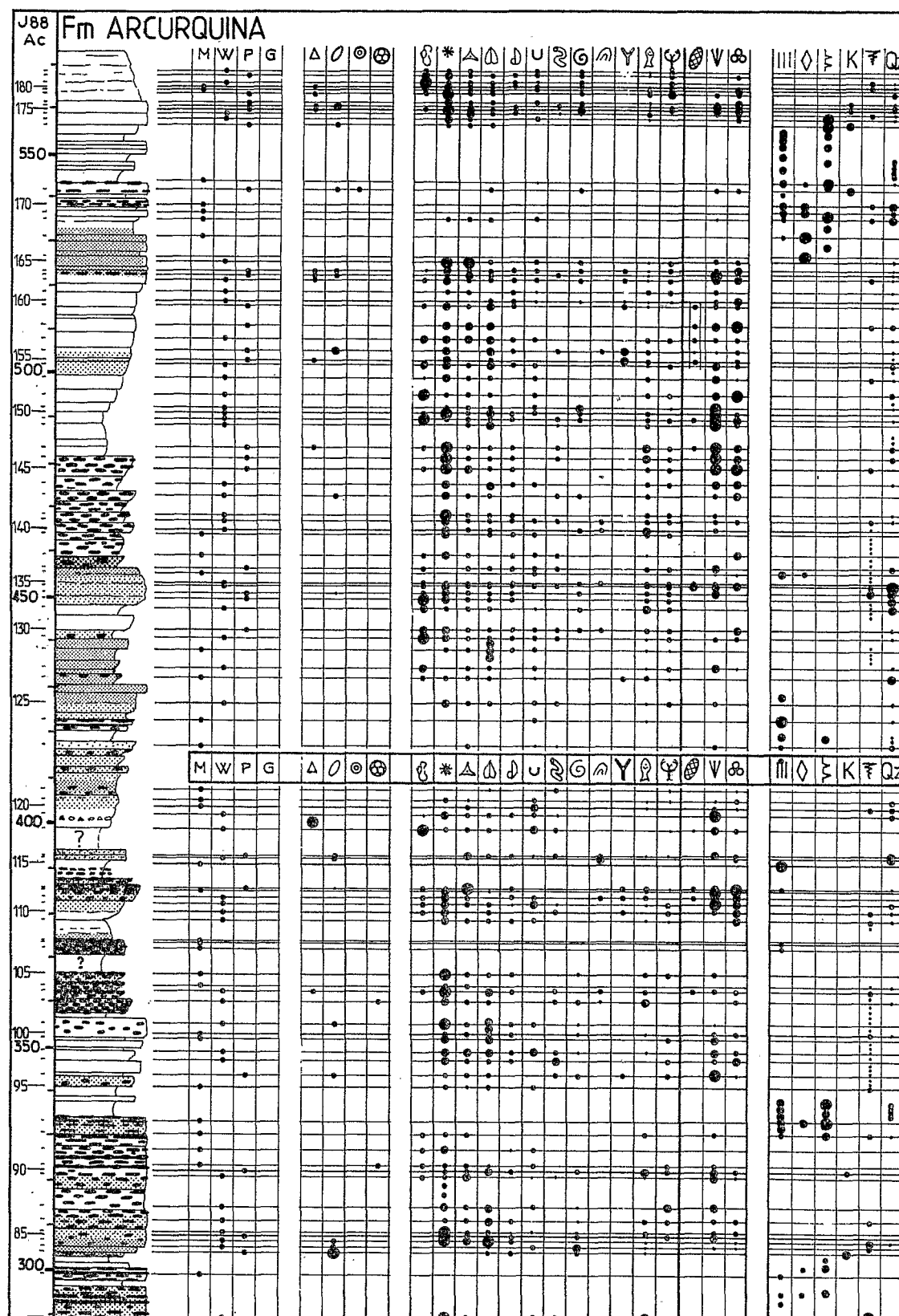


FIG. 6A
Columna de la parte inferior de la Formación Arcurquina en el Cerro Arcurquina
(N. de Arequipa, cuenca de Arequipa).

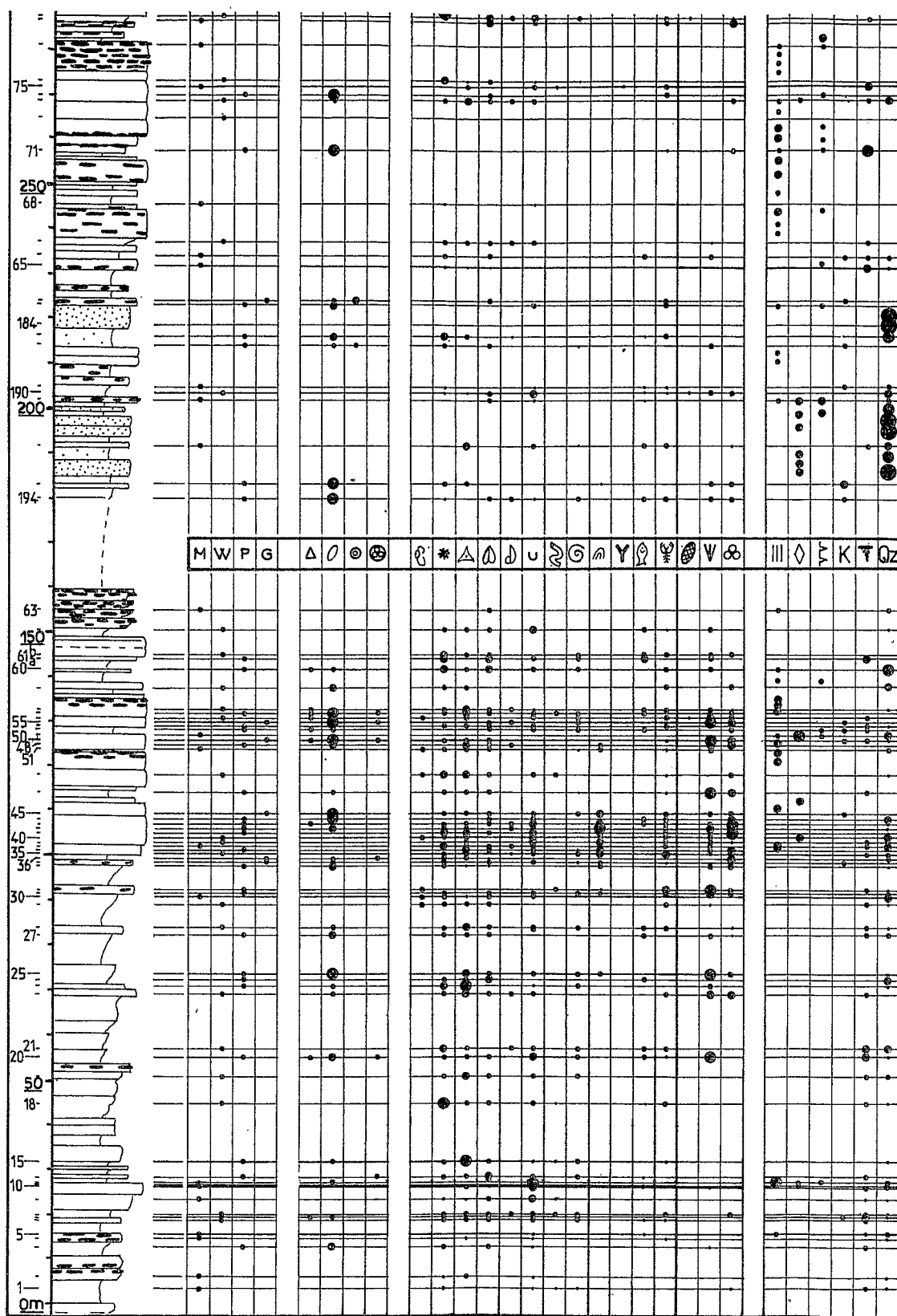


FIG. 6B
Columna de la parte superior de la Formación Arcurquina en el Cerro Arcurquina

microfacies de plataforma somera (*Wackestones* o *Packstones* bioturbadas con pellets, ostrácodos, gasterópodos, escasos artrópodos y miliolideos). La segunda comienza por facies que expresan el regreso a condiciones de plataforma externa (margas, *Wackestones* con equinodermos y ostrácodos) y representan el intervalo transgresivo (27-55 m, fig. 6a). El máximo de inundación (≈ 55 m) está sobreyacido por la progradación de una plataforma carbonatada somera y abrigada (*Packstones* con pellets, algas, artrópodos y miliolideos), que culmina con secuencias emersivas con grietas de desecación y huellas de disolución vadosa (105-135 m). Encima de estas facies se ubica el límite de secuencia de depósito (*sensu* Van Wagoner et al., 1988). El tope carbonatado de la secuencia litológica (135-160 m, fig. 6a) registra el regreso a facies de plataforma externa (*Mudstones* a *Wackestones* con bivalvos y equinodermos) que representan el intervalo transgresivo de la secuencia sobreyacente.

La segunda secuencia mayor (160-355 m, fig. 6a y b) contiene *Exogyra mermeti* y *Tetragramma malbossi*, que sugieren una edad Albiano superior a Cenomaniano (Benavides, 1962). Incluye varias secuencias menores. La primera (160-215 m) es una secuencia de progradación clástica de areniscas líticas, cuyo contenido de grauvaca indica la proximidad de relieves volcánicos en curso de erosión, o quizás de volcanes activos. El tope de los bancos está caracterizado por pseudomorfos de anhidrita y grietas de desecación que indican un medio emersivo. La segunda secuencia (215-335 m) está constituida por calizas masivas con abundantes cherts, facies de plataforma interna muy somera (*Wackestones* y *Packstones* con equinodermos, bivalvos, artrópodos, algas, miliolideos) y frecuentes laminaciones tidales y grietas de desecación (fig. 6). Puede ser dividida en varias secuencias de orden menor. La última secuencia menor (335-357 m) está bien individualizada y presenta microfacies similares a la anterior, pero sin evidencias de emersión. Por lo tanto, parece ya anunciar la transgresión de la secuencia sobreyacente.

La tercera secuencia mayor del Cenomaniano medio a superior puede ser subdividida en tres secuencias menores. La primera secuencia menor (357-388 m), muy rica en silicificaciones, presenta una evolución típica desde facies de plataforma externa con equinodermos a facies de plataforma interna muy somera con algas y miliolideos. La secuencia mediana (388-456 m) empieza con margas de medio abierto y termina con facies de plataforma somera no emersiva. Es notable la abundancia de los pequeños foraminíferos planctónicos que traducen un medio francamente marino. Según la columna presentada por Benavides (1962), *Neolobites*

sp. parece provenir de la parte inferior de esta secuencia. La última secuencia menor (456-482 m, fig. 6b) presenta abundantes cherts y una fauna variada francamente marina. Termina con facies de plataforma interna somera (*Packstones* con equinodermos, algas y miliolideos).

La cuarta secuencia litológica mayor es probablemente de edad Turoniano ya que contiene *Hemiastrum* cf. *texanum* (Benavides, 1962). Presenta también tres secuencias menores. La primera secuencia menor (482-545 m, fig. 6b) empieza por calizas margosas con abundantes foraminíferos planctónicos pequeños y termina con facies de plataforma carbonatada muy somera y abrigada, caracterizadas por texturas *Packstones* con algas, miliolideos y foraminíferos bentónicos (*Archaeocyclus* sp., Jaillard y Arnaud-Vanneau, 1993) y figuras de emersión (fig. 6b). La segunda secuencia menor (545-555 m) es de medio inter- a supratidal y contiene abundantes granos gruesos redondeados de cuarzos eólicos. La tercera secuencia menor (555-570+ m) expresa primero una progradación en medio muy somero a emersivo (*Packstones* con artrópodos, algas, miliolideos; láminas tidales y grietas de desecación), y luego una transgresión, ya que las facies emersivas de la base dejan paso hacia arriba a facies de plataforma externa (*Mudstones* o *Wackestones*) con equinodermos y foraminíferos planctónicos.

El depósito de la secuencia intermedia de la cuarta secuencia mayor es coetáneo de una nítida actividad tectónica sinsedimentaria expresada por numerosas fallas normales sinsedimentarias de pequeña escala.

LA FORMACION AYAVACAS (ALTIPLANO)

LAS SECCIONES DE LAS HUERTAS (CABANILLAS) E ILAVE

La columna de la Formación Ayavacas (fig. 7) resulta de la superposición de secciones levantadas en el Cerro Las Huertas al Norte de Cabanillas (fig. 1), y en las chacras y lomas al Este de Ilave, donde importantes fenómenos de disolución y dolomitización dificultan el análisis. La Formación Ayavacas (≈ 250 m) presenta tres barras calcáreas separadas por intervalos lutáceos que no se pudo estudiar por falta de afloramientos. Por eso, no se pudo estudiar los depósitos transgresivos que sobreyacen directamente a las areniscas Huancané.

La barra calcárea inferior es estratocreciente, lo que traduciría un proceso de progradación y somerización. La extensa dolomitización no permite ha-

cer un estudio detallado de las microfacies. Sin embargo, el predominio de la asociación de texturas *Mudstones* y *Packstones* así como la presencia de miliolideos y laminaciones horizontales sugieren un medio protegido de baja energía, muy somero a intertidal (fig. 7). En la sección de Las Huertas, la barra inferior está caracterizada por extensas deformaciones tectónicas sinsedimentarias (brechas, fallas) que indican una extensión Noreste-Suroeste, y una paleopendiente hacia el Oeste-Suroeste (deslizamientos y slumps; fig. 7). Además, estas calizas se encuentran duplicadas por deslizamientos sinsedimentarios a gran escala sellados por la barra calcárea mediana. Por lo tanto, por correlación con la sección de Arequipa, esta tectónica sinsedimentaria es probablemente de edad Albiano tardío.

La barra mediana (260-315 m, fig. 7) empieza con *Mudstones* de plataforma externa, muy ricos en equinodermos, bivalvos y minúsculos foraminíferos planctónicos. La abundancia de intraclastos indica retrabajamientos, probablemente ligados al pulso transgresivo (fig. 7). Evolucionan hacia *Wackestones* y *Packstones* ligeramente arenosas cada vez más ricas en pellets, de plataforma somera protegida de baja energía. Algunas estructuras de tectónica sinsedimentaria indican una extensión principal Nor-Noreste - Sur-Suroeste, con una distensión menor Oeste-Noroeste - Este-Sureste (fig. 7). La barra mediana parece ser correlacionable con la segunda gran secuencia de la zona de Arequipa.

La barra calcárea superior no aflora en Las Huertas debido a las erosiones andinas. En Ilave, comprende dos partes. La parte inferior (315-375 m, fig. 7) comprende calizas masivas, aparentemente de textura *Mudstone*, con escasas madrigueras, espectros de ostrácodos, foraminíferos bentónicos y bivalvos, que indican un medio de plataforma somera de baja energía relativamente abierta. Al tope, calizas arenosas y laminadas con ondulitas de corriente sugieren un medio intertidal. Se la correlaciona tentativamente con la tercera secuencia mayor de la Formación Arcurquina de Arequipa (Cenomaniano probable).

La parte superior de la barra superior (375-420 m, fig. 7) está constituida por calizas laminadas no bioturbadas y lutitas rojas. Las calizas son *Mudstones* enteramente laminadas, localmente con lumaquelas de gasterópodos y escasos ostrácodos, que sugieren un medio intertidal con salinidad anormal para toda la secuencia. Estas características, así como su posición estratigráfica llevan a correlacionarla con la cuarta secuencia mayor de la Formación Arcurquina, de edad Turoniano (Jaillard y Sempere, 1991).

LA SECCIÓN DE JULIACA

En el cerro ubicado poco al Suroeste de Juliaca (fig. 1), sólo se pudo estudiar lo que parece ser la secuencia calcárea inferior, con potencia de ≈ 80 m (fig. 8). Encima de las areniscas del Cretáceo inferior (Fm Huancané) se observa una serie grano- y estratodecreciente (70-80 m, fig. 8), cada vez más calcárea y arcillosa, cuya evolución lleva probablemente a lutitas, que no afloran.

En la base de las calizas, delgados bancos calcáreos presentan madrigueras y estructuras estromatolíticas columnares que sugieren un medio lacustre o marino con salinidad anormal. Las calizas masivas (≈ 25 m) presentan varias secuencias menores, cada una caracterizada por una somerización. La parte inferior está caracterizada por texturas *Mudstones* y *Packstones* con numerosas madrigueras, de plataforma somera. La parte mediana está constituida por *Mudstones* laminadas no bioturbadas con nítido predominio de anélidos y ostrácodos, de medio probablemente intertidal. La parte superior consiste en *Packstones* con gasterópodos, miliolideos y anélidos en la base y en un predominio de *Mudstones* con algas y bivalvos en la parte superior (fig. 8).

Estas calizas traducen una sedimentación de plataforma carbonatada muy somera y protegida. No se observaron estructuras de tectónica sinsedimentaria.

LA SECCIÓN DE CHUPA

La columna fue levantada al Norte del pueblo de Chupa (fig. 1). Debido a numerosas fallas, sólo afloran las barras calcáreas inferiores (≈ 140 m, fig. 9).

El tope de la Formación Huancané presenta una secuencia grano- y estratodecreciente, luego grano- y estratocreciente de areniscas muy finas arcillosas a medianas, con madrigueras y predominio de ondulitas de corriente. Sugiere una evolución transgresiva-regresiva en medio de plataforma clástica marina somera, de edad Albiano probable.

La primera barra empieza con margas bioturbadas, sigue con lutitas finamente arenosas, y termina con la barra calcárea inferior estratocreciente (0-55 m, fig. 9). En la base de ésta, fallas y brechas sinsedimentarias expresan una actividad tectónica coetánea debida a una extensión Oeste-Noroeste - Este-Sureste. En la barra calcárea inferior, las texturas evolucionan desde *Mudstones* hasta *Packstones*, lo que expresa la progradación de una plataforma carbonatada somera de baja energía. Termina con delgadas secuencias laminadas de *Mudstones* con laminaciones convolutas y grietas de desecación de medio inter- a supratidal.

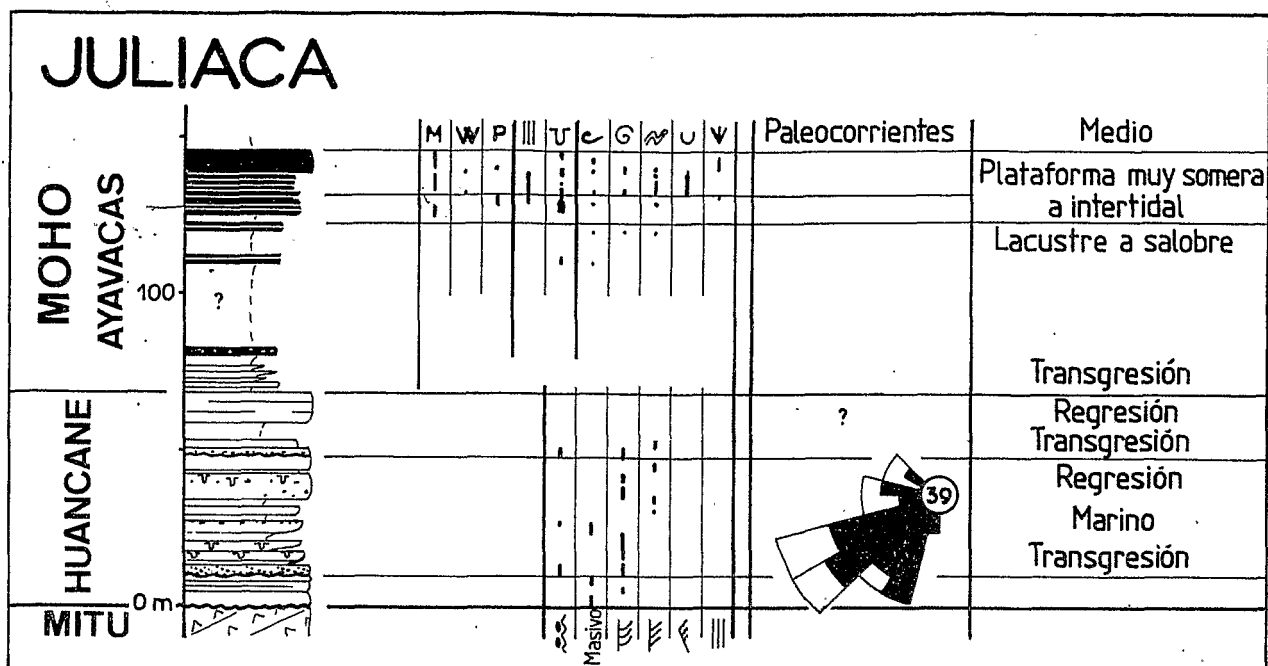


FIG. 8
Columna de la parte inferior de la Formación Ayavacas cerca de Juliaca (centro del Altiplano)

La segunda barra calcárea (55-110 m, fig. 9) comienza con limolitas intercaladas con delgados bancos de areniscas finas. La barra mediana presenta un predominio de calizas laminadas con pequeñas madrigueras rectas, con textura *Mudstone* y muy localmente *Packstone* con pellets. Están interpretadas como secuencias intertidales que culminan al tope con delgadas secuencias finamente laminadas afectadas por deformaciones ligadas a la desecación (laminaciones convolutas y *tepees*).

Encima afloran margas y delgados bancos calcáreos aislados, de los cuales no se sabe si pertenecen a la sucesión (tercera barra calcárea ?) o si están separadas por fallas. Estas margas se encuentran en contacto fallado con las Capas Rojas continentales del Cretáceo superior (Fm. Vilquechico).

EL GRUPO COTACUCHO (CUENCA DE PUTINA)

La cuenca de Putina está caracterizada por una serie Albiana-Turoniana mayormente arenosa, excepto una intercalación carbonatada local, la Dolomita Huatasane (Audebaud et al., 1976; Laubacher, 1978). No se conocen antecedentes paleontológicos para el Grupo Cotacucho, y las edades mencionadas están propuestas sólo por correlación.

LA SECCIÓN DE VILQUECHICO

La columna del Grupo Cotacucho fue levantada a lo largo de la carretera que une Huancané a Vilquechico y Rosaspata. No se levantó la parte inferior que consideramos como una primera unidad litológica. La sección empieza con un nivel-guía conglomerático y comprende cinco unidades litológicas.

La segunda unidad (2, fig. 10), puede ser subdividida en tres secuencias menores. La primera empieza por areniscas conglomeráticas (≈ 25 m) caracterizadas por laminaciones oblicuas generalmente curvas, a veces llanas o entrecruzadas, y por superficies erosivas entre los bancos. Se trata de depósitos fluviales, con paleocorrientes hacia el Sur o el Sur-Suroeste. Encima (25-75 m) se observan ≈ 30 m de areniscas medianas a gruesas con laminaciones oblicuas planas o entrecruzadas de alta energía, que pasan a ≈ 20 m de areniscas con madrigueras y predominio de laminaciones horizontales de energía moderada a débil. Esta secuencia menor expresa, luego de los conglomerados transgresivos fluviales, una regresión desde un medio de ante-playa superior (*upper shoreface*, alta energía) hasta el de playa (*foreshore*). Las figuras indican paleocorrientes hacia el Sur-Sureste (fig. 10).

La segunda secuencia menor (75-140 m, fig. 10) comienza con areniscas y limolitas (≈ 25 m) con figuras de energía moderada y madrigueras, interpretada

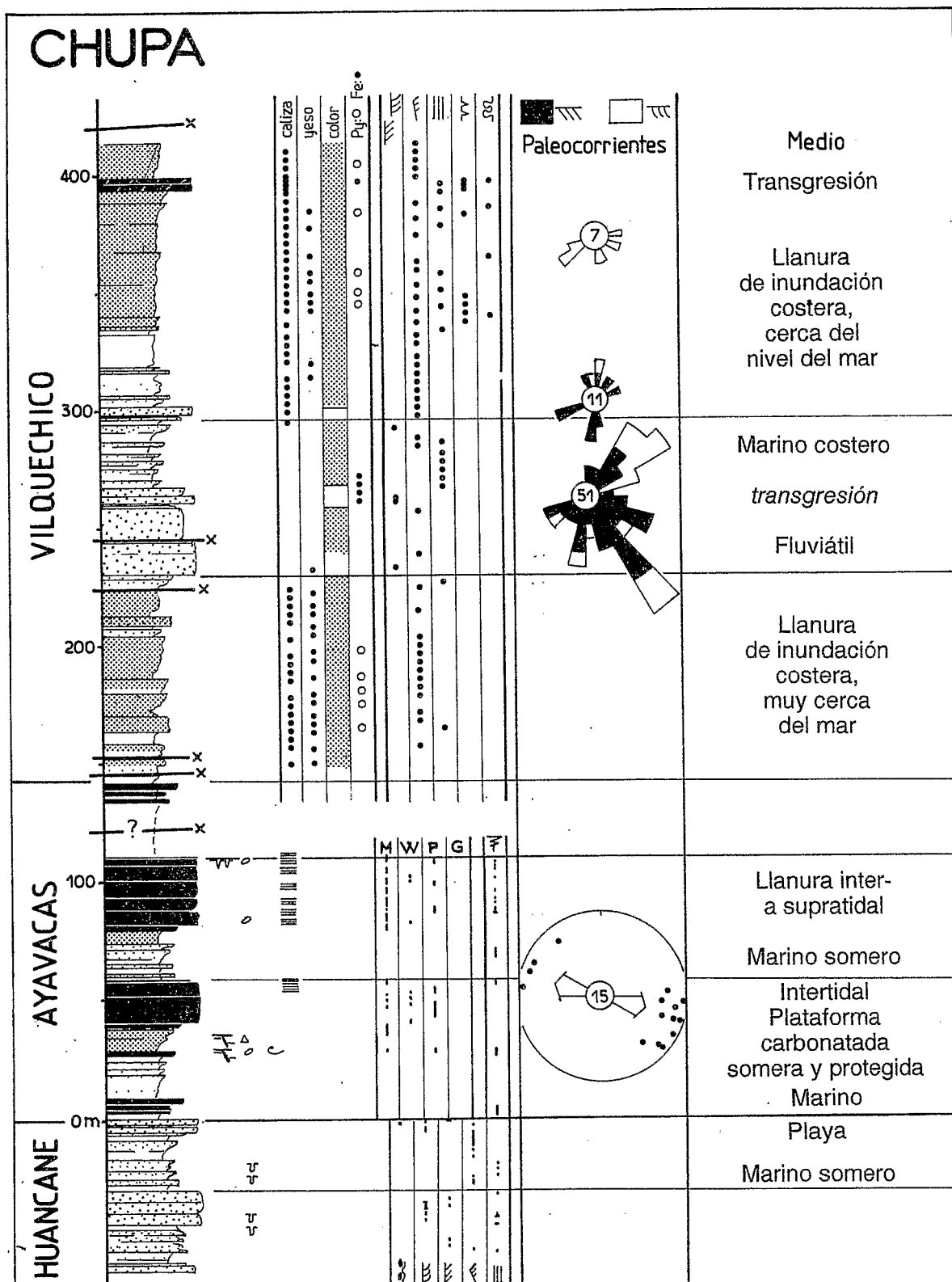


FIG. 9
Columna de Formación Ayavacas cerca de Chupa
(límite Altiplano - cuenca de Putina).

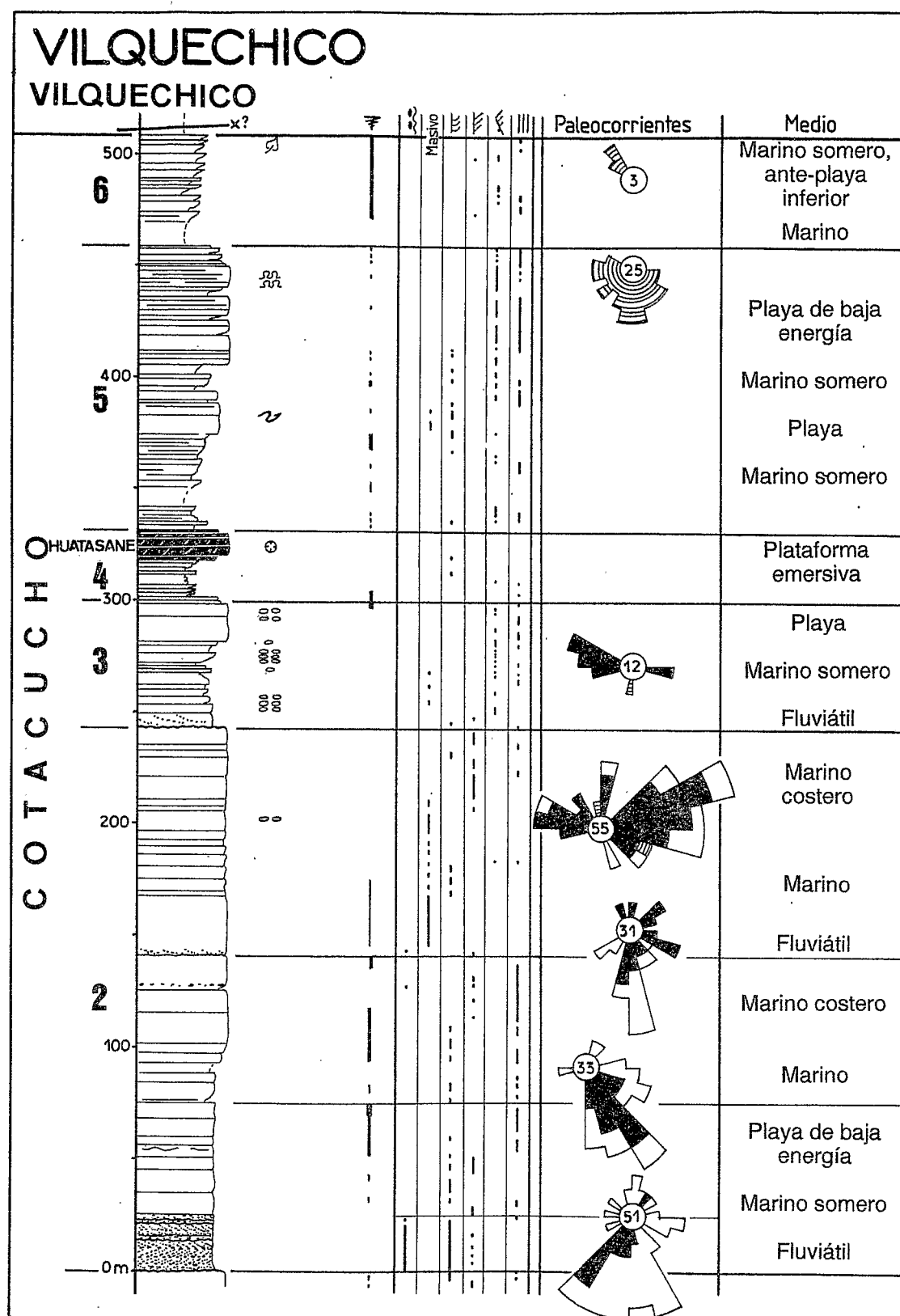


FIG. 10
Columna de la parte superior del Grupo Cotaqucho cerca de Vilquechico
(SO de la cuenca de Putina).

como de medio marino somero. Sigue con ≈ 40 m de areniscas masivas de grano mediano a grueso con algunas madrigueras, predominio de laminaciones horizontales y escasas laminaciones oblicuas generalmente poco paradas, interpretadas como depósitos de playa superior (*foreshore*). Las paleocorrientes indican un transporte hacia el Sur.

La última secuencia menor (140-240 m, fig. 10) empieza con un delgado nivel grueso transgresivo con laminaciones oblicuas, sobreyacido por areniscas marinas masivas con madrigueras. La parte superior es una serie de bancos masivos y gruesos no bioturbados, con predominio de laminaciones oblicuas, y laminaciones horizontales o entrecruzadas al tope. Las paleocorrientes son dispersas con predominio hacia el Este-Noreste o el Oeste-Noroeste. Se trata probablemente de arenas de playa de regular energía con corrientes bimodales debido al vaiven de las olas o mareas.

La tercera unidad (3, fig. 10) tiene una parte inferior transgresiva grano- y estratodecreciente que comienza con areniscas gruesas transgresivas de medio fluviátil con laminaciones oblicuas en la base; encima predominan las ondulitas de corriente (*ripples*) y los cantos blandos de limolita; las laminaciones horizontales dominan en las limolitas de la parte superior. La parte superior regresiva de esta tercera secuencia es grano- y estratocreciente, con predominio de ondulitas y cantos blandos en la base, y abundantes laminaciones horizontales y cantos blandos en la parte superior; termina con delgadas secuencias laminadas con madrigueras. Esta secuencia superior está interpretada como una secuencia transgresiva (base fluviátil) y regresiva de plataforma clástica marina somera (*off-shore* superior) hasta de playa (*foreshore*). Escasas paleocorrientes indican transportes hacia el Este-Noreste, con componente menor hacia el Oeste.

La cuarta unidad (4, fig. 10) es una nueva secuencia transgresiva-regresiva. La parte inferior evoluciona desde medios de ante-playa inferior (*lower shoreface*) hasta de plataforma marina clástica somera (*off-shore*). La parte superior expresa la progradación de una plataforma carbonatada extremadamente somera. La dolomitización, la fauna muy restringida (muy escasos bivalvos y gasterópodos), las laminaciones, las superficies de erosión y los pseudomorfos de anhidrita indican un medio inter- a supratidal (*tidal flat*). Esta plataforma expresa la máxima extensión de la transgresión marina del Cretáceo superior. Como lo notaron Audebaud et al. (1976), se trata probablemente de la transgresión marina del Cenomaniano medio a superior, expresada en el Altiplano por la gran extensión geográfica de los ammonites del género *Neolobites*, que fue-

ron encontrados en Bolivia (Branisa et al., 1966), Ayavacas y Azángaro (Lisson y Boit, 1942) y Cuzco (Kalafatovich, 1957). Por lo tanto, se correlaciona esta unidad con la tercera secuencia con *Neolobites* sp. de la Formación Arcurquina de Arequipa (fig. 6).

La quinta unidad (5, fig. 10) es una secuencia transgresiva-regresiva en medio de plataforma marina somera y playa. Las areniscas finas arcillosas de la parte inferior presentan bioturbaciones y un predominio de laminaciones horizontales y algunas ondulitas de corriente, de plataforma marina clástica (*off-shore*). La zona de ante-playa (*shoreface*) está marcada por el paso abrupto a areniscas masivas con laminaciones oblicuas (375 y 415 m, fig. 10). Los depósitos de playa superior (*foreshore*) están caracterizados por delgados bancos de areniscas finas con nítido predominio de ondulitas de corriente y laminaciones horizontales, cuyos topes presentan numerosas madrigueras y *parting lineations* (390-395 m y 410-460 m). Una discontinuidad en el m 395 separa dos secuencias menores (fig. 10). Se correlaciona tentativamente esta unidad con las secuencias inferiores de la cuarta secuencia mayor de la Formación Arcurquina, de edad Turoniano y de medio intertidal.

La sexta unidad (6, fig. 10) es una secuencia grano- y estratocreciente de progradación de una plataforma clástica comparable con la anterior, pero de medio un poco más profundo. Evoluciona desde medios de plataforma clástica somera en la parte inferior (*off-shore*) hasta de ante-playa inferior (*lower shoreface*) en la parte superior. Está correlacionada con la última secuencia de la Formación Arcurquina, de edad Turoniano superior probable, que indica también una tendencia a la profundización.

Las segunda y tercera unidades de esta columna no son datadas, pero por correlación, son probablemente de edad Albiano a Cenomaniano. Se las puede correlacionar muy tentativamente con las primera y/o segunda secuencias de la Formación Arcurquina de Arequipa, pero se necesitarían datos paleontológicos para comprobar esta hipótesis.

LA SECCIÓN DE PUTINA

La columna fue levantada a 12 km al Este del pueblo de Putina (fig. 1), en un cerro cortado por la carretera a Ananea. Excepto en la parte mediana, las evoluciones son comparables y correlacionables con las de la sección de Vilquechico. La parte inferior del Grupo Cotacucho (170 m) fue levantada pero no está presentada en la fig. 11. Constituye una primera unidad litológica de medio marino.

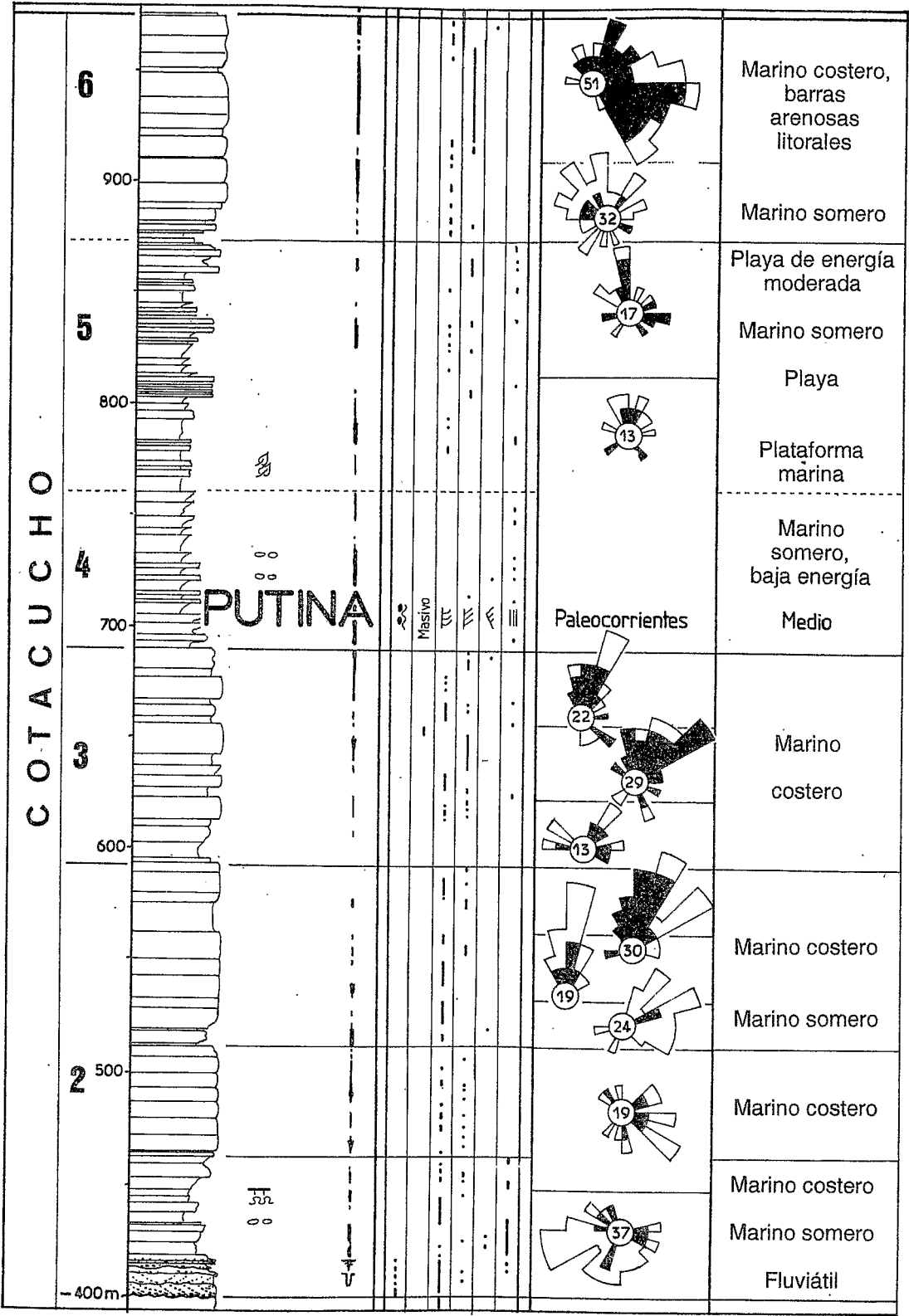


FIG. 11
Columna de la parte superior del Grupo Cotacuchó cerca de Putina
(NE de la cuenca de Putina).

En la segunda unidad (2, fig. 11), es difícil identificar las secuencias menores. La primera secuencia menor (400-460? m) comienza por el conglomerado fluvial, que sella fallas normales métricas sinsedimentarias. Estas últimas expresan un evento tectónico probablemente ligado al reinicio de la subsidencia. El resto de la secuencia menor es marino somero, rico en pirita y presenta un *hard-ground* en la parte de grano más fino. En conjunto, las paleocorrientes son dispersas, hacia el Sur o el Oeste. La segunda secuencia (460?-510? m) es masiva, con laminaciones oblicuas de todo tipo, lo que sugiere que se trata de barras arenosas litorales, o de depósitos de playa de alta energía. Es posible también que represente la parte superior de la secuencia anterior. El transporte ocurría de manera dispersa hacia el Oeste (ONO a SO). La tercera secuencia parece ser mejor individualizada (510?-595 m, fig. 11). Es grano- y estratocreciente y los medios evolucionan desde la plataforma somera o la zona de ante-playa inferior (*lower shoreface*) hasta la playa misma (*foreshore*). Las paleocorrientes, dispersas en la parte inferior son mejor definidas en la parte superior e indican un transporte hacia el Norte, el Nor-Noroeste o el Noroeste.

La tercera unidad (3, fig. 11) presenta características comparables a la de Vilquechico, pero la energía promedio de depósito es más importante y no aparecen facies laminadas de playa de baja energía. Las paleocorrientes son menos dispersas que en Vilquechico, y siguen indicando un transporte hacia el Noroeste o el Nor-Noroeste.

La cuarta unidad (4, fig. 11) no ha podido ser identificada de manera segura. Puede estar confundida sea con la parte superior de la unidad anterior, sea con la base de la siguiente. Se le ubica tentativamente en el intervalo 695-760 m en el cual se observan facies marinas de baja energía con laminaciones horizontales, ondulitas de corriente y abundantes bioturbaciones. Es posible también que no exista, sea por no depositación, sea por erosión durante la regresión consiguiente.

La quinta unidad (5, fig. 11) es comparable con la unidad equivalente de Vilquechico, pero las facies de playa de baja energía están menos desarrolladas. Representa una secuencia de progradación de plataforma clásica marina somera. Las paleocorrientes son dispersas con predominio hacia el Norte.

La sexta unidad (6, fig. 11), por el contrario, parece ser mucho más masiva que en Vilquechico y sus facies expresan un medio deposicional más somero, de ante-playa o de barra arenosa litoral. En la parte inferior más profunda, las paleocorrientes son dispersas hacia

el Nor-Noreste, mientras que la parte superior más somera evidencia sentidos de transporte que varían desde el Nor-Noreste al Este y hasta el Sureste.

OBSERVACIONES SOBRE EL MEDIO DE DEPOSITACIÓN DE LAS ARENISCAS DEL GRUPO COTACUCHO.

Las areniscas del Grupo Cotacucho contienen muy abundantes granos gruesos y redondeados de cuarzo eólico que podrían sugerir un medio continental desértico. Sin embargo, el clima durante el Cretáceo medio era más probablemente húmedo (Hallam, 1985). Por lo tanto, es más probable que los cuarzós eólicos provengan del reabajamiento de depósitos eólicos antiguos, como los reconocidos en el Jurásico de Bolivia (Fms. Beu y Ravelo, Sempere, 1990; Oller y Sempere, 1990).

La parte superior del Grupo Cotacucho (unidades 4 a 6) presenta figuras, facies y secuencias típicamente marinas como lo indican la intercalación de dolomita, las abundantes madrigueras, laminaciones horizontales, ondulitas y *parting lineations*, las paleocorrientes orientadas hacia el continente o paralelamente a la costa, las secuencias estratocrecientes, etc.

Interpretamos la parte inferior del Grupo Cotacucho como depósitos mayormente marinos por la siguientes razones. (1) No se observaron figuras o secuencias típicamente fluviales, excepto en la base de la unidad 2; (2) la abundancia de las madrigueras y la presencia de *hard-grounds* es más frecuente en medio marino; (3) las grandes secuencias son grano- y estratocrecientes y presentan figuras de energía creciente, lo que caracteriza secuencias de progradación en medio somero; (4) la sucesión de las figuras-sedimentarias en las areniscas masivas es típica de depósitos de ante-playa (*shoreface*) y playa (*foreshore*): base erosiva y laminaciones oblicuas paradas en la parte inferior (ante-playa superior, zona de rompiente y resaca de las olas), laminaciones oblicuas más suaves en la parte inferior (playa inferior, zona inferior de vaiven de las olas) y laminaciones horizontales u ondulitas de corriente al tope (playa superior, vaiven); (5) en los depósitos fluviales (base de la unidad 2), las paleocorrientes están dirigidas hacia el Sur, es decir en dirección del mar, mientras que en los depósitos marinos, están dispersas o dirigidas hacia el Norte (NO a NE, fig. 11 por ejemplo), es decir hacia el continente.

En esta interpretación, las grandes secuencias pueden ser interpretadas de la siguiente manera. En la base, las areniscas conglomeráticas mal seleccionadas con base erosivas y laminaciones oblicuas o cruzadas

de alta energía representan los depósitos fluviales transgresivos (intervalo transgresivo). La parte inferior, arcillosa y/o de areniscas finas con abundantes madrigueras y figuras de energía moderada (laminaciones horizontales, ondulitas, ...) fueron depositadas en medio de plataforma marina clástica somera (*upper off-shore* o *transition zone*) y expresan el máximo de la transgresión (máximo de inundación). La parte mediana estrafo-creciente expresa una somerización por progradación de la playa clástica (*shoreface*) y representan la parte inferior del cuerpo de alto nivel. La parte superior puede ser constituida sea por areniscas gruesas masivas no bioturbadas con laminaciones oblicuas paradas y luego más suaves de playa de alta energía, sea por areniscas más finas y delgadas con laminaciones horizontales y ondulitas de playa de baja energía (*foreshore*). Representa la parte superior del prisma de alto nivel marino.

Buenos ejemplos de este tipo de secuencias están representados por las secuencias inferior y superior de la unidad 2, la unidad 3 en Vilquechico, o las unidades superiores (5 y 6) del Grupo Cotacucho (fig. 10 y 11). Notemos que el mismo modelo interpretativo puede ser aplicada a muchos de los depósitos de la Formación Huancané (Juliaca, fig. 8; Chupa, fig. 9).

En los depósitos de playa (*shoreface* y *foreshore*), las laminaciones oblicuas de alto o bajo ángulo así como el grano relativamente grueso indican un papel predominante de las olas, relativamente al de las mareas y corrientes. La abundancia local de las madrigueras indica un grado de energía alto a moderado, probablemente debido al amortiguamiento de las olas contra el fondo de la cuenca.

CORRELACIONES Y CONSECUENCIAS

Las correlaciones propuestas (fig. 12) tienen varias implicaciones.

ESTRATIGRAFÍA

Las ammonitas más antiguas (*Parahoplites* sp. del Albiano inferior) de la Formación Arcurquina son más antiguas que las de la Formación Ayavacas (Albiano medio a superior). Por otro lado, como lo propusieron Audebaud et al. (1976), correlacionamos la Dolomita Huatasane (unidad 4, fig. 10 y 11) con el máximo de inundación con *Neolobites* sp. del Cenomaniano medio a superior. Por lo tanto, a pesar de que no sea confirmada todavía la edad de la Dolomita Huatasane, la base de las facies calcáreas es nítidamente diacrónica entre

la cuenca de Arequipa, el Altiplano y la cuenca de Putina (fig. 2 y 12).

Las facies calcáreas occidentales del Cenomaniano superior y Turoniano pasan lateralmente a areniscas marinas en la cuenca de Putina (unidades 5 y 6 del Grupo Cotacucho). Por otro lado, las figuras sedimentarias de las areniscas de la parte inferior del Grupo Cotacucho indican también un medio de depositación marino somero. En consecuencia, serían equivalentes laterales de las calizas del Albiano-Cenomaniano temprano de las zonas occidentales. Por lo tanto, hay que suponer que las bases de las areniscas inferiores de la serie cretácica son también nítidamente diacrónicas a la escala de la margen peruana, ya que son de edad Valanginiano en las zonas de Lima (Rivera et al., 1975) y Huaraz (Benavides, 1956).

En cambio, a partir del Cenomaniano tardío, las secuencias parecen ser correlacionables y traducen evoluciones sedimentarias comparables en las diferentes cuencas del Sur del Perú. Por lo tanto, los toques de las formaciones Arcurquina y Ayavacas y del Grupo Cotacucho parecen constituir una línea de tiempo. Esta discontinuidad coincidiría con la regresión eustática mayor (más de 100 m) de edad vecina al límite Turoniano-Coniaciano (90 Ma según Haq et al., 1987). Sin embargo, el cambio abrupto de sedimentación, su extensión geográfica (afecta toda la margen andina) y los indicios de tectónica sinsedimentaria durante el Turoniano superior, llevan a pensar que esta discontinuidad estuvo determinada en gran parte por un evento tectónico regional.

En resumen, parece que las bases de las areniscas y de las calizas del Cretáceo inferior a «medio» son nítidamente diacrónicas a la escala del perfil, lo que expresa la transgresión progresiva del mar sobre la margen y la retrogradación de las facies sedimentarias. En cambio, durante el Cenomaniano tardío y Turoniano, los límites de facies se estabilizan en el límite entre el Altiplano y la cuenca de Putina, y los toques de secuencias parecen ser fácilmente correlacionables. Finalmente, a partir del límite Turoniano-Coniaciano, la sedimentación está en gran parte influenciada por los eventos tectónicos del Cretáceo superior (fase Peruana).

SUBSIDENCIA Y TECTÓNICA

Si uno tiene en cuenta las atribuciones estratigráficas propuestas, la potencia de la serie Albiano-Turoniano en las diferentes cuencas pasa de ≈ 700 m para las formaciones Huambo y Arcurquina en Arequipa, a 250 m máximo para la Formación Ayavacas

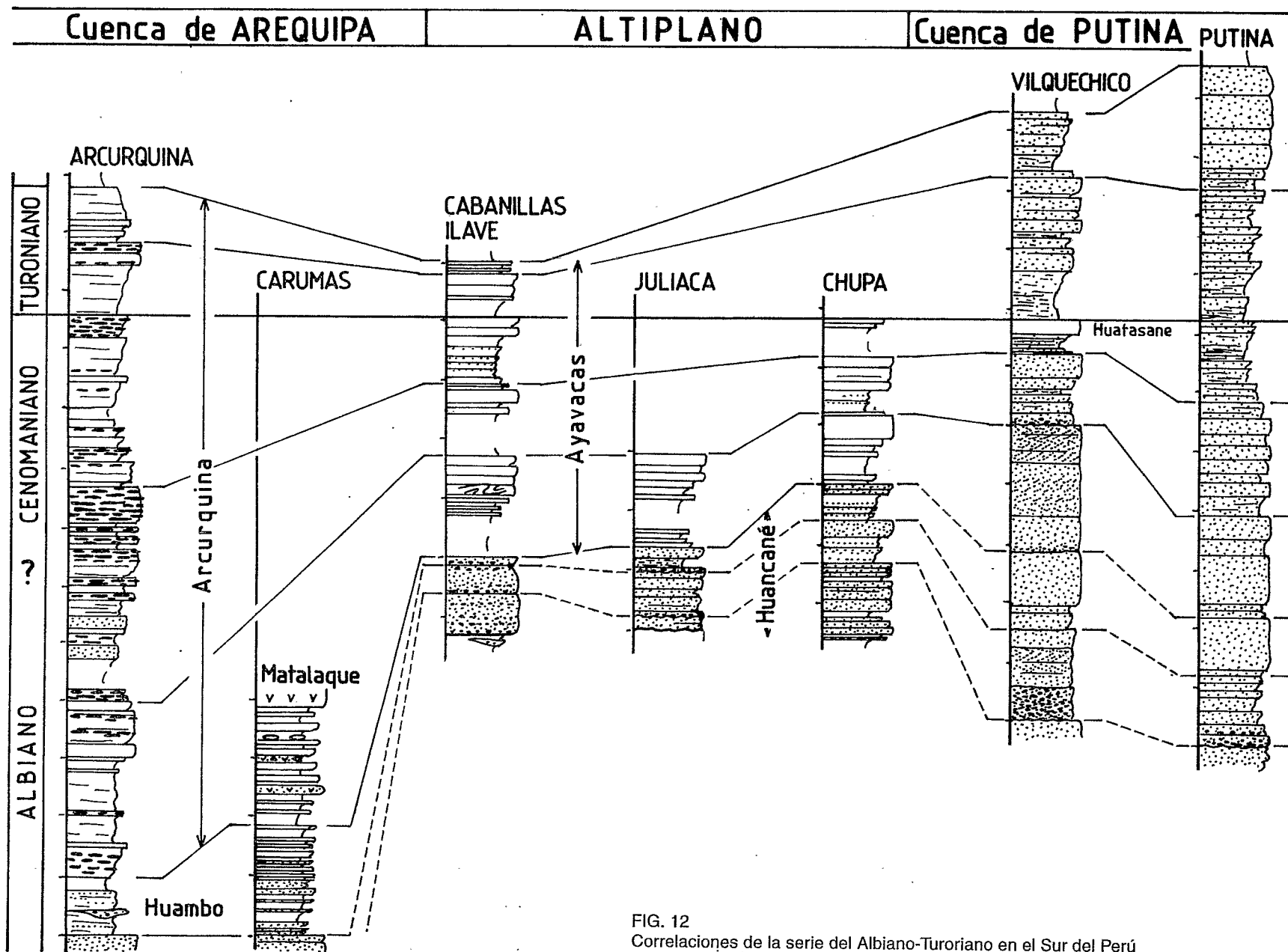


FIG. 12
Correlaciones de la serie del Albiano-Turoniano en el Sur del Perú

del Altiplano, y al menos 600 m para el Grupo Cotacucho de la cuenca de Putina (750 m si se incluye la unidad inferior de edad desconocida). Por lo tanto, el Altiplano era una zona positiva poco subsidente que jugaba el papel de umbral durante el Cretáceo medio.

Por otro lado, si aceptamos las correlaciones expuestas, el inicio de la potente sedimentación del Grupo Cotacucho en la cuenca de Putina, localmente asociado con fallas sinsedimentarias (sección de Putina), expresa un importante pulso de subsidencia de edad Albiano. Esta subsidencia podría ser relacionada con el desarrollo de la faja de arcos volcánicos albianos de la costa peruana (Gp. Casma, Fms. Copara y Mátalaque), que estuvo asociado con la apertura en extensión de cuencas muy subsidentes (Myers, 1974; Soler, 1991; Jaillard, 1994; Petford y Atherton, 1995). En este caso, la subsidencia estaría ligada a la tectónica en extensión.

Sin embargo, ya que las edades propuestas son muy aproximadas, esta subsidencia podría ser coetánea del evento tectónico registrado en el Altiplano por las deformaciones de la barra calcárea inferior de la Formación Ayavacas (secciones de Las Huertas y Chupa). Las características de estas últimas (brechas, fallas normales, slumps y deslizamientos a gran escala) indican una inestabilidad del substrato y la creación de pendientes que provocaron los deslizamientos. Siendo su edad mal conocida (Albiano medio ?), no se puede precisar si el evento está relacionado con la apertura en extensión de las cuencas volcánicas de la costa peruana en el Albiano inferior o medio, o con su cerradura tectónica en compresión durante el Albiano superior (Cobbing et al., 1981; fase Mochica de Mégard, 1984). Las deformaciones sinsedimentarias de la parte inferior de las Calizas Ayavacas son comunes en el Altiplano. Audebaud (1971) describió pliegues y cavidades kársticas afectando a la barra inferior, sellados por la barra sobreyacente. La importancia de esta tectónica deja suponer que esta relacionada más bien con la fase Mochica.

Las fallas normales sinsedimentarias observadas en la parte superior de la Formación Arcurquina de la zona de Arequipa parecen ser locales. Sin embargo, una inestabilidad tectónica de edad Turoniano superior fue ya sospechada por Jaillard (1985) y reconocida también en la zona subandina del Ecuador (datos inéditos). Esta inestabilidad tectónica de edad Turoniano superior probable parece constituir una primera manifestación de la fase Peruana (Steinmann, 1929; Mégard, 1984; Jaillard, 1994), y anuncia el paso a la sedimen-

tación detrítica continental sobreyacente (Fms. Celendín, Chilcane, Moho, Vilquechico, etc.).

CONCLUSIONES

En el Sur del Perú, el intervalo Albiano-Turoniano está caracterizado por una extensa transgresión marina que deposita calizas de plataforma somera y protegida al Oeste (Fms. Arcurquina y Ayavacas), y areniscas de medio marino somero a costero al Este (Gp. Cotacucho). Los datos paleontológicos disponibles indican que la base de la facie calcárea es fuertemente diacrónica desde el Suroeste (Albiano inferior) hacia el Noroeste (Cenomaniano medio a superior) de la margen sur-peruana. Las correlaciones basadas sobre el análisis sedimentológico sugieren que la base de las areniscas de la cuenca de Putina podría ser de edad Albiano. Si se confirma esta edad, indicaría también un nítido diacronismo de la transgresión de las areniscas inferiores de la serie cretácica a lo largo de la margen. En el Cenomaniano tardío y Turoniano, el límite entre las facies calcáreas y arenosas se estabilizó y los medios sedimentarios fueron más homogéneos.

El Albiano está marcado por el inicio de la subsidencia de la cuenca de Putina, y por importantes deformaciones tectónicas sinsedimentarias de edad probable Albiano medio (a superior ?) en el Altiplano. Estos eventos están probablemente relacionados respectivamente con la iniciación del arco volcánico peruano y de las cuencas asociadas, y con su cerradura en compresión (fase Mochica). El Turoniano superior registra también una inestabilidad tectónica local que anuncia la fase Peruana.

AGRADECIMIENTOS

El trabajo de campo fue efectuado durante una estadía del autor en el Instituto Francés de Estudios Andinos (IFEA) en el año 1988. Estuvo completado entre 1989 y 1991 por estudios de laboratorio en el marco del Instituto Francés de Investigaciones Científicas para el Desarrollo en Cooperación-ORSTOM y del Instituto Dolomieu de la Universidad de Grenoble I (Francia). Quiero agradecer especialmente a Carlos Ángeles, Maurizio Batty, Victor Carlotto, Javier Jacay, Gérard Laubacher y Guido Salas por su valiosa ayuda durante el trabajo de campo, y a Hubert Arnaud y Annie Arnaud-Vanneau por sus consejos para el estudio de las láminas delgadas. Este trabajo fue mejorado por las indicaciones y sugerencias del Dr. V. Benavides

REFERENCIAS

- Audebaud, E. (1971)**
Mise au point sur la stratigraphie et la tectonique des calcaires cénomaniens du Sud-Est péruvien (formation Ayavacas). *C. R. Acad. Sci. Paris*, (D), 272, 1059-1062.
- Audeabud, E., Laubacher, G. & Marocco, R. (1976)**
Coupe géologique des Andes du Sud du Pérou, de l'Océan Pacifique au Bouclier Brésilien. *Geol. Rundsch.*, 65, 223-264.
- 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; Spalletti L.A. (ed.), Buenos-Aires, A75-A88.
- Benavides, V. (1956)**
Cretaceous system in Northern Peru. *Amer. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 108, 352-494, New York.
- Benavides, V. (1962)**
Estratigrafía pre-Terciaria de la región de Arequipa. *Bol. Soc. geol. Perú*, 38, 5-63.
- Branisa, L., Hoffstetter, R., Freinex, S., Román, J. & Sornay, J. (1966)**
Nouvelle contribution à l'étude de la paléontologie et de l'âge du groupe Puca (Crétacé de Bolivie).- *Bull. Mus. Nation. Hist. Natur. Paris*, 38 (3), 301-310.
- 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..
- Carlotto, V., Jaillard, E. & Mascle, G. (1992)**
Relación entre sedimentación, paleogeografía y tectónica en la región de Cusco (Sur del Perú) entre el Jurásico superior-Paleoceno. *Bol. Soc. geol. Perú*, 83, 5-20.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., Taylor, W.P., McCourt, W. & Snelling, N.J. (1981)**
Estudio geológico de la Cordillera occidental del Norte del Perú. *Bol. INGEMMET*, (D), 10, 252 p..
- Dávila, D. (1988)**
Geología del cuadrángulo de Cailloma. *Bol. INGEMMET*, A, 40, 85 p.
- Dávila, J.J & Ponce de León, V. (1971)**
La sección del río Inambari en la faja subandina del Perú, y la presencia de sedimentitas de la Formación Cancaniri (Zapla) del Silúrico. *Rev. Técn. YPFB*, 1, 67-85.
- Ellison, R.A. (1985)**
Nuevos aspectos de la estratigrafía cretácica en la región del lago Titicaca del Sur del Perú. *Bol. Soc. geol. Perú*, 75, 65-71.
- Hallam, A. (1985)**
A review of Mesozoic climates. *J. geol. Soc. London*, 142, 433-445.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Van Wagoner, P.R. (1987)**
Chronology of fluctuating Sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Jaillard, E. (1985)**
La formation Cajamarca (Turonien supérieur) dans la région de Bambamarca (Andes nord-péruviennes). Approche sédimentologique. *Bull. Inst. Fr. Et. And.*, 14, 49-56.
- Jaillard, E. (1994)**
Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. *in*: Cretaceous tectonics in the Andes; Salfity J.A. (ed.), Earth Evolution Sciences, Fried. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 101-167.
- Jaillard, E. & Sempere, T. (1989)**
Cretaceous sequence stratigraphy of Peru and Bolivia. *in*: Contribuciones de los Simposios sobre el Cretácico de América latina; Spalletti L.A. (ed.), Buenos-Aires, A1-A27.
- Jaillard, E. & Sempere, T. (1991)**
Las secuencias de la Formación Miraflores y su significado cronoestratigráfico. *Rev. Técn. YPFB*, 12, 257-264.
- Jaillard, E. & Arnaud-Vanneau, A. (1993)**
The Cenomanian-Turonian transition on the Peruvian margin. *Cret. Research*, 14, 585-605.
- Jaillard, E., Cappetta, H., Ellenberger, P., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Lefranc, J. P. & Sige, B. (1993)**
The Late Cretaceous Vilquechico Group of Southern Peru. Sedimentology, paleontology, biostratigraphy, correlations. *Cret. Research*, 14, 623-661.
- Jenks, W.F. (1948)**
Geología de la hoja de Arequipa al 1/200.000. *Inst. Geol. Perú*, bol. 9, 204 p.
- Kalafatovich, C. (1957)**
Edad de las calizas de la Formación Yuncaypata, Cuzco. *Bol. Soc. geol. Perú*, 32, 125-139, Lima.
- Klinck, B.A., Ellison, R.A. & Hawkins, M.P. (1986)**
The geology of the Cordillera occidental and Altiplano, West of the Lake Titicaca, Southern Peru. *INGEMMET, informe preliminar*, 353 p.

- Laubacher, G. (1978)**
Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au Nord et Nord-Ouest du Lac Titicaca (Pérou). *Trav. Doc. ORSTOM*, 95, 217 p.
- Laubacher, G. & Marocco, R. (1989)**
La cuenca cretácica del Altiplano peruano. Litoestratigrafía e interpretación secuencial. *Bol. Soc. geol. Perú*, 80.
- Lissón, C.I. (1924).**
Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos. 3ra ed., Lima.
- Lissón, C.I. & Boit, B. (1942)**
Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos. 4ta ed., Lima.
- Marocco, R. & Del Pino, M. (1966)**
Geología del cuadrángulo de Ichuña. *Bol. INGEMMET*, 14, 57 p.
- Mégard, F. (1984)**
The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *J. Geol. Soc. London*, 141, 893-900.
- Myers, J.S. (1980)**
Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. *Bol. INGEMMET*, 33, 145 p.
- Newell, N.D. (1949)**
Geology of the Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 36, 111 p.
- Oller, J. & Sempere, T. (1990)**
A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. *1st Intern. Symp. And. Geodyn.-ISAG 90*, Grenoble, 237-240, Orstom ed., Paris.
- Petford, N. & Atherton, M. P. (1995)**
Cretaceous-Tertiary volcanism and syn-subduction crustal extension in northern central Peru. in: Volcanism associated with extension at consuming Plate margins; Smellie J.L. (ed.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 81, 233-248.
- Portugal, J. (1974)**
Mesozoic and Cenozoic Stratigraphy and Tectonic events of Puno-Santa Lucia Area, Department of Puno, Peru. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 58, 982-999.
- Rivera, R., Petersen, G. & Rivera, M. (1975)**
Estratigrafía de la Costa de Lima. *Bol. Soc. geol. Perú*, 45, 159-196.
- Sempere, T. (1990)**
Cuadros estratigráficos de Bolivia: Propuestas nuevas. *Rev. Técn. YPFB*, 11, 215-227.
- Steinmann, G. (1929)**
Geologie von Peru. Karl Winter ed., Heidelberg, 448 p.
- Soler, P. (1991)**
Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. Péetrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou Central. Implications géodynamiques et métallogéniques. Tesis Dr. Univ. Paris VI, 950 p.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M. Jr., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. & Hardenbol, J. (1988)**
An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. in: Sea-Level changes: an integrated approach, Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier H.W., Ross C.A. y Van Wagoner J.C. (eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 42, 39-45.
- Vargas L. (1970)**
Geología del cuadrángulo de Arequipa. *Inst. Geol. Min. Metal.*, A, 24, 64 p.
- Vicente, J.-C. (1981)**
Elementos de la estratigrafía mesozóica sur-peruana. in: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur; Volkheimer W. & Musacchio E. (eds.), 1, 319-351, Buenos-Aires.
- Wilson, J.J. (1963)**
Cretaceous stratigraphy of central Andes of Peru. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 47, 1-34.

