

ALTO ESTRUCTURAL TOTOS-PARAS (AYACUCHO): LÍMITE PALEOGEOGRÁFICO EN LA EVOLUCIÓN MESOZOICA DE LAS CUENCAS PUCARÁ (TRIÁSICO SUPERIOR-LIÁSICO) Y AREQUIPA (JURÁSICO-CRETÁCICO)

TOTOS-PARAS (AYACUCHO) STRUCTURAL HIGH: A PALEO GEOGRAPHIC BOUNDARY IN THE MESOZOIC EVOLUTION OF THE PUCARÁ (LATE TRIASSIC-LIASSIC) AND AREQUIPA (JURASSIC-CRETACEOUS) BASINS

Víctor Carlotto^{1,2}, Rildo Rodríguez¹, Harmuth Acosta¹, José Cárdenas² y Etienne Jaillard³

RESUMEN

En la región de Totos-Paras (Ayacucho) se pone en evidencia un alto estructural que separa dos bloques estructurales: uno al norte, donde se desarrolló la cuenca Pucará entre el Noriano y el Liásico, y otro al sur, el macizo de Arequipa, donde se instaló la cuenca Arequipa, rellenada entre el Liásico y el Malm. Durante el Noriano-Retiano, el bloque sur estuvo levantado en comparación con el bloque norte, cuyo límite corresponde a una zona que va desde Totos-Paras hasta Andahuaylas-Abancay y Cusco-Puno. Esta zona actuó como un gran semigraben, cuyo borde sur levantado impidió que la transgresión noriana (Formación Chambará) alcance el sur del Perú.

La transgresión del Sinemuriano alcanza los dos dominios, centro-norte del Perú (Formación Aramachay) y también el sur (Formación Chocolate, parte inferior del Grupo Lagunillas de Puno y Curahuasi). Sin embargo esta transgresión no se registra en la región Totos-Paras, ya que un evento tectónico distensivo en el Hettangiano-Sinemuriano individualiza el alto Totos-Paras como un horst que separa dos cuencas: Pucará al norte y Arequipa al sur. El límite sur del alto es el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos que es una prolongación del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo. La tectónica hettangiana-sinemuriana también provocó la individualización del alto Cusco-Puno y separó la cuenca Arequipa, al sur, de la cuenca Putina, al norte. En el contexto paleogeográfico regional, el alto Totos-Paras es una prolongación del alto Cusco-Puno, y ambas separan dos bloques estructurales, uno al norte donde se desarrolla un rift continental entre el Noriano y el Sinemuriano (Chambará-Aramachay) y otro al sur donde funciona en el Hettangiano?-Sinemuriano una zona de subducción con su arco y tras-arco (Chocolate-Lagunillas).

La transgresión del Toarciano invade la cuenca Arequipa (Formación Socosani) y localmente la cuenca Pucará (techo Condorsinga y base Chunumayo), y solo en el Aaleniano alcanza el alto Totos-Paras (Formación Chunumayo). Los depósitos aalenianos-bajocianos están bien desarrollados en la cuenca Arequipa y en el alto Totos-Paras, y han sido controlados por la importante actividad tectónica que luego a partir del Batoniano permite diferenciar el alto Totos-Paras de la cuenca Arequipa, e inclusive determina que el bloque Pucará comience a levantarse para luego convertirse en zona de erosión y tránsito de los sedimentos que van a rellenar la cuenca Arequipa durante el Batoniano-Kimmeridgiano (Grupo Yura). Esta cuenca es controlada por movimientos de rumbo sinestrales, en un contexto de subducción oblicua. Durante el Cretácico temprano, ambos bloques, norte y sur, además de los altos Totos-Paras y Cusco-Puno fueron rellenados por depósitos detríticos arenosos provenientes del este, y posteriormente alcanzados por la transgresión albiana-turoniana desde el oeste, donde la sedimentación está controlada por las estructuras heredadas del

¹INGEMMET, Av. Canadá 1470 San Borja, Lima, vcarlotto@ingemmet.gob.pe

²Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco UNSAAC, Av. de la Cultura 733, Cusco

³Univ. Joseph Fourier Grenoble 1, LGCA, UMR-CNRS 5025, Maison Géosciences, BP 53, F-38041 Grenoble cedex 9

Jurásico. Finalmente, este límite estructural que está dado por los sistemas Abancay-Andahuaylas-Totos y Cusco-Lagunillas-Mañazo, parece corresponder también a límites de bloques litosféricos antiguos.

Palabras claves: Alto Totos-Paras, cuenca Pucará, cuenca Arequipa, Triásico-Jurásico, paleogeografía

ABSTRACT

A structural high in the Totos-Paras region of Ayacucho separates two structural blocks. The northern block hosts the Norian-Liassic Pucará basin, and the southern block (Arequipa Massif) hosts the Liassic-Malm Arequipa basin. During the Norian-Rhaetian, the southern block was uplifted relative to the northern one. The boundary corresponds to a strip from Totos-Paras to Cusco-Puno through Andahuaylas-Abancay which acted as a large half-graben limiting the extension of the Norian transgression (Chambará Fm) towards the south of Peru.

The Sinemurian transgression reached both domains in the centre-north of Peru (Aramachay Formation) and southern Peru (Chocolate Formation, lower Lagunillas Group of Puno and Curahuasi). However, there is no record of this transgression at Totos-Paras, because a Hettangian-Sinemurian extensional tectonic event uplifted the Totos-Paras High as a horst separated two basins: Pucará to the north and Arequipa to the south. The southern limit of this high is the Abancay-Andahuaylas-Totos Fault System, an extension of the Cusco-Lagunillas-Mañazo Fault System. Hettangian-Sinemurian deformation also uplifted the Cusco-Puno High, separating the Arequipa Basin to the south and the Putina Basin to the north. Within this regional palaeogeographic framework, the Totos-Paras High is an extension of the Cusco-Puno High, and they both separate two structural blocks: a Norian-Sinemurian block to the north which developed a continental rift (Chambará-Aramachay), and a Hettangian-Sinemurian block to the south with development of subduction arc and backarc zones (Chocolate-Lagunillas).

The Toarcian transgression flooded the Arequipa Basin (Socosani Formation) and also locally the Pucará Basin (uppermost Condorsinga and lowermost Chunumayo Formations), and it is only in the Aalenian that this transgression reached the Totos-Paras High (Chunumayo Formation). Aalenian-Bajocian deposits are well developed in the Arequipa Basin and on the Totos-Paras High. These deposits are strongly conditioned by tectonic activity, allowing to better differentiate the structural high of the Arequipa Basin, and the uplift of the Pucará block to later become an area of erosion and sediment transit filling the Arequipa Basin during the Bathonian-Kimmeridgian (Yura Group). This basin was controlled by left-lateral fault displacements within an oblique subduction context.

During the Early Cretaceous, both the northern and southern blocks, together with the Totos-Paras and Cusco-Puno highs, were covered by east-derived sand deposits. The Albian-Turonian transgression reached the area from the west, with deposition controlled by Jurassic inherited structures. This structural boundary between the two blocks corresponds to the Abancay-Andahuaylas-Totos and Cusco-Lagunillas-Mañazo fault systems, and probably corresponds to ancient lithospheric blocks.

Keywords: Totos-Paras Structural High, Pucará Basin, Arequipa Basin, Triassic-Jurassic, paleogeography

INTRODUCCIÓN

Los estudios regionales llevados a cabo recientemente ponen en evidencia un sistema de fallas E-O de magnitud regional que se extiende desde Abancay, pasando por Andahuaylas, hasta Totos en Ayacucho y por lo tanto recibe el nombre de Abancay-Andahuaylas-Totos (Carlotto et al., 2008). Este sistema define el borde sur de un alto estructural que se denomina alto Totos-Paras, que parece ser una prolongación del alto Cusco-Puno, y el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos sería la prolongación del sistema de fallas Cusco-

Lagunillas-Mañazo.

Para poder determinar la importancia de estos altos estructurales se ha preparado una síntesis sobre la evolución tectono-sedimentaria del Grupo Pucará, que aflora en el centro y norte del Perú, mostrando en algunos casos nueva información o reconsiderando datos antiguos que dan validez a la evolución de la cuenca. Luego se presenta una revisión y síntesis de la estratigrafía y evolución de la cuenca Arequipa en el sur del Perú, para poder comprender la importancia de su límite septentrional y las implicancias de su evolución.

La revisión estratigráfica de la zona de estudio, es decir la región de Totos-Paras y sus comparaciones con el centro y sur del país, indica la existencia de unidades aaleniano-bajocianas de la Formación Chunumayo que reposan en discordancia sobre rocas volcánicas atribuidas al Grupo Mitu (Permo-Triásico) y que constituyen parte del substrato del alto Totos-Paras. Sobreyaciendo a la Formación Chunumayo, al sur del alto estructural, se ha reconocido unidades atribuidas al Grupo Yura del Jurásico medio-superior y a las formaciones Hualhuani, Murco y Arcurquina del Cretácico. En el borde norte del alto, la Formación Chunumayo infrayace a rocas volcánicas cenozoicas, lo que impide su estudio.

Por otro lado, el borde sur del alto estructural está caracterizado por la presencia de fallas inversas de dirección casi este-oeste con vergencia norte, haciendo repetir las rocas Jurásicas, y más al sur permitiendo que afloren pizarras esquistosas atribuidas al Paleozoico inferior. Este conjunto de fallas corresponden al sistema Abancay-Andahuaylas-Totos.

El alto Totos-Paras puede ser considerado como el límite norte de la cuenca Arequipa y el límite sur de la cuenca Pucará, y marca un rasgo importante en la evolución paleogeográfica no solo de las cuencas mencionadas, sino también de los Andes Centrales. En efecto, a la altura de Antofagasta, en Chile, es posible que exista una estructura similar que impide el desarrollo de cuencas del Triásico superior en el norte, ya que el macizo de Arequipa estuvo levantado.

LA CUENCA PUCARÁ

El relleno sedimentario de la cuenca Pucará del Triásico superior-Jurásico inferior está representado por el Grupo Pucará (McLaughlin, 1924) que aflora en la parte este de la Cordillera Occidental, las Altiplanicies, la Cordillera Oriental y la Zona Subandina del norte y centro del Perú (Fig. 1). Este grupo también ha sido reconocido en la región amazónica por los pozos y la evaluación sísmica de los petroleros, lo que demuestra la extensión de la cuenca. El relleno sedimentario consiste en calizas con intercalaciones de lutitas negras y ocasionalmente pequeños niveles volcánicos. El Grupo Pucará sobreyace al Grupo Mitu (Permo-Triásico) e infrayace a la Formación Chunumayo (Aaleniano-Bajociano) o al Grupo Goyllarisquizga

del Cretácico inferior. En la parte este de la Cordillera Occidental, el Grupo Pucará puede o no estar presente, ya que el Grupo Goyllarisquizga se encuentra inmediatamente sobre el Grupo Mitu del Permo-Triásico.

El Grupo Pucará está dividido en tres unidades (Fig. 2) que corresponden a las formaciones Chambará, Aramachay y Condorsinga (McLaughlin, 1924; Harrison, 1943; Mégard, 1978, 1979). Estas se identifican fácilmente entre Huancavelica-Cerro de Pasco-Pataz y Leimebamba-Chachapoyas (Fig. 1), es decir en las Altiplanicies y la Cordillera Oriental. En cambio, en otros sectores como la parte este de la Cordillera Occidental (Wilson y Reyes, 1964; Rosas y Fontbote, 1995), así como al oeste de Cerro de Pasco, en el domo de Malpaso y Yauli (Terrones, 1949; Jenks, 1951; Mégard, 1978; Kobe, 1982; Ángeles, 1999), se encuentran las facies occidentales del Grupo Pucará, donde la división estratigráfica en formaciones tiene dificultades por el poco espesor o la aparente falta de discontinuidades importantes. Para algunos autores, solo estarían algunas de las unidades y para otros podrían estar todas, pero siempre con menor espesor que las facies orientales que pueden pasar los 3000 m. Por otro lado, se observan también variaciones de espesores en la Cordillera Oriental, por ejemplo entre Huancayo y el sinclinal de Ricran, donde se pasa de 600 a 200 m (Mégard, 1978), para que en la Zona Subandina nuevamente llegue a espesores mayores a los 1000 m, tal como lo muestra Rosas (1994) para una sección entre Tingocancha y San Vicente (Fig. 3). Finalmente, en las cuencas Santiago, Marañón, Huallaga y Ucayali, el Grupo Pucará se halla preservado en grabenes y/o semigrabenes, con grandes diferencias de espesor (Gil, 2002).

En el Grupo Pucará ocurren esporádicamente rocas volcánicas. Se trata de basaltos alcalinos con olivinos (Mégard et al., 1983; Morche y Larico, 1996) y a nivel local capas tufáceas en la sección Pucará inferior del domo de Yauli. Coladas basálticas y andesíticas se intercalan en la Formación Aramachay de Shalipayco (Muñoz et al., 2000). En el domo de Yauli es conocida una capa de 40 m de flujos de lava (basalto Montero), intercalada en las calizas atribuidas a la Formación Condorsinga. En la Cordillera Oriental del norte del Perú existen tobas dentro de este grupo y particularmente en la Formación Aramachay (Wilson y Reyes, 1964; Prinz, 1985a; Schaltegger et al., 2008).

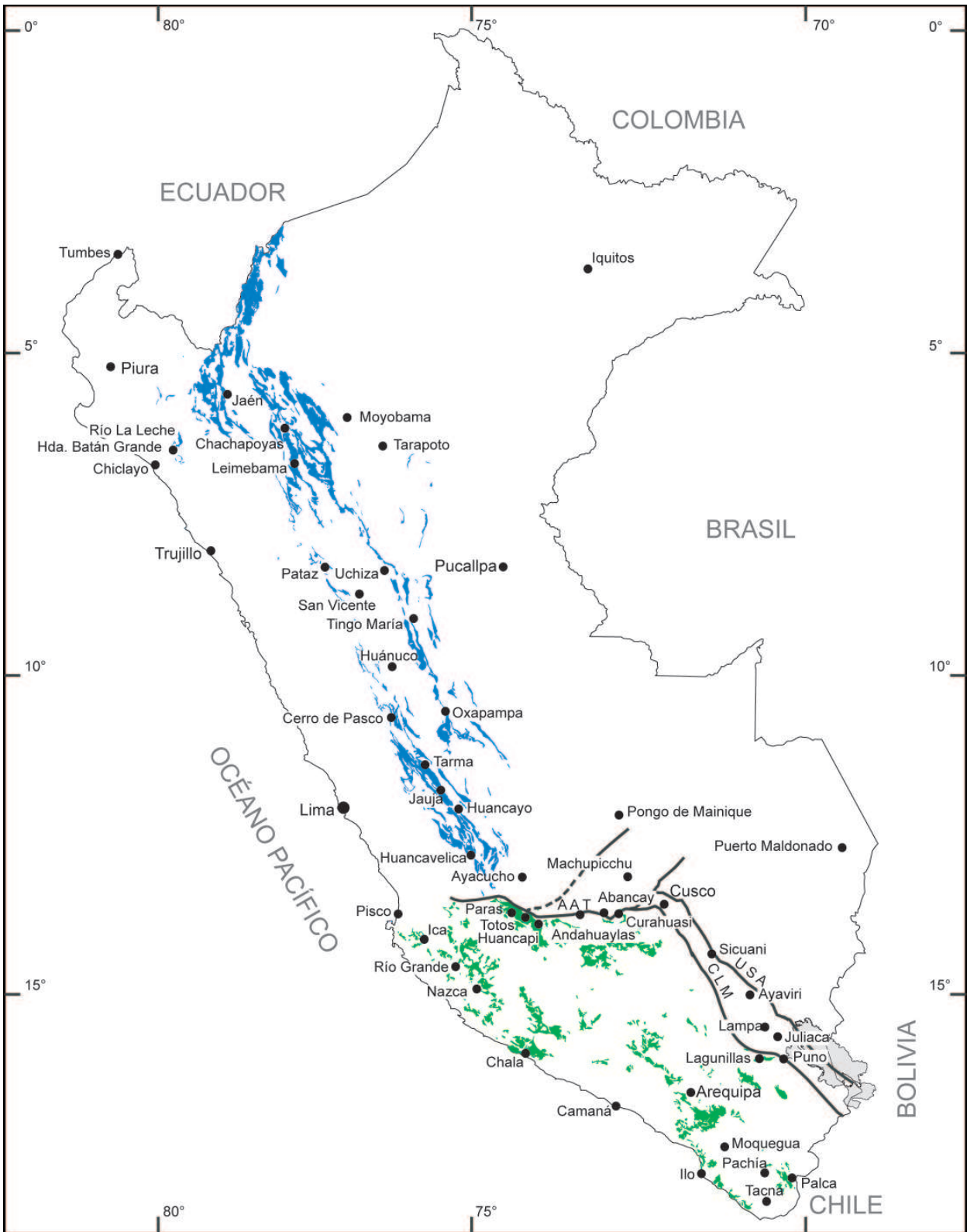


Figura 1. Ubicación de afloramientos de rocas del Grupo Pucará en el norte y centro del Perú y de la Formación Chocolate y el Grupo Yura en el sur del Perú. Modificado de INGEMMET (1999). Color azul oscuro: Grupo Pucará, Color verde: Formación Chocolate, Grupo Yura y equivalentes.

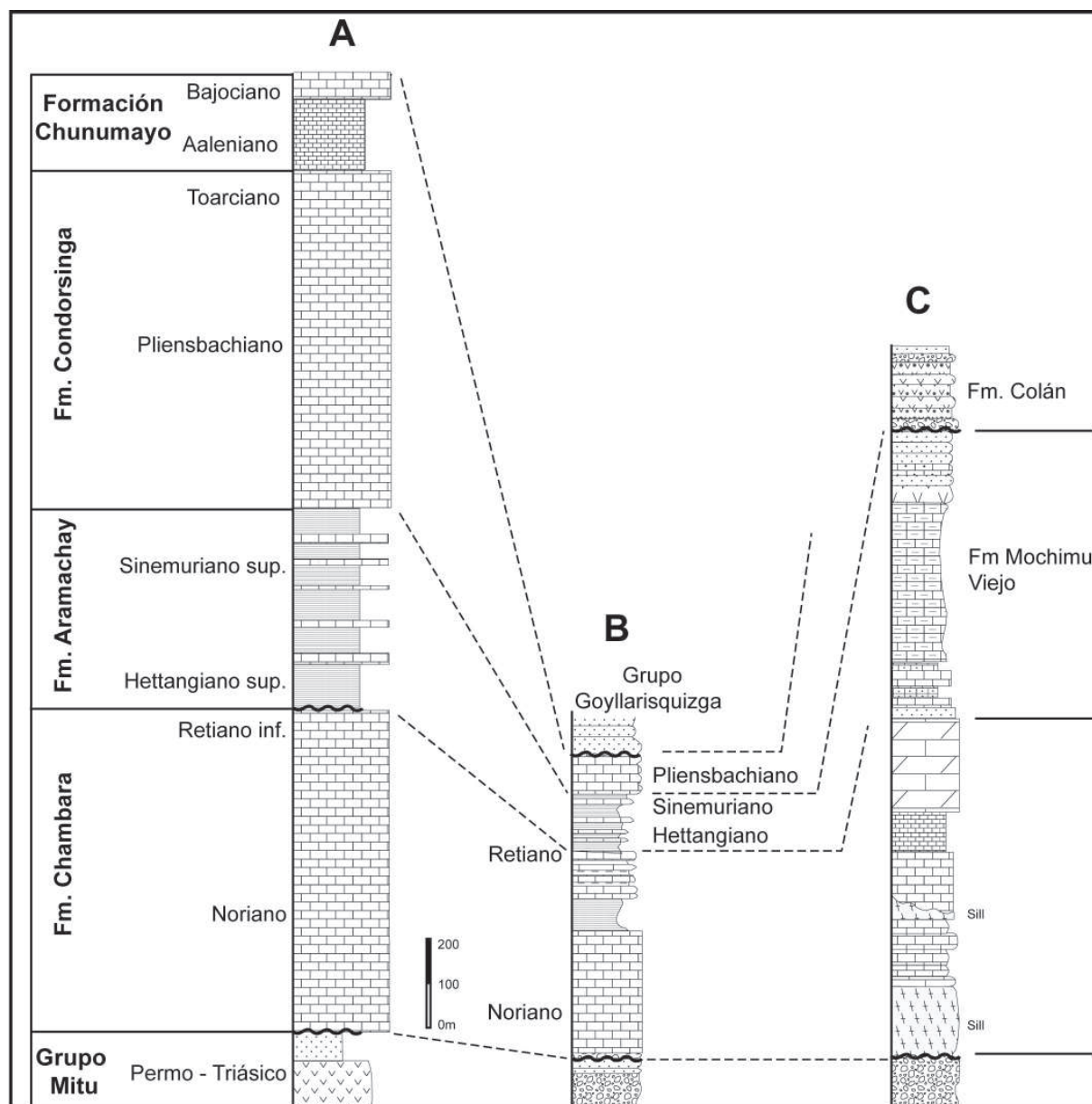


Figura 2. Columnas estratigráficas del Grupo Pucará del centro y norte del Perú (A: Huancayo según Mégard (1978); B: Leimebamba según Prinz (1985a) y C: Río La Leche según Pardo y Sanz (1979).

Formación Chambará (Noriano-Retiano)

En el centro de Perú, la Formación Chambará (McLaughlin, 1924; Grose: en Mégard, 1978) sobreyace en fuerte discordancia erosional y localmente en discordancia angular a las areniscas fluviales, los conglomerados aluviales o las rocas volcánicas del Grupo Mito (Mégard, 1978; Szekely y Grose, 1972; Rosas, 1994). Esta unidad tiene espesor variable desde 25 a 1180 m (Rosas et al., 2007), incluso puede alcanzar 3000 m (Figs. 2 y 4) cerca de Cerro de Pasco (Jenks, 1951; Mégard, 1978). Está conformada por calizas y dolomías

silíceas en estratos de 0.5 a 5 m, con algunas intercalaciones centimétricas de lutitas negras. Además, en los sedimentos calcáreos hay presencia de material detrítico que indica una procedencia del este (Rosas et al., 2007). La Formación Chambará alberga la mayor parte de la mineralización de tipo Mississippi Valley en la región oriental.

Los fósiles encontrados en la Formación Chambará permiten atribuirle una edad noriana-retiana. Estos son los bivalvos *Myophoria* spp., *Monotis ochotica*, *Pseudomonotis subcircularis*; los gasterópodos *Neritaria* y *Omphaloptycha* y

el braquiópodo *Spondylospora* sp. (Steinmann, 1929; Haas, 1946; Cox, 1949; Harrison, 1951; Boit, 1962, 1966; Szekely y Grose, 1972; Mégard, 1978; Loughman y Hallam, 1982). Levin (1974) y Levin y Samaniego (1975) mencionan el ammonite *Cladiscites tornatus* del Noriano. A partir del análisis de estos fósiles, numerosos autores indican la presencia de una laguna entre el Noriano terminal y el Retiano, y quizá una parte del Hettangiano (Szekely y Grose, 1972; Mégard, 1978; Loughman y Hallam, 1982), o incluso una discordancia angular del Liásico inferior sobre el Noriano (Wilson y Reyes, 1964; Pardo y Sanz, 1979).

En Leimebamba, norte de Perú, la Formación Chambará (450 m) comienza por conglomerados y 100 m de calizas y dolomías en bancos masivos alternando con niveles nodulosos a veces bituminosos del Noriano medio (Prinz, 1985a). Luego se presentan calizas oscuras laminadas (200 m) seguidas de 100 m de lutitas y nuevamente calizas oscuras del Noriano superior, que se enriquecen en detríticos y pasan a las calizas del Retiano inferior (Fig. 2) (Prinz, 1985a). Aquí se presentan ocasionalmente niveles de tobas (Wilson y Reyes, 1964). En el noroeste del Perú, en el río La Leche, región de Lambayeque, cerca de Batán Grande (Fig. 1), la parte inferior de la secuencia carbonatada de 1000 m de espesor (Fig. 2) está compuesta por calizas, biocalcarenitas, calizas brechoides y dolomías con fauna del Noriano (Pardo y Sanz, 1979), por lo que se considera como parte de la Formación Chambará (Loughman y Hallam, 1982; Mourier, 1988).

Según Loughman y Hallam (1982), la formación Chambará se habría depositado en medio nerítico suficientemente profundo de poca energía. Las facies con ammonites y *Monotis* serían de medio más profundo, los bancos con *Thalassinoides*, gasterópodos, bivalvos, braquiópodos y equinodermos indicarían una menor profundidad, y las dolomías podrían haberse depositado muy superficialmente. La presencia de calcarenitas con estratificaciones oblicuas hace suponer la interpretación de un medio de depósito de barrera o litoral como se puede ver en el techo de la unidad en la columna de Shalipayco. Rosas (1994) muestra que hay una predominancia de facies supra e intermareal, lagunar y de barrera submareal de aguas someras en comparación con las facies de plataforma abierta.

Formación Aramachay (Retiano, Hettangiano-Sinemuriano)

En el centro del Perú, la Formación Aramachay (Figs. 2 y 4) consiste de margas, calizas y lutitas bituminosas, cuyos espesores van de 8 a 250 m e incluso pueden llegar a 600 m (Mégard, 1968, 1978; Szekely y Grose, 1972; Loughman y Hallam, 1982; Rosas et al., 2007). Las calizas estratificadas negras, lenticulares o en nódulos son ricas en chert y presentan raras intercalaciones volcano-detríticas y niveles de fosfatos (Szekely y Grose, 1972; Levin, 1974; Mégard, 1978; Loughman y Hallam, 1982). En esta formación abundan la materia orgánica y el fosfato. Loughman y Hallam (1982) tienen en cuenta la presencia de numerosos radiolarios, un neto predominio de illita (la caolinita está casi ausente) y un enriquecimiento en zinc, vanadio y selenio (Szekely y Grose, 1972). En la parte superior de la unidad se ha reconocido niveles de tufos volcánicos, así como sills o coladas volcánicas como en Shalipayco (Muñoz et al., 2000) o en Huancavelica. Las rocas de esta unidad tienen importancia como generadoras de hidrocarburos, lo que está probado en las cuencas subandinas y amazónicas.

Se ha planteado que el paso de la Formación Chambará a la Formación Aramachay está marcado por un hiato sedimentario (Szekely y Grose, 1972; Rosas, 1994), pero nuestras observaciones de campo indican que se trata de un hiato tectónico, ya que en varios sitios como en Shalipayco se observa una discordancia entre ambas unidades, llegando incluso a una débil angularidad. Esto ya fue manifestado por diferentes autores al notar la ausencia del Retiano superior en la Formación Chambará del Perú central (Mégard, 1978) y confirmado por la discordancia angular entre el Sinemuriano y el Triásico superior reconocida en la margen derecha del río Marañón, en 70°30'S (Wilson y Reyes, 1964).

La Formación Aramachay ha sido datada en el Hettangiano superior y Sinemuriano (Fig. 2) por las numerosas especies de *Psiloceras* y algunas *Schlotheimia* del Hettangiano superior, así como los géneros *Agassiceras* (o *Eparietites*?), *Angulaticeras*, *Arietites*, *Arnioceras*, *Boucaulticeras*, *Caloceras*, *Coroniceras*, *Epophioceras*, *Euasteroceras*, *Microderoceras*, *Metophioceras*, *Phylloceras*, *Plesechioceras* y *Vermiceras* del Sinemuriano (Harrison, 1943; Szekely y Grose, 1972; Levin y

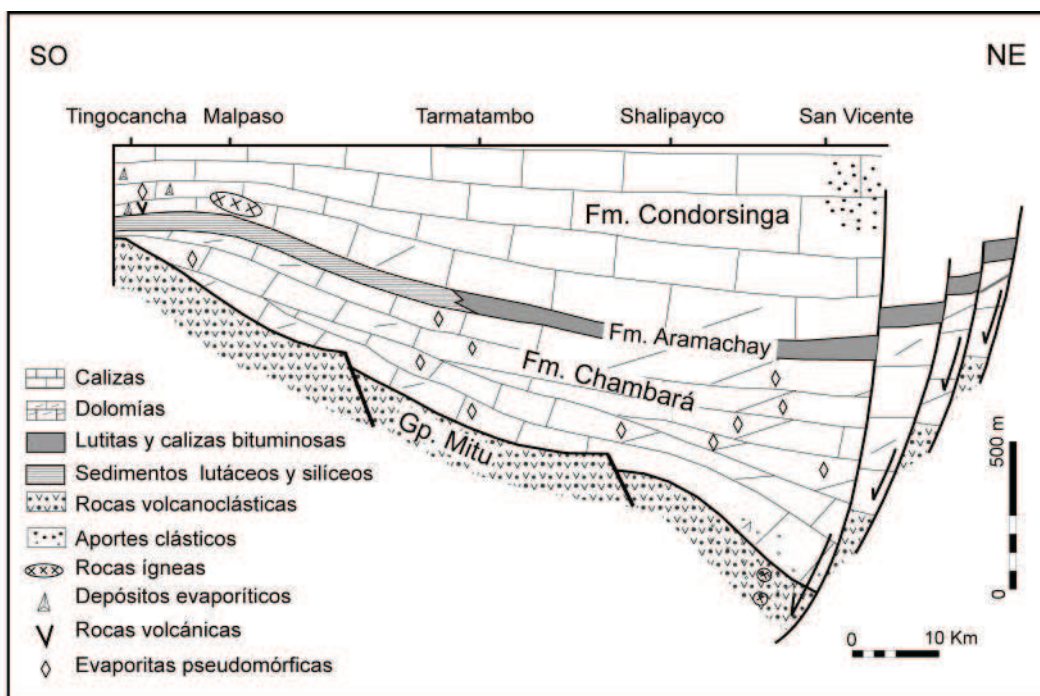


Figura 3. Interpretación de modelo de cuenca tipo semigraben para el Grupo Pucará (Rosas, 1994).

Samaniego, 1975; Mégard, 1968, 1978; Palacios, 1980; Loughman y Hallam 1982; Prinz, 1983, 1985b). En el techo de la formación, Mégard (1968) señala *Eparietites* y *Paltechioceras* del Sinemuriano superior. Palacios (1980) reporta la asociación *Arnioceras*, *Arietitidae*, *Euastoceras*, *Schlotheimia* y *Vermiceras* que él atribuye al Sinemuriano superior; y Prinz (1983) menciona *Angulaticeras*, *Arnioceras*, *Coroniceras*, *Epophioceras*, *Phylloceras* y *Tragophylloceras* que indican el Sinemuriano superior, tal vez Pliensbachiano.

En el norte del Perú, la Formación Aramachay (Kummel, 1950) ha dado los géneros *Arnioceras*, *Asteroceras/Eparietites?*, *Caloceras*, *Epophioceras*, *Laqueoceras*, *Metophioceras*, *Psiloceras*, *Schlotheimia* y los *Arietitidae* que caracterizan el Hettangiano y el Sinemuriano inferior (Steinmann, 1929; Geyer, 1979; Loughman y Hallam, 1982). Prinz (1985a) menciona la presencia de *Choristoceras* cf. *nobile* del Retiano superior en la base de la Formación Aramachay del norte, y destaca la ausencia de este piso y del Hettangiano inferior en el centro de Perú. En la región de Chachapoyas, la Formación Aramachay está compuesta por calizas grises, intercaladas con lutitas margosas de color marrón oscuro, y con niveles de tobas que han sido datadas recientemente por ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) en $201.58 \pm 0.17/0.28$ y $199.53 \pm 0.19/0.29$ Ma (Schaltegger et al., 2008)

que confirman el Retiano superior-Hettangiano para esta parte de la Formación Aramachay.

En el río La Leche, la Formación Mochumi Viejo (Fig. 2) consiste en una secuencia de unos 500 m de lutitas negras finamente laminadas, silíceas, intercaladas con algunos niveles de piroclastitas, donde se ha encontrado *Psiloceras* sp. del Hettangiano (Pardo y Sanz, 1979; Prinz, 1985a). La parte superior consiste de unos 100 m de calcarenitas de colores claros, en capas delgadas, intercaladas con calizas micríticas y silíceas de colores verdosos, donde se encuentran los ammonites (Pardo y Sanz, 1979) como *Arnioceras* del Sinemuriano (Loughman y Hallam, 1982). Reyes y Caldas (1987) mencionan *Arietites* sp. asociado a *Globirhynchia* sp. del Sinemuriano (Mourier, 1988). La parte superior de la Formación Mochumi Viejo se enriquece de material detrítico vulcanogénico turbidítico (Pardo y Sanz, 1979), posiblemente del Sinemuriano superior (Loughman y Hallam, 1982).

En la cuenca Huallaga, se encontraron *Arietites* sp. y braquiópodos del Sinemuriano (Rosenzweig, 1953; Rodríguez y Chalco, 1975), por lo que se les atribuye a la Formación Aramachay.

El medio de depósito de la Formación Aramachay varía, así para la parte inferior corresponde a una cuenca anóxica en aguas estancadas, relativamente

profundas (Rosas, 1994), sometidas a las influencias del mar abierto (radiolarios) y pasando a medios más abiertos y más agitados (Prinz, 1985b). Sin embargo, lo que se ve claramente en Shalipayco es el paso brusco de calizas de medios someros supratidales del techo de la Formación Chambará a las calizas de medios relativamente más profundos y anóxicos de la base del Aramachay y con presencia de *Arnioceras* del Sinemuriano inferior (Rosas, 1994).

Formación Condorsinga (Sinemuriano superior-Pliensbachiano, Toarciano)

La Formación Condorsinga del centro del Perú (McLaughlin, 1924) es una secuencia carbonatada que puede alcanzar 500 a 1200 m de espesor (Figs. 2 y 4), con estratos de espesor variable entre 0.2 a 0.7 m. Está compuesta por calizas oolíticas, bioclásticas, calcarenitas con laminaciones oblicuas, dolomías y raros niveles de arcillas rojas o verdes, localmente cineríticas (Szekely y Grose, 1972; Mégard, 1978; Rosas, 1994). En la base de la secuencia existen nódulos de chert en capas pequeñas. En Tingocancha se ha encontrado rocas volcánicas (Rosas y Fontbote, 1995).

Esta formación ha proporcionado además de arietítidos, graphocerátidos y *Polymorphites* sp., ammonites del Sinemuriano superior (*Eoderoceras* sp., *Oxyntoceras* sp.), del Pliensbachiano inferior (*Androgynoceras*, *Coeloceras*, *Uptonia*), del Pliensbachiano superior (*Arietoceras*), del Toarciano inferior (*Dactylioceras*, *Harpoceras*) y del Toarciano superior (*Esericeras*, *Phymatoceras*) (Mégard, 1968, 1978; Szekely y Grose, 1972; Palacios, 1980). Esta formación contiene igualmente muchos bivalvos (*Weyla alata*, *Chlamys*, *Ostrea* cf. *gregaria*, *Trigonia*, *Astarte*, *Alectronya*,...) y gasterópodos (*Wonhenia*, *Cerithium*, *Natica*,...). En conclusión, los fósiles hallados en esta unidad indican edades que van del Sinemuriano superior al Pliensbachiano superior, e incluso podrían llegar al Toarciano inferior o Aleniano (Mégard, 1968; Mégard, 1978; Szekely y Grose, 1972; Palacios, 1980). Sin embargo, ahora se sabe que las edades aalenianas y bajocianas pueden corresponder más bien a unidades superiores como las formaciones Chunumayo, Cercapuquio y Chaucha (Moulin, 1989; Carlotto et al., 2008).

El contacto inferior sobre la Formación Aramachay sería un cambio de litología (Szekely y

Grose, 1972), pero parece ser más bien progresivo. Al suroeste, en el área de Yauli-San Cristobal, la Formación Condorsinga es discordante sobre el Permo-Triásico (Szekely y Grose, 1972; Mégard, 1978; Loughman y Hallam, 1982). Loughman y Hallam (1982) observaron un predominio de calizas biomicríticas con ooides y pellets, y biosparitas. Dolomías finas con estromatolitos y brechas intraformacionales caracterizan la parte media. La base presenta abundante chert. El cuarzo detrítico, relativamente abundante, aumenta hacia el tope. La fauna de braquiópodos, lamelibranchios, equinodermos, gasterópodos, corales y esponjas indica un medio abierto y bien oxigenado, solo temporalmente confinado. Para Loughman y Hallam (1982) se trata de depósitos de plataforma carbonatada poco profunda que alcanzan los medios intertidal a supratidal (dolomías), de energía moderada a escasa, en el borde de un continente y responsable de las contribuciones de cuarzo detrítico. La ausencia de caolinita sugiere un clima desértico. Para Rosas (1994) la formación se compone exclusivamente de facies lagunares y barras submareales de aguas someras con intercalaciones delgadas de sedimentos supra e intermareales. La presencia de pseudomorfo de evaporitas con laminaciones algareas indica condiciones de sedimentación árida en un ambiente de sabkha; además los niveles con yesos son característicos de los sectores occidentales.

En el norte del Perú, en la región de Chachapoyas, la Formación Condorsinga está compuesta por una secuencia carbonatada que puede alcanzar 200 m de espesor con estratos de 10 a 30 cm. La base está conformada por calizas micríticas con algunas intercalaciones de limoarcillitas delgadas que en ocasiones pueden ser confundidas como parte de la Formación Aramachay. La parte superior presenta estratos de calizas gruesas de 2 m de espesor. En el río La Leche del noroeste de Perú no se ha reportado un equivalente de la Formación Condorsinga (Pardo y Sanz, 1979; Prinz, 1985a; Mourier, 1988).

Facies orientales del Grupo Pucará

Al este de la Cordillera Oriental y en la Zona Subandina, se atribuyen al Grupo Pucará secuencias calcáreas con intercalaciones de areniscas y niveles evaporíticos, los cuales se han estudiado parcialmente en quebradas y registros de pozo (Díaz, 2002). El espesor del Grupo Pucará cuando no presenta material evaporítico suele ser delgado

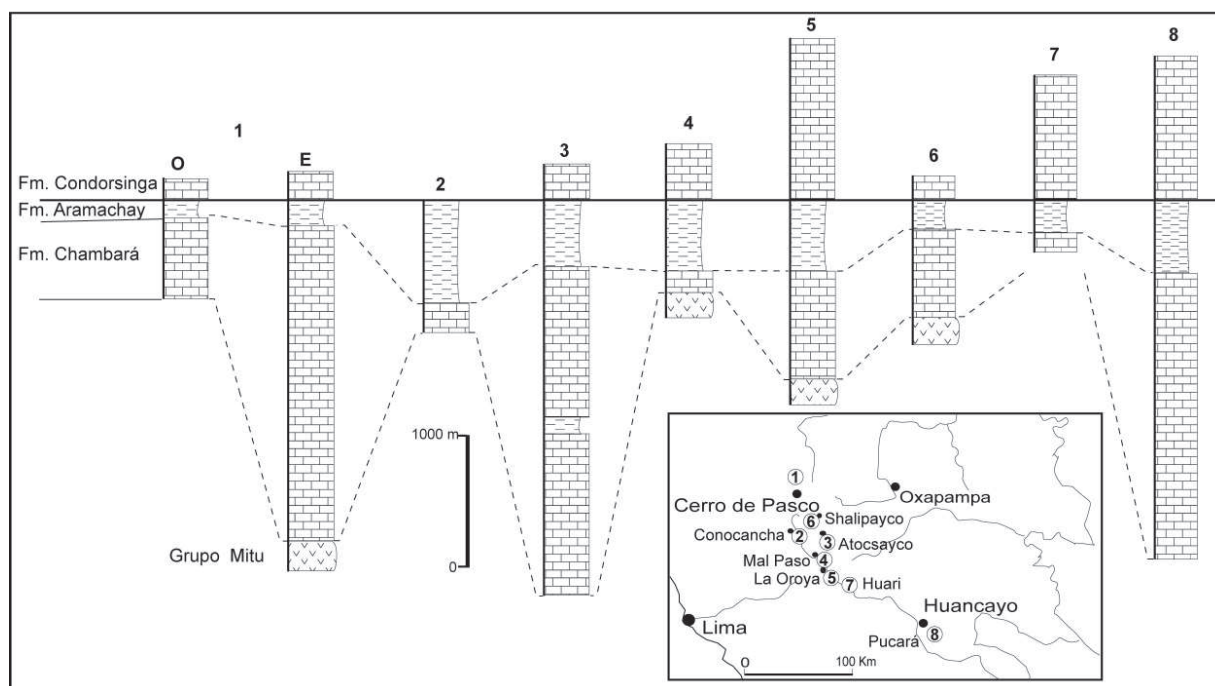


Figura 4. Correlaciones estratigráficas del Grupo Pucará que muestran las diferencias de espesores. Tomado de Szekely y Grose (1972) y Jenks (1951).

(menor de 100 m), pero cuando hay yesos es mucho más potente. Estos niveles evaporíticos pueden corresponder a zonas de diapiros tal como ocurre en la región de Oxapampa.

Igualmente, el Grupo Pucará está presente en las cuencas Marañón y Santiago, donde se halla preservado en grabenes y/o semigrabenes de la misma edad, sobreyaciendo al Paleozoico. Así en la cuenca Marañón corresponde a intercalaciones de calizas grises fosilíferas, areniscas, limos y productos volcánicos (pozo Forestal). El Grupo Pucará ha sido registrado en los pozos Capahuari Norte, Shanushi, Loreto y Santa Lucía. En la cuenca Oriente de Ecuador, las capas rojas finas de la Formación Sacha han proporcionado edades palinológicas triásicas (Rivadeneira y Sánchez, 1989) y se consideran como las facies continentales de la Formación Santiago que es equivalente del Grupo Pucará. En la cuenca Santiago, este grupo está constituido de calizas que pueden alcanzar 1000 m de potencia, de acuerdo con las líneas sísmicas. Al interior de esta secuencia calcárea, se conoce en la cuenca Huallaga un importante nivel de evaporitas que constituye un nivel de despegue regional.

En el valle del Huallaga medio (Rosenzweig, 1953) se atribuye al Grupo Pucará una secuencia de calizas y yesos que afloran en los cerros de

Cushabatay, donde se presenta fallado y deformado por diapiros. En la zona de Tingo María, el Grupo Pucará está compuesto por calizas bituminosas grises y negras con intercalaciones delgadas de lutitas con ammonites del Liásico. Sin embargo, estas secuencias sedimentarias están generalmente incompletas y muy deformadas (Pardo y Zúñiga, 1976). Sobre el borde occidental de la cuenca Huallaga, entre Tingo María y el Boquerón del Padre Abad, el espesor de este grupo, que parece incompleto, puede alcanzar 2000 m (Gil, 2002).

Según Velarde et al. (1978), el Grupo Pucará muestra variaciones laterales de facies de oeste hacia el este, se pasa de facies marinas a continentales. Aparentemente se puede situar una línea de costa al oeste del alto del Shira y del alto de Pisqui. En la parte central y occidental de la cuenca, el Grupo Pucará está constituido de sedimentos carbonatados finos que incluyen niveles de tobas y calizas grises a negras intercaladas de lutitas negras y bituminosas. La porción inferior de la secuencia presenta fósiles de edad noriana, mientras que su porción superior fue datada del Liásico (Velarde et al., 1978). El pozo Shanushi atravesó 46 m del Grupo Pucará sin haber alcanzado su base.

En la cuenca Pachitea, el pozo Oxapampa 07-1 muestra calizas, dolomías, evaporitas, lutitas

rojas y areniscas, con un espesor de 1900 m, atribuidas al Grupo Pucará. En la localidad de Puente Paucartambo, este grupo está compuesto por evaporitas y carbonatos asociados a basaltos y areniscas rojas (Mégard, 1978). Hacia el sureste, en el río Perené, Montoya y Berrospi (1990) estiman en 1780 m el espesor de esta unidad sedimentaria.

En la parte meridional de la cuenca Ene y particularmente en su flanco oeste una potente secuencia calcárea y detrítica fina sobreyace a potentes capas de areniscas fluvio-eólicas atribuidas a la Formación Sarayaquillo, y por lo tanto a la Formación Chonta del Cretácico superior. Sin embargo, estudios recientes de Chacaltana et al. (2008) dataron con huellas de reptiles (arcosaurios) las series continentales como del Triásico medio, quedando en duda la edad de las calizas, que pueden ser del Grupo Pucará.

A nivel de la cuenca Ucayali, el Grupo Pucará probablemente está caracterizado por facies más proximales ya que al oeste de la cuenca Pachitea, cerca de los contrafuertes de la Cordillera Oriental, este grupo presenta importantes niveles calcáreos, mientras que hacia el este, en la Zona Subandina interna, está caracterizada por dolomías, evaporitas y delgados niveles calcáreos (Gil, 2002).

En el Shira, la presencia del Triásico y Jurásico fue mencionada por Velarde et al. (1978) en la quebrada Unini-Tsipani, donde describen rocas detríticas que sobreyacen al Paleozoico. Una secuencia de carbonatos y evaporitas es reconocida en la cuenca Ucayali sur, mucho más allá de los pozos de Oxapampa. Un remanente de 25 m de arenisca de edad retiana-hettangiana fue encontrado en el Pongo de Mainique (Müller, 1982) y representa la única ocurrencia del Grupo Pucará al este de las montañas de Shira. Sin embargo, esta unidad no está presente en la cuenca Madre de Dios, tampoco en la Zona Subandina ni en los Andes del sur del Perú.

EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA DEL GRUPO PUCARÁ: NORIANO-PLIENSACHIANO

Durante el Noriano-Retiano una tectónica en extensión dio lugar a la individualización de varias cuencas de dirección NO-SE, separadas de altos a través de fallas normales (Fig. 5) que controlan la sedimentación y producen cambios bruscos relacionados a una subsidencia tectónica (Fig. 4). Un ejemplo se observa en Cerro de Pasco, donde

en el dominio oeste, que es un alto estructural, se depositaron 600 m de calizas y dolomías claras con lutitas verdes y rojas, y en el dominio este, que es un graben, se depositaron 2900 m de calizas y dolomías oscuras y bituminosas. Ambos dominios están separados por la falla Cerro de Pasco que en esa época era una falla normal (Mégard, 1978). Casos similares se presentan en los domos de Chulpan y Malpaso, donde existe un alto al suroeste con sedimentación noriana reducida y una cuenca al noreste con sedimentación potente (Harrison, 1943); y otro en el domo de Yauli. En la Cordillera Oriental, entre Huancayo y el sinclinal de Ricran se pasa de 600 a 200 m (Mégard, 1978), y en la Zona Subandina nuevamente se aprecian espesores mayores a los 1000 m, al igual que en las cuencas Santiago, Marañón, Huallaga y Ucayali. Rosas (1994) explica que el Grupo Pucará es más potente en la región oriental por una subsidencia asimétrica de basamento, en tanto en el borde occidental, cerca de un alto estructural que corresponde a la zona del domo de Yauli, habría estado algo más estable (Fig. 3). Todo esto nos permite interpretar que las cuencas norianas-retianas corresponden a grabenes y/o semigrabenés, con grandes diferencias de espesor.

Sin embargo, un alto estructural mayor que delimita el conjunto de la cuenca Pucará de dirección NO-SE corresponde al borde suroeste de las Altiplanicies y el borde noreste de la Cordillera Occidental entre 10°30'S y 11°45'S, donde posiblemente no se depositaron las calizas Pucará (Mégard, 1978). Por otro lado, la transgresión noriana-retiana tampoco habría pasado al sur del Perú (Fig. 5) y los límites máximos corresponden a una línea casi E-O que coincide con el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos y que definen el alto estructural Totos-Paras (Carlotto et al., 2008).

Durante el Hettangiano, movimientos de distensión produjeron en el Perú central el hundimiento tectónico de la cuenca, lo que ocasiona una discordancia erosional y angular entre las infrayacentes calizas someras del Chambará y las lutitas negras y calizas de medios más profundos de la base del Aramachay. Este evento tectónico también está registrado en el borde oeste de la cuenca Santiago, donde el paso de Chambará al Aramachay está marcado por una fuerte discontinuidad y el depósito de conglomerados calcáreos incluyendo calizas con fósiles del Chambará (Chacaltana et al., en este volumen). En cambio, en Chachapoyas, este

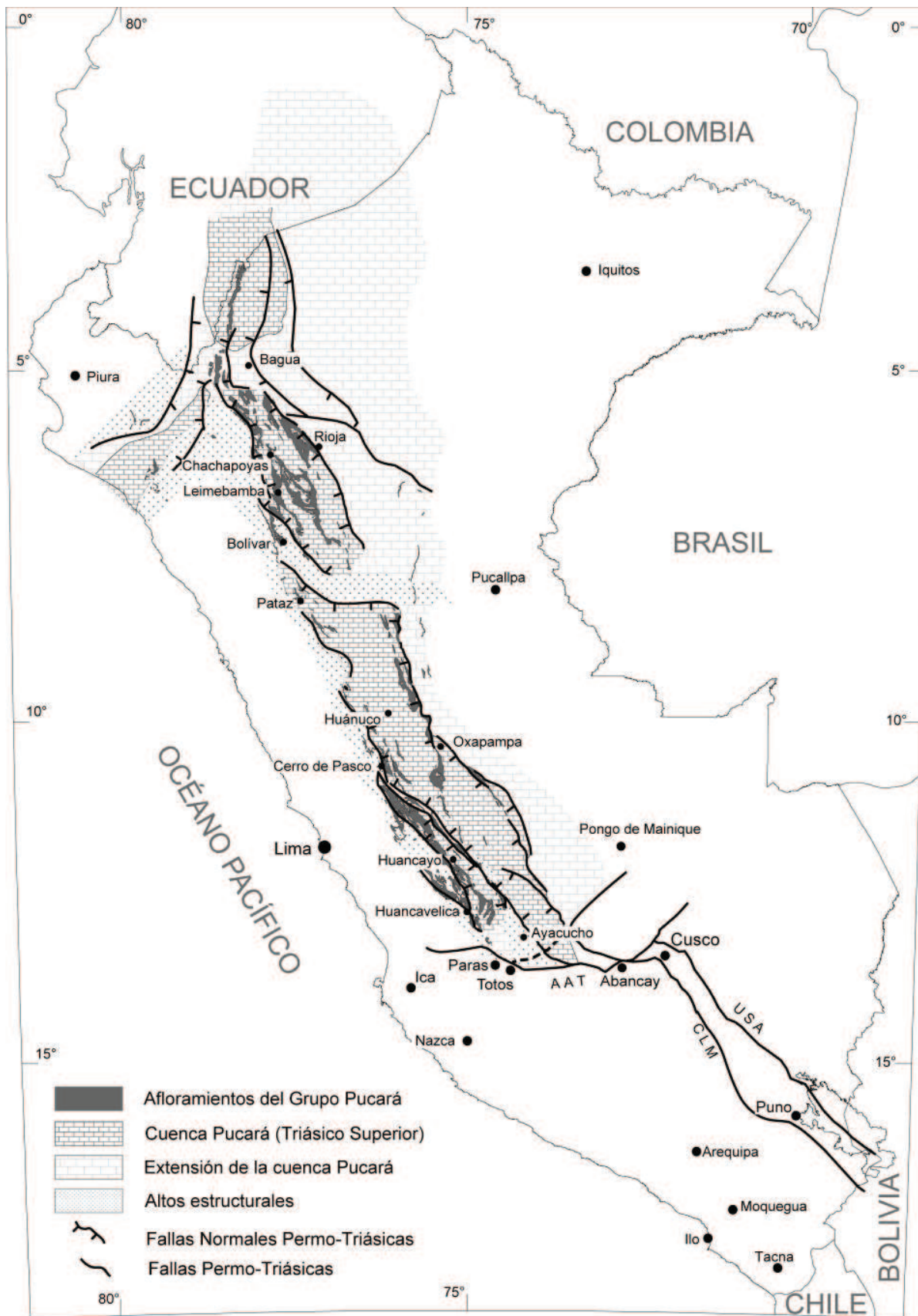


Figura 5. Ubicación de la cuenca Pucará para el Triásico superior en el contexto de las grandes fallas que controlaron su evolución. A A T: Sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos; C L M: Sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo.

evento no estaría registrado ya que hay un aparente paso progresivo entre el Retiano y el Hettangiano, pero a nivel paleontológico se aprecia la extinción de ammonites debido a una crisis climática mundial (Schaltegger et al., 2008). En el Perú central, el emplazamiento de rocas volcánicas basálticas con características de rift intraplaca (Muñoz et al., 2000) y las mineralizaciones estratiformes de plomo-zinc-plata (Kobe, 1995; Rosas, 1994; Rosas y Fontboté, 1995), están relacionadas con la tectónica en extensión del Hettangiano-Sinemuriano. Sin embargo, en el noroeste, se inicia durante el Sinemuriano la actividad magmática de arco caracterizada por un vulcanismo emplazado en medio subaéreo y litoral (Romeuf, 1994).

En el centro de Perú, la sedimentación arcillosa, confinada y condensada del Hettangiano-Sinemuriano continuó hasta el Sinemuriano superior (presencia de fosfatos), luego pasó progresivamente a carbonatos de plataforma progradante, abierta y muy poco profunda, de edad pliensbachiana de la Formación Condorsinga. En esta última, las diferencias de espesores son menores que aquellas de las unidades del Noriano y Sinemuriano (Szekely y Grose, 1972), sugiriendo una disminución de la actividad tectónica de las fallas normales, lo que puede deberse a que la cuenca, en este momento, entra a un periodo de calma tectónica.

Finalmente, el clima caliente y desértico de estos periodos explicaría el paso hacia el este (Zona Subandina y cuencas amazónicas) a depósitos terrígenos finos parcialmente evaporíticos (Loughman y Hallam, 1982), como se observa en los pozos petroleros de las cuencas Marañón, y Ucayali; estas facies no son equivalentes de la Formación Sarayaquillo que es atribuida al Jurásico superior.

FORMACIONES CHUNUMAYO, CHAUCHA, CERCAPUQUIO

En el Perú central la Formación Chunumayo sobreyace en aparente continuidad a la Formación Condorsinga y está compuesta por calizas oscuras con espesores que pueden pasar los 600 m. Esta formación ha sido objeto de numerosos estudios y revisiones detalladas (Steinmann, 1929; Mégard, 1968; Westermann et al., 1980; Hillebrandt y Westermann, 1985). Los estratos considerados en el techo del Grupo Pucará contienen localmente cf. *Puchenquia*, *Sonninia* (*Papilliceras*), *Tmetoceras*

y hamatocerátidos que indicarían el Aaleniano (Westermann et al., 1980). Sin embargo, son necesarias revisiones paleontológicas y sobre todo de campo, para determinar los límites entre el Grupo Pucará y las formaciones Chunumayo o Cercapuquio-Chaucha, ya que aparentemente existen contradicciones. Así en la región de Ayacucho, la base y la parte inferior de la Formación Chunumayo tienen cf. *Fontannesia*, *Planammatoceras* (*Pseudammatoceras*) cf. *klimakomphalum*, *Puchenquia*, *Sonninia* y *Tmetoceras* cf. *scissum* del Aaleniano superior (Westermann et al. 1980, Hillebrandt y Westermann, 1985). Es decir, si comparamos el techo del Grupo Pucará con la base de la Formación Chunumayo, estas serían del Aaleniano, lo cual plantea ciertas dudas. Como ejemplo, mencionamos que en 1974, en el cerro Atuccasa, norte de Paras, Palacios (Westermann et al., 1980) encontró ammonites que atribuyó al Grupo Pucará. Estos fósiles fueron estudiados otra vez por Westermann et al. (1980), identificando *Tmetoceras* sp., *Puchenquia* sp., *Hammatoceratidae* indet., y *Sonninia* (*Papilliceras*) cf. *espinazitensis* que dan una edad aaleniana. Esto sirvió para considerar una relación de concordancia entre el Grupo Pucará y la Formación Chunumayo (Westermann et al., 1980). Como se verá más adelante, en esta región no aflora el Grupo Pucará y los fósiles descritos previamente proceden de la parte inferior de la Formación Chunumayo (Carlotto et al., 2008). Adicionalmente, Westermann et al. (1980) revisaron las faunas de Jaworsky (1913) y Steinmann (1929), citados por Mégard (1968, 1978). Determinaron *Emileia*, *Sonninia* (*Papilliceras*) y *Stephanoceras* (*¿Skinoceras?*) *kirschneri* o *S. juhlei*, y mencionan *Pseudotoites*, *Puchenquia*, *Sonninia*, *Sphaeroceras*, *Stephanoceras* (*¿Skinoceras?*), cf. *Fontannesidae*, *Hildoceratidae*, *Leptosphinctes* (*Cobbanites*), *Megasphaeroceras*, *Spiroceras* y *Perisphinctidae*, indicando que la Formación Chunumayo alcanzaría el Bajociano superior (Westermann et al. 1980).

En la región de Huancayo, reposando sobre el Grupo Pucará mediante una discordancia erosiva, se distingue una unidad inferior compuesta de areniscas y lutitas con restos de plantas de medios fluviales de canales entrelazados (Rosas y Fontboté, 1990; Moulin, 1989) y en parte litorales, denominada Formación Cercapuquio (0-800 m) y una unidad carbonatada superior llamada Formación Chaucha (0-250 m) compuesta por calizas micríticas a

veces oolíticas con lamelibranquios ostrácodos y gasterópodos de medio litorales y sabkha. En esta última, F. Mégard encontró *Vaugonia* (*Vaugonia*) cf. *Chunumayensis* y *Vaugonia* sp. que indican que estas muestras son próximas a las formas del Aaleniano y Bajociano de Chile. Las formaciones Cercapuquio y Chaucha, cuyos espesores máximos llegan a 1000 m, desaparecen hacia el norte y el este en unos 20 a 50 km, después de adelgazarse simultáneamente (Mégard, 1978).

En conclusión, las formaciones Cercapuquio y Chaucha pueden ser consideradas del Aaleniano-Bajociano (Mégard, 1968; Moulin, 1989), y correlacionarse con la Formación Chunumayo; sin embargo, las posiciones estratigráficas exactas y las relaciones de contacto, incluyendo aquellas con la Formación Condorsinga, quedan por estudiar.

LA CUENCA AREQUIPA

La cuenca Arequipa corresponde a la parte meridional de la Cuenca Occidental Peruana (Fig. 1) y ha sido estudiada por Jenks (1948), Benavides (1962), Vicente et al. (1979, 1982); Vicente, (1981), Batty y Jaillard (1989), entre otros; y más recientemente por Acosta et al. (2008) y Alván et al. (2008). Esta cuenca comienza a individualizarse en el Jurásico inferior (Fig. 6) con la sedimentación de secuencias volcánicas y detríticas (Hettangiano?-Sinemuriano), carbonatadas (Toarciano-Bajociano), luego el relleno turbidítico (Batoniano-Oxfordiano), sílico-clástico (Oxfordiano-Kimmeridgiano) y finalmente carbonatado (Titoniano inferior). La cuenca estuvo limitada al noreste por el alto estructural Cusco-Puno y al norte por el alto Totos-Paras que lo separa de la cuenca Pucará (Figs. 1 y 5).

Formación Chocolate

Los nuevos estudios llevados a cabo por INGEMMET (Acosta et al., 2008; Alván et al., 2008, 2009; Acosta et al., en este volumen) indican que la Formación Chocolate (Jenks, 1948) es esencialmente volcánica en la zona costera del sur del Perú y más bien sedimentaria o volcano-sedimentaria en la Cordillera Occidental, como se observa en los alrededores de la ciudad de Arequipa. Se sabe también que parte de las series volcánicas atribuidas a la Formación Guaneros y consideradas del Jurásico medio, no son otra cosa que la Formación Chocolate (Acosta y Alván, 2008) definida en una zona de fallas y cabalgamientos

con escamas sedimentarias del Grupo Yura, de donde provienen los fósiles que remiten edades del Bajociano-Caloviano. Los afloramientos en los alrededores de la ciudad de Arequipa, cerro Yanacoto y quebrada El Burro, son principalmente sedimentarios y corresponden a conglomerados y areniscas de conos aluviales y ríos proximales, depositados en el mar o cerca de él, areniscas de playa (Acosta et al., 2008) y limolitas marinas con *Arnioceras* sp. del Sinemuriano (Vargas, 1970). La Formación Chocolate se halla en discordancia sobre el basamento precámbrico (García, 1968; Vargas, 1970), aunque en la mayoría de los afloramientos está despegado del substrato.

Las rocas volcánicas de la costa pueden alcanzar 900 m y están constituidas por andesitas y basaltos de color marrón violáceo y negro, con fenocristales de plagioclasas; están intercalados con delgados bancos de areniscas feldespáticas de grano medio a grueso y conglomerados. En la columna de Alto del Meadero (Moquegua), sobreyaciendo a las secuencias volcánicas, se observan 20 a 30 m de areniscas feldespáticas de color verde a gris verdoso, de grano medio, seguidas por un delgado nivel de calizas de color gris con fósiles de corales del Jurásico inferior y algunos pelecípodos que indican específicamente el Pliensbachiano (Acosta et al., 2008).

En el cerro Yanacoto y quebrada El Burro la Formación Chocolate de 300 m de espesor tiene tres unidades que comienzan, cada una, por conglomerados y terminan en areniscas mostrando una retrogradación de los medios proximales de los ríos provenientes del noroeste que se depositan cerca de la línea de costa (Acosta et al., en este volumen). Igualmente, la base de las unidades marca la existencia de relieves creados por la tectónica, y el techo señala más bien una influencia marina por el aumento del nivel del mar. En efecto, la transgresión sinemuriana está registrada en el techo de la segunda unidad y deposita limolitas con ammonites *Coroniceras* sp., *Arietitidae* indet., *Arnioceras* sp., *Arietites* sp. (Alván et al., 2009), en un contexto de vulcanismo y de tectónica sinsedimentaria que anuncia la creación de relieves en las zonas de aportes (base de la tercera unidad) y que se traduce en la nueva llegada de ríos proximales. Estos ríos conglomerádicos evolucionan nuevamente a medios de playa debido al aumento del nivel del mar (techo de la tercera unidad) durante el Pliensbachiano

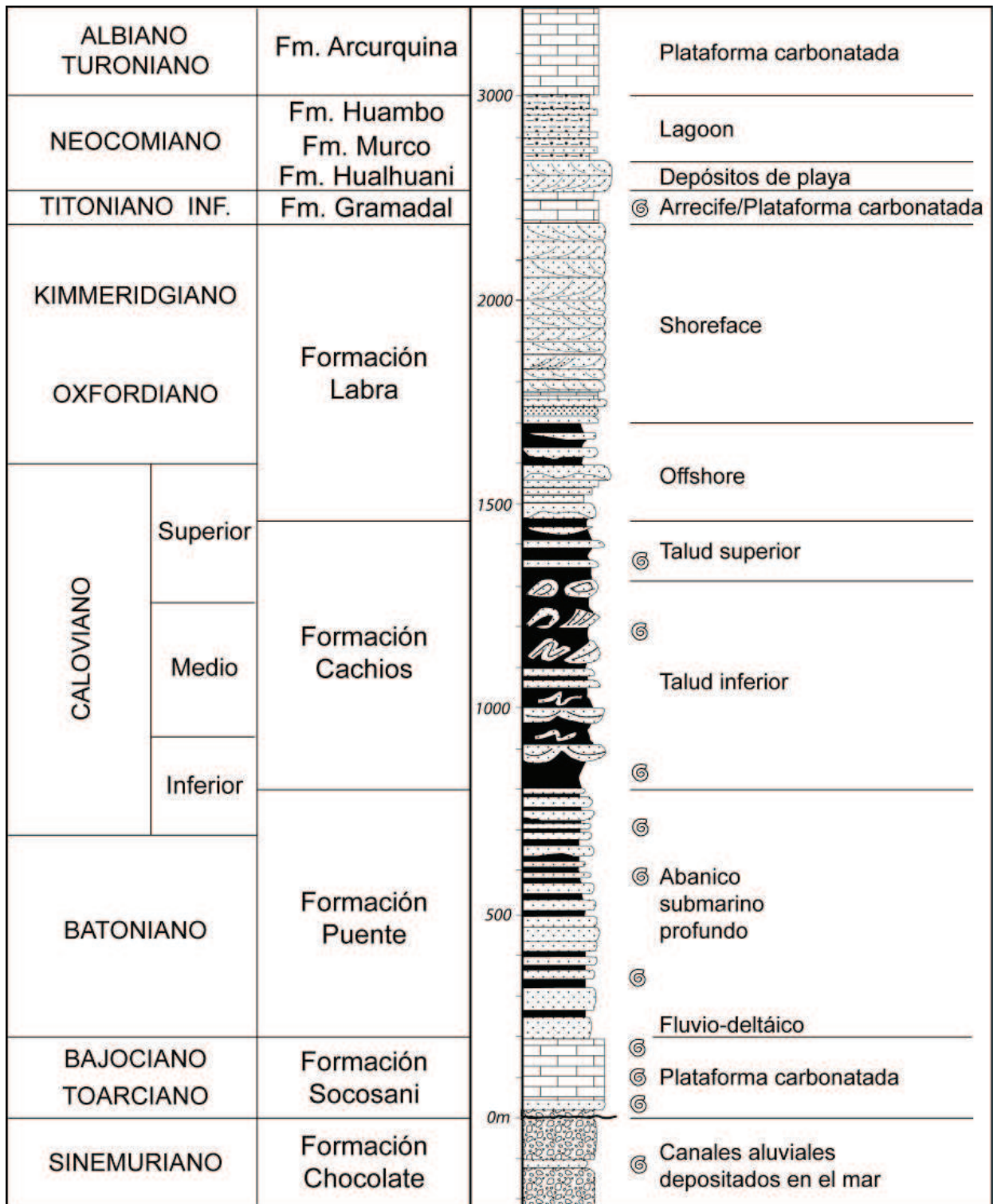


Figura 6. Columna estratigráfica de relleno sedimentario de la cuenca Arequipa en Yura. Modificado de Vicente (1981).

(Acosta et al., en este volumen).

La Formación Chocolate sobryace al macizo precámbrico de Arequipa y algunos autores la consideran frecuentemente como de edad triásica

a liásica inferior sin mayores argumentos. Sin embargo, los plutones tonalíticos de la zona costera de Arequipa se emplazan entre 196 y 182 Ma (Beckinsale et al., 1985; Mukasa y Tilton, 1985; Mukasa, 1986) y concuerdan casi exactamente con

las edades de los volcánicos, datados a partir de los fósiles de las rocas sedimentarias intercaladas. En consecuencia, podemos decir que la edad de la Formación Chocolate corresponde al Sinemuriano-Pliensbachiano, pero incluso puede ser un poco más antigua pero no más que el Hettangiano, ya que los plutones más antiguos son de esta edad. Por otro lado, las rocas volcánicas de esta formación son de naturaleza calco-alcalina (James et al., 1974, 1975; Boily et al., 1984) lo que sugiere un volcanismo de arco asociado con una subducción activa (Soler, 1991).

En el extremo sur de Perú, en las regiones de Pachia y Palca, y en Palquilla, las rocas volcánicas de la Formación Junerata son sobreyacidas concordantemente por la Formación Pelado de conglomerados y areniscas marinas que terminan en calizas y que tienen Arnioceras del Sinemuriano inferior, así como *Arietoceras* sp. del Pliensbachiano (Alván y Acosta, 2009), *Dactyloceras* (Wilson y García, 1962; Szekely, 1967) y *Peronoceras* del Toarciano inferior, y *Phymatoceras* del Toarciano superior (Vicente, 1981).

Formación Socosani

La Formación Socosani (Benavides, 1962) sobreyace en discordancia de erosión a la Formación Chocolate a través de un conglomerado de base transgresiva que es atribuido al Toarciano inferior (Fig. 6). La unidad que tiene un espesor de 230 m en la sección del río Yura, continúa con areniscas, lutitas y calizas de plataforma carbonatada y acaba en calcarenitas y arcillas ricas en ammonites del Bajociano y capas de areniscas que pasan progresivamente a la Formación Puente (Vicente, 1981; Vicente et al., 1982). Sin embargo, en la quebrada El Burro, en la parte superior de la Formación Socosani y encima de los niveles marinos algo profundos, se observan calizas con grietas de desecación, una fuerte discordancia y encima areniscas y conglomerados fluviales atribuidos a la base de la Formación Puente (Acosta et al., en este volumen).

Estructuras tectónicas sinsedimentarias como fallas normales y slumps son frecuentes en la unidad, además del cambio de facies de poco profundas a muy profundas y luego someras, lo que indica que la cuenca sufrió un hundimiento y levantamiento que está ligado a una tectónica en extensión que se produjo en el Toarciano-Bajociano (Vicente, 1981;

Salinas, 1985; Acosta et al., en este volumen).

Según Vicente (1981), la Formación Socosani comprende el Toarciano basal (*Dactyloceras*, el bivalvo *Plicatostylus* sp.), el Toarciano inferior (*Harpoceras*, *Hildaites*, luego *Harpoceras*, *Peronoceras* cf. *bolitense*, *P. moerickei*), el Toarciano superior (*Phymatoceras copiapense*), el Aaleniano medio (*Fontannesia*), el Bajociano inferior (*Sonninia*, *Otoides*), el Bajociano medio (*Dorsetensia*, *Stephanoceras*), y el Batoniano superior (*Choffatia*, *Epistrenoceras*, *Macrocephalites*). Es probable que exista una laguna entre el Bajociano superior y el Batoniano medio. En la región de Yura, *Choffatia* y *Macrocephalites* del Batoniano superior han sido encontrados en la parte superior de la formación, en tanto que en la base hay ammonites del Toarciano superior (*Plicatostylus* sp., Vicente, 1981).

En Pachía y Palca, la Formación San Francisco reposa concordantemente sobre la Formación Pelado a través de conglomerados y calizas que son predominantes hacia la parte superior. La Formación San Francisco contiene en su base *Hammatoceras* sp. del Toarciano superior (Szekely, 1967; Vicente, 1981). Wilson y García (1962), Szekely (1967), Westermann et al. (1980), Vicente (1981), Hillebrandt y Westermann (1985) mencionan ammonites del Aaleniano inferior como *Bredya manflasensis* y numerosos *Dumortieria pusilla*, *Phymatoceras*, *Puchenquia*, *Sphaerocoeloceras*; del Aaleniano superior (*Eudmetoceras klimakomphalum*, cf. *Fontannesia*); y del Bajociano inferior (*Emileia* cf. *multiforme*, *Sonninia*, *Witchellia*). En el techo, *Epistrenoceras* sp. revela la existencia del Bajociano superior (Vicente, 1981).

Formación Puente

A la unidad carbonatada de la Formación Socosani le sucede en discordancia un conjunto terrígeno (Grupo Yura) que se inicia con la Formación Puente (Jenks, 1948; Benavides, 1962; Vicente, 1981). Esta última tiene 600 m de espesor (Fig. 6) y su base está compuesta por areniscas y conglomerados fluvio-deltaicos (Acosta et al., en este volumen), luego le siguen turbiditas de areniscas finas y lutitas negras de la parte media que corresponde a abanicos submarinos profundos (Vicente, 1981; Vicente et al., 1982; Salinas, 1985). Las turbiditas se depositaron en una fosa alargada paralela a la presente línea de costa, y muestran paleocorrientes del NO al SE (Fig. 7).

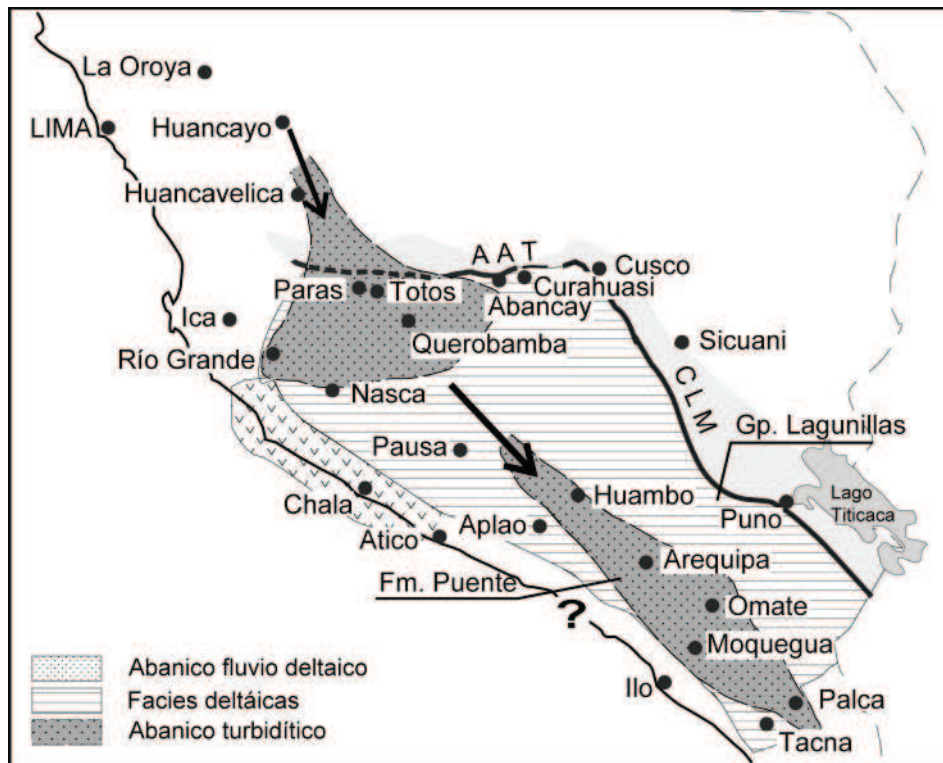


Figura 7. Esquema paleogeográfico del Batoniano-Caloviano para la cuenca Arequipa y el alto-Totos-Paras (formaciones Puente y Cachios, Unidad Lutácea del Grupo Lagunillas y Secuencias I y II de Totos-Paras). Dibujo inspirado en Vicente (2006).

La Formación Puente ha proporcionado *Epistrenoceras*, *Lilloetia* y cf. *Xenocephalites* nov. sp. que indican el Batoniano superior (Hillebrandt inédito., Westermann et al. 1980, Vicente, 1989); además de ammonites del Caloviano inferior (*Eurycephalites*, *Hecticoceras*, *Macrocephalites*, *Perisphinctes*, numerosas especies de *Reineckeia*, *Reineckeia* (*Neuquenicerias*), *Xenocephalites*), así como el bivalvo *Posidonia escuttiana* (Jenks, 1948; Benavides, 1962; Westermann et al., 1980; Vicente, 1981). En consecuencia, estos fósiles confirman el registro del Batoniano superior-Caloviano inferior.

Formación Cachios

La Formación Cachios (600 m) está constituida por lutitas negras ricas en materia orgánica, con algunas intercalaciones de areniscas que se encuentran en canales o en paquetes deslizados que forman olistolitos (Fig. 6) cuya frecuencia y espesor aumentan hacia arriba. Estas rocas se han depositado en la parte inferior de un cono submarino o talud inferior (Fig. 7). En Yura se han encontrado *Aulacostephanus* y *Taramelliceras* (Hillebrandt en: Vicente, 1981), mientras que en el

sector de Carumas las trigonias *Anditrigonia eximia* y *Trigonia carinata* indicarían el Titoniano (Vicente, 1981). Sin embargo, esta formación es atribuida al Caloviano por Vicente (1989), pero sin precisar los datos bioestratigráficos.

Más al sureste, en la región de Pachia y Palca, la Formación Ataspaca contiene en la base *Macrocephalites*, *Reineckeia* y *Posidonia escuttiana* (Szekely, 1967; Westermann et al., 1980; Vicente, 1981). Esta unidad es considerada como equivalente a las formaciones Puente-Cachios, atribuida al intervalo batoniano-caloviano (Vicente, 1981); infrayace a las areniscas no datadas de la Formación Chachacumane, pero correlacionables con la Formación Labra (Vicente, 1981).

Formación Labra

El paso de la Formación Cachios a la Formación Labra es más bien transicional, y el espesor de esta última unidad varía de 300 a más de 1000 m (Benavides, 1962; Vicente, 1981). La Formación Labra (Benavides, 1962; Vicente et al., 1982) está conformada por areniscas cuarzosas con laminaciones oblicuas (Fig. 6), lutitas negras

con restos de plantas, y escasos niveles calcáreos (Vicente, 1981). Según Vicente et al. (1982) se trata de depósitos de plataforma clástica subtidal (offshore) que evolucionan a depósitos más someros (lower shoreface). Hacia el noreste, la serie deviene menos potente (200-300 m), la proporción de lutitas aumenta y el tope se enriquece en calizas de lagoon presentando facies de tempestad en Mañazo (Batty y Jaillard, 1989). La edad de la Formación Labra está definida solamente por relaciones estratigráficas ya que sobreyace a capas del Caloviano-Oxfordiano e infrayace a las calizas titonianas de la Formación Gramadal. Por lo tanto, su edad correspondería al Oxfordiano-Kimmeridgiano (Vicente, 1989; Batty y Jaillard, 1989). Las paleocorrientes y los espesores de las areniscas indican que las corrientes provenían del norte y noroeste.

Formación Gramadal

La Formación Gramadal (García, 1978; Vicente et al., 1982) está constituida por limolitas, areniscas y calizas de barrera y lagoon cuyos espesores varían entre 100 y 300 m (Fig. 6; Vicente, 1985; Batty y Jaillard, 1989). Hacia el suroeste, el medio era más abierto y permitió el desarrollo de arrecifes aislados como en el sector de Chapi (Chávez, 1982; Vicente et al., 1982). La Formación Gramadal ha proporcionado *Virgatosphinctes* sp. (Chávez, 1982) y *Aulacosphinctes* sp. (Batty y Jaillard, 1989) que indican el Titoniano inferior.

Formaciones Hualhuani, Murco y Huambo

La Formación Hualhuani (Jenks, 1948; Benavides, 1962) sobreyace en discordancia a la Formación Gramadal (Fig. 6). La base está compuesta por 100 m de areniscas cuarzosas con laminaciones oblicuas de playa, seguida por otros 100 m de limolitas, areniscas y algo de calizas de lagoon. La unidad termina en 300 a 400 m de cuarcitas que tienen laminaciones oblicuas que están intercaladas con lutitas rojas y verdes depositadas en un medio fluvio-deltaico de procedencia noreste y este (Batty y Jaillard, 1989). La Formación Murco está constituida por unos 100 m de margas y lutitas rojas, incluyendo capas de areniscas o microconglomerados en la parte inferior, y bancos calcáreos o lentes de yeso en la parte superior. Los medios sedimentarios evolucionan desde continentales hasta lagoon. Las formaciones Hualhuani y Murco no están datadas pero se les atribuye una edad valanginiana-aptiana para el conjunto (Batty y Jaillard, 1989).

La Formación Huambo sobreyace a la Formación Murco y está compuesta de lutitas y areniscas con ripples y laminaciones oblicuas de medio litoral poco profundo y lutitas intercaladas con delgados niveles de calizas de plataforma poco profunda o lagoon. La edad atribuida a la Formación Huambo corresponde al Aptiano superior-Albiano basal (Batty y Jaillard, 1989).

Formación Arcurquina

Las calizas de la Formación Arcurquina (Jenks, 1948; Benavides, 1962) sobreyacen en concordancia a la Formación Huambo. Ambas formaciones marcan la gran transgresión del Albiano-Turoniano en la cuenca Arequipa. La Formación Arcurquina tiene un espesor de 600 m y ha sido dividida en cuatro secuencias mayores (Jaillard, 1995). Se trata básicamente de calizas micríticas, mudstones de plataforma carbonatada poco profunda pero muy subsidente. Los fósiles indican edades que van del Albiano inferior al Turoniano (Benavides, 1962).

REGIÓN DE LAGUNILLAS-MAÑAZO-PUNO

El estudio estratigráfico y cartográfico de los afloramientos mesozoicos de las zonas de Mañazo-Lagunillas muestra unidades mesozoicas del Jurásico inferior a superior que corresponden al Grupo Lagunillas, del borde noreste de la cuenca Arequipa (Jaillard y Santander, 1992). Este borde se halla separado de una zona positiva denominada alto Cusco-Puno, donde la sedimentación es reducida en comparación a la cuenca. El límite paleogeográfico (Fig. 8) está dado por el sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo (Jaillard y Santander, 1992; Carlotto, 1998), que marca también el límite actual que separa el borde norte de la Cordillera Occidental con el Altiplano Occidental. A continuación se presenta la estratigrafía de los dos dominios mencionados.

Borde noreste de la cuenca Arequipa

Grupo Lagunillas

Cabrera y Petersen (1936) y Newell (1949) definieron el Grupo Lagunillas y reconocieron su edad jurásica. Este grupo fue dividido en varias unidades litoestratigráficas por Portugal (1974) y Vicente (1981), quien propuso comparaciones con el Grupo Yura de la cuenca Arequipa (Benavides, 1962; León, 1981). Jaillard y Santander (1992) dividieron al Grupo Lagunillas en cuatro unidades (Fig. 9).

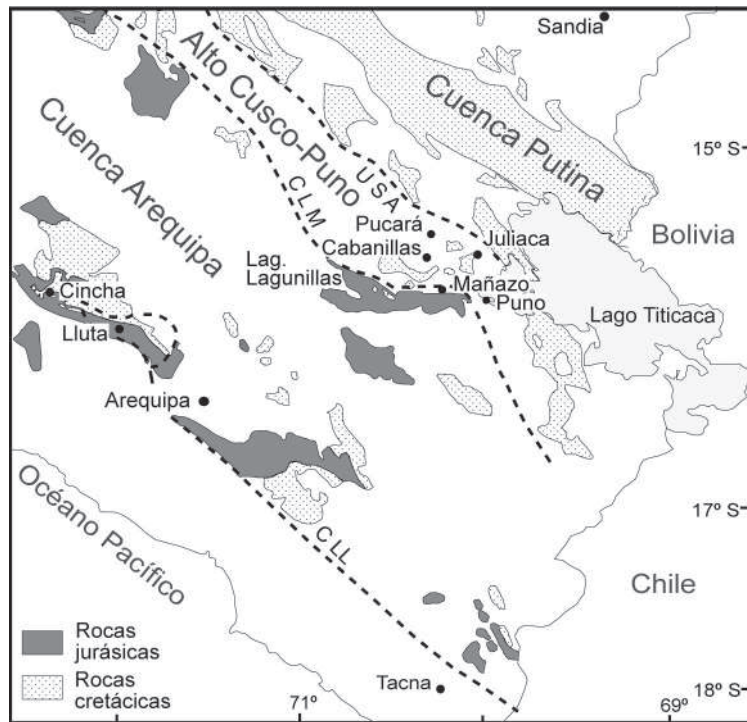


Figura 8. Mapa de ubicación de los afloramientos de rocas jurásicas y cretácicas del borde norte de la cuenca Arequipa y del alto Cusco-Puno, en la región de Puno (Jaillard y Santander, 1992).

Unidad Calcárea Inferior

Se trata de una serie de más de 500 m de calizas y margas oscuras a negras, a veces silíceas y fosilíferas; cerca de la base son bituminosas, piritosas y laminadas. Se trata de turbiditas calcáreas de medio hemipelágico (Fig. 9), que tienen una edad sinemuriana a bajociana (Portugal, 1974; Vicente, 1981; Hillebrandt, 1987). La base de las calizas inferiores proporcionó ejemplares de los géneros *Arnioceras*, cf. *Cruciloboceras*, cf. *Metophioceras* y *Vermiceras* del Sinemuriano inferior (Szekely, 1967; Portugal, 1974; Vicente, 1981; Santander, inédito). Hillebrandt (1987) menciona *Microderoceras* cf. *oosteri*, *Palaeoehioceras* sp., *Paltechioceras* sp. y *Plesechioceras arcticum* del Sinemuriano terminal (zona de *Raricostatium*). El Pliensbachiano inferior es identificado por la presencia de *Uptonia* sp. (Vicente, 1981). A su vez, *Dactylioceras* y *Harpoceratidae* indican el Toarciano inferior y de *Sonninia* y *Emileia* cf. *multiformis* el Bajociano inferior (Vicente, 1981; Jaillard, inédito.).

La base, de edad sinemuriana, indica una transgresión (como la parte superior de la Formación Chocolate) y muestra evidencias de inestabilidad

tectónica, probablemente relacionada a la extensión y subsidencia de la cuenca. Igualmente, las calizas datadas del Toarciano contienen algunos bloques de calizas resedimentadas, sugiriendo una inestabilidad tectónica en esa época (Jaillard, inédito; Santander, inédito.).

La mayor parte de la Unidad Calcárea Inferior es equivalente lateral de las formaciones Chocolate y Socosani (Fig. 10). Además, esta unidad se puede correlacionar con las calizas y lutitas negras de la Formación Aramachay (Hettangiano-Sinemuriano), con la Formación Condorsinga (Sinemuriano-Pliensbachiano) y también con la Formación Chunumayo (Aaleniano-Bajociano) del Perú central.

Unidad Lutácea

Consiste en lutitas arenosas negras o marrones, lutitas negras fosilíferas no calcáreas con nódulos y lutitas negras con bancos de cuarcitas, que suman un espesor de 500 m (Fig. 9). Es frecuente observar slumps y bloques resedimentados (Portugal, 1974). La edad caloviana de la parte media de la unidad está dada por *Eurycephalites* sp., *Reineckeia* (*Reineckeites*) y *Reineckeia* (Newell, 1949, Szekely,

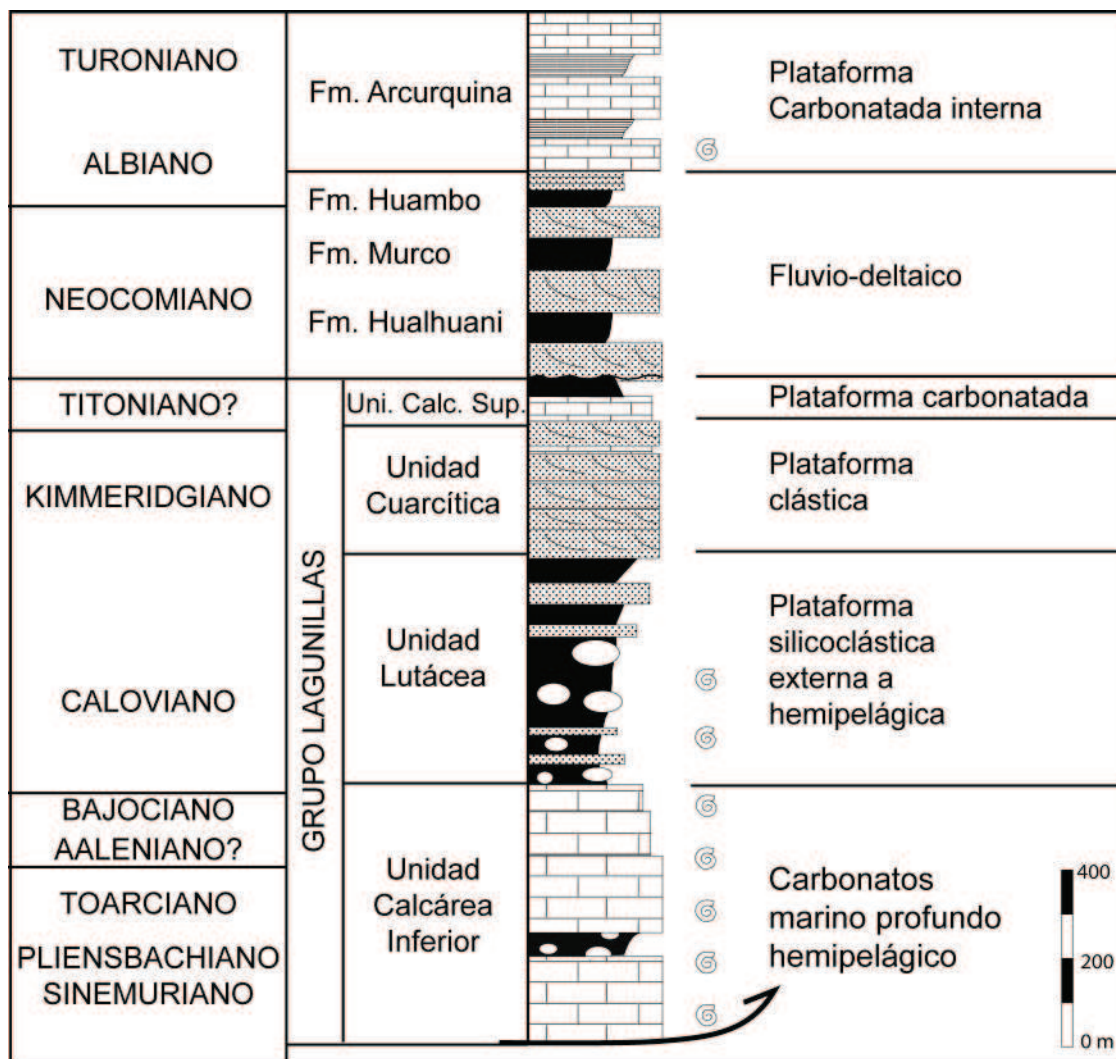


Fig. 9. Columna estratigráfica del Grupo Lagunillas en la región de Mañazo-Lagunillas. Tomado de Jaillard y Santander (1992).

1967; Portugal, 1974; Westermann et al., 1980). Aldana (1989) menciona además *Eurycephalites* (*Lilloetia*), *Kepplerites* (*Seymourites*) y numerosas *Reineckeia* (*Kellawaysites*) también del Caloviano. Esta unidad es equivalente a las formaciones Puente y Cachios (Fig. 10) de la región de Arequipa (Benavides, 1962; Vicente, 1981; 1989).

Unidad Cuarcítica

Está compuesta por cuarcitas con laminaciones oblicuas, intercaladas con delgadas capas de lutitas negras. Hacia la parte superior aparecen bancos de calizas amarillentas con ostras. La unidad contiene restos de plantas. El medio de depósito es marino somero. Por su posición estratigráfica se atribuye al Oxfordiano-Kimmeridgiano (Jaillard y Santander, 1992) y se correlaciona con la Formación Labra

de Arequipa (Benavides, 1962; Vicente, 1981). La serie es menos espesa (200 a 300 m) y más proximal (Batty y Jaillard, 1989) en comparación con las secciones de la región de Arequipa (Fig. 10),

Unidad Calcárea Superior

Consiste en 100 m de calizas con corales, trigonias y braquiópodos silicificados. Le sobreyacen unas decenas de metros de lutitas verdes y rojizas (Jaillard y Santander, 1992), frecuentemente erosionadas bajo las cuarcitas suprayacentes del Cretácico inferior (Formación Hualhuani). Es correlacionada con la Formación Gramadal de Arequipa del Titoniano inferior (Chávez, 1982; Batty y Jaillard, 1989). Por comparación con la región de Arequipa (Fig. 10), la serie se vuelve más calcárea y evoluciona hacia un medio de plataforma carbonatada protegida y poco

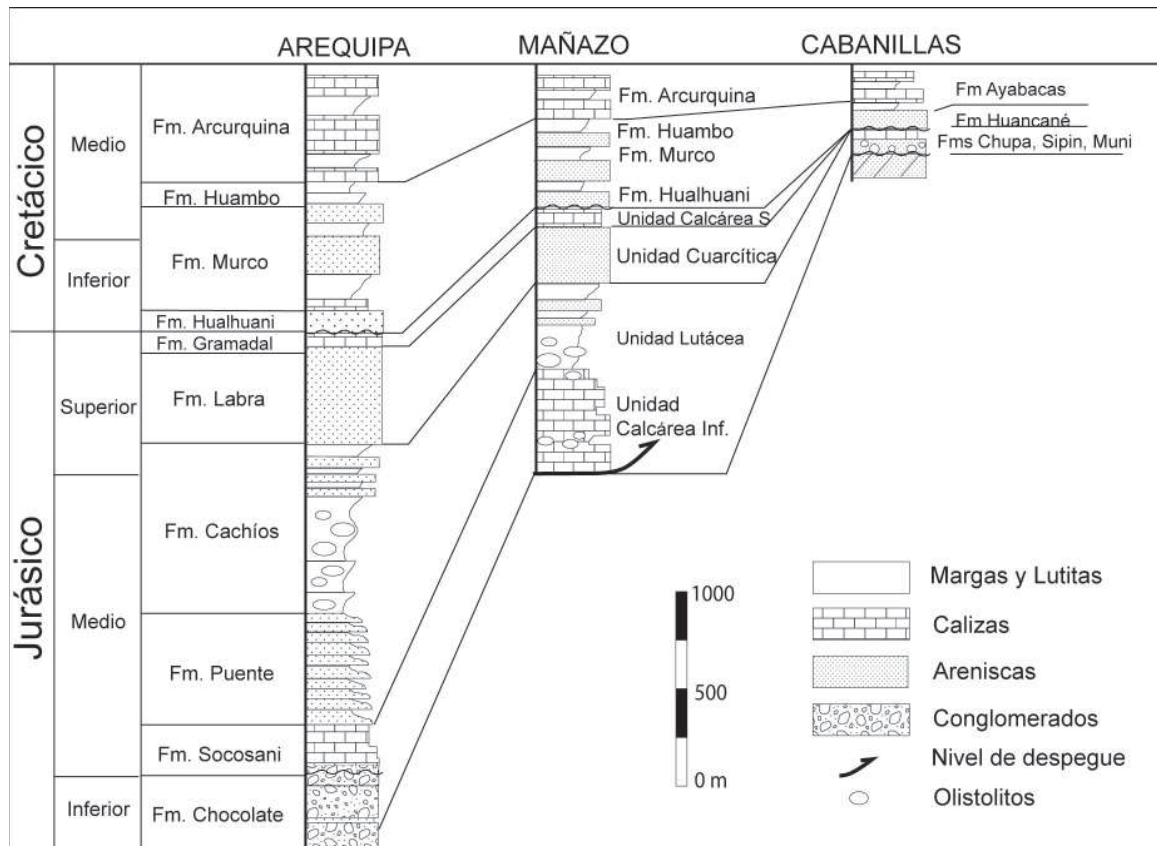


Figura 10. Correlaciones entre las unidades del relleno sedimentario de la cuenca Arequipa, en Yura (Arequipa), Mañazo y Cabanillas. Modificado de Jaillard y Santander (1992).

profunda, como se observa en Jallocollo y Mañazo (Batty y Jaillard, 1989).

La serie cretácica

En la serie cretácica se ha reconocido las formaciones clásicas de la cuenca de Arequipa (Benavides, 1962; Vicente, 1981; Jaillard y Santander, 1992), sin embargo, ellas presentan facies intermedias con las unidades equivalentes del Altiplano Occidental definidas por Newell (1949) y utilizadas por muchos autores (Portugal, 1974; Vicente, 1989). Jaillard y Santander (1992) proponen utilizar la terminología de la cuenca Arequipa para los depósitos cretácicos (Fig. 9).

Las formaciones Hualhuani y Murco fueron definidas por Jenks (1948) y Benavides (1962) en la zona de Arequipa y reconocidas en Mañazo por Portugal (1974) bajo el nombre de Formación Huancané. Son 400 m de cuarcitas blancas en bancos potentes y masivos, intercaladas con lutitas rojas, depositadas en un ambiente fluvial a deltaico. No se han encontrado fósiles, pero se consideran de

edad valanginiana-aptiana (Batty y Jaillard, 1989).

La Formación Huambo ha sido reconocida en la zona de Mañazo (Batty y Jaillard, 1989; Jaillard y Santander, 1992) pero de forma restringida. Se caracteriza por lutitas con yesos que sobreyacen a las areniscas de la Formación Murco. Estas rocas se correlacionan con la Formación Huambo definida en Arequipa y cuya edad correspondería al Aptiano superior-Albiano basal (Batty y Jaillard, 1989). También se ha identificado calizas en bancos masivos con espesores mayores a 300 m y se les asigna una edad albiana-turoniana y se atribuyen a la Formación Arcurquina (Fig. 9).

Alto Cusco-Puno

La sección de Cabanillas, ubicada 15 km al noroeste de Mañazo (Figs. 8 y 10) ha sido descrita por Newell (1949), Laubacher (1978), Klinck et al. (1986) y Batty y Jaillard (1989), y expresa muy bien la sedimentación ocurrida en este dominio.

La Formación Chupa (Ellison et al., 1985; Klinck et al., 1986) descansa en discordancia

angular sobre varios niveles del Paleozoico y consiste en 50 a 100 m de conglomerados aluviales con guijarros de cuarcitas paleozoicas (Laubacher, 1978; Batty y Jaillard, 1989). La unidad puede estar ausente en Juliaca, Pirin y al sur del poblado de Pucará. Las paleocorrientes indican direcciones de transporte hacia el este en Cabanillas, y hacia el sur en Chupa (Batty y Jaillard, 1989). La presencia de diques clásticos demuestra una extensión tectónica de dirección ONO-ESE. La edad de esta formación no es conocida, pero se atribuye al Kimmeridgiano por correlaciones regionales (Batty y Jaillard, 1989; Sempere, 1994). Sin embargo, esta unidad parece más antigua ya que estando bajo las calizas Sipin, ahora datadas del Jurásico inferior (Sempere et al., 2000, 2004), fue atribuida por los mismos autores al Grupo Mitu, aunque sus características son diferentes, y además no existe ningún afloramiento de este grupo en las zonas cercanas. Por otro lado, se ha registrado una asociación de la Formación Chupa con las formaciones Sipin y Muni, que están en discordancia sobre el Paleozoico y bajo el Huancané (Fig. 11). Por todo ello se plantea que la Formación Chupa sería un equivalente de la Formación Chocolate del Sinemuriano-Pliensbachiano (Fig. 10) y que marca la individualización del alto Cusco-Puno y la cuenca Putina.

La Formación Sipin (Newell, 1949) tiene una potencia de 20 a 100 m y se presenta en forma muy variable. Se caracteriza por la alternancia de calizas o dolomías, lutitas rojas, niveles margosos, niveles arenosos localmente micro-conglomeráticos (Cabanillas), y ocasionales lentes de yeso como en Pirin. De manera general, es más delgada al suroeste de Juliaca, donde puede faltar. El ambiente de depositación incluye medios marinos someros, lagoon y sabkha. En todos los lugares la formación está afectada por una fuerte tectónica sinsedimentaria distensiva (NO-SE a ONO-ESE), cuya intensidad parece ser máxima cerca de Chupa (Batty y Jaillard, 1989). La formación ha proporcionado braquiópodos del Jurásico superior-Cretácico inferior (Empresa Petrolera Fiscal, informe inédito), sin embargo, en las calizas marinas de la Formación Sipin (borde norte de la cuenca Putina y límite con el alto Cusco-Puno, al norte de Juliaca), cuyo espesor es 30 m, J. Cárdenas encontró equínidos que Sempere et al. (2000, 2004) identificaron como del género *Diademopsis* sp. que indica el intervalo Retiano-Bajociano inferior (Thierry et al., 1997). En

consecuencia, esta unidad de poco espesor se puede correlacionar con una parte de la Unidad Calcárea Inferior del Grupo Lagunillas y con la Formación Socosani (Fig. 10).

La Formación Muni (Newell, 1949) está compuesta por lutitas rojas que alternan con capas de areniscas rojizas con ripples y capas de calizas. La unidad tiene unas decenas de metros de potencia en Cabanillas, está ausente en Juliaca y su espesor incrementa notablemente al noreste de esta ciudad, donde no excede los 50 m. El medio de depositación es marino muy somero a intertidal, pero la unidad incluye niveles conglomerádicos fluviales al suroeste, en Cabanillas. La escasa fauna marina (trigonias, ostreas y otros pelecípodos) indicaría el Jurásico terminal o más bien el Dogger terminal (Newell, 1949). Numerosos indicios de extensión sinsedimentaria NO-SE a ONO-ESE están presentes en la unidad (Batty y Jaillard, 1989). Asumiendo una edad del Dogger superior, Sempere et al. (2000, 2004) la correlacionan con las lutitas calovianas de la Unidad Lutácea del Grupo Lagunillas que tiene un espesor de 500 m (Fig. 10).

La Formación Huancané del Altiplano occidental (Newell, 1949) o Angostura (Klinck et al., 1986) tiene un espesor cercano a 100 m y descansa, en Cabanillas, en ligera discordancia angular sobre la unidad precedente o sobre la Formación Sipin (Hacienda Huerta, Fig. 11), mientras que en Juliaca y al sur del poblado Pucará yace en discordancia sobre el Paleozoico superior. Más al noreste, en la cuenca Putina, el paso es rápido y concordante con la Formación Muni (Batty y Jaillard, 1989) y aumenta fuertemente el espesor hasta más de 500 m como en Moho. Está constituida por areniscas a veces conglomeráticas de medio fluvial y también existen niveles eólicos como los que se ven en La Raya, en el límite entre los departamentos de Puno y Cusco. Las paleocorrientes indican que el sentido predominante de transporte es hacia el sur. Esta unidad es azoica pero se correlaciona con las formaciones Hualhuani y Murco del Cretácico inferior (Batty y Jaillard, 1989), lo que muestra que faltaría todo el Jurásico superior, cuya existencia está comprobada en la cuenca Arequipa y su borde noreste, representado por las formaciones Labra y Gramadal (Fig. 10).

Los estudios paleogeográficos muestran que el sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo, que

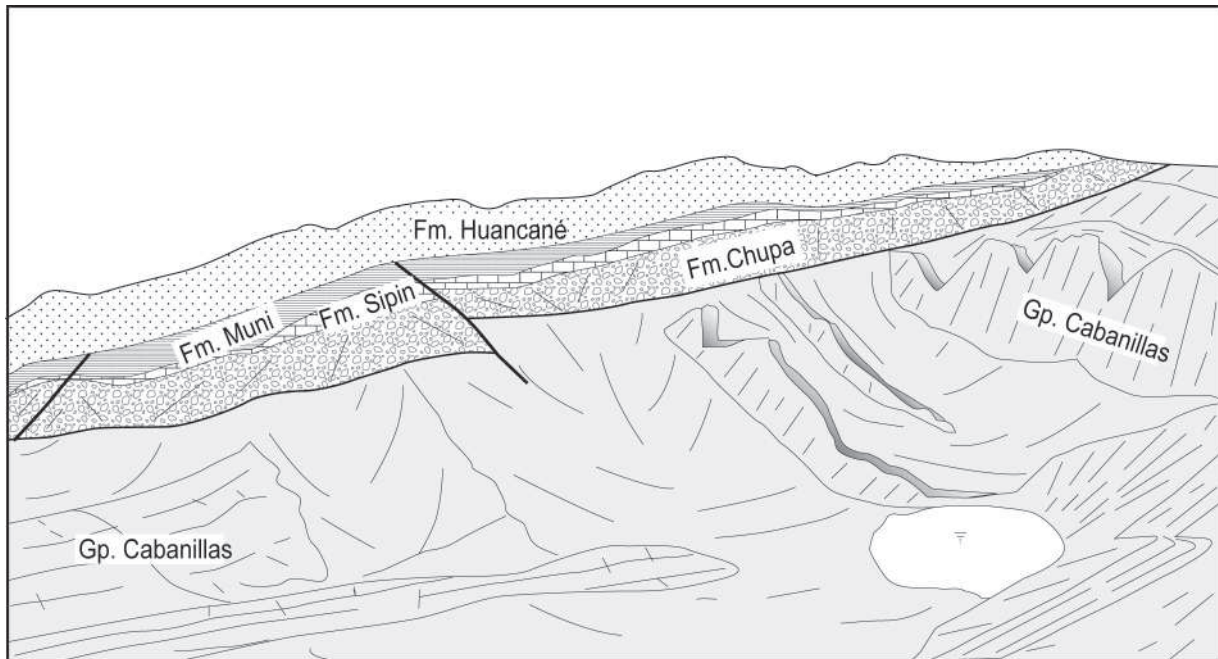


Figura 11. Relaciones de contacto entre las formaciones Chupa Sipin y Muni con el Paleozoico inferior y con la Formación Huancané suprayacente, en la Hacienda Huertas (Batty y Jaillard, 1989).

aparece ahora como una falla inversa, en realidad era un sistema de fallas normales que controlaron la sedimentación durante el Jurásico y el Cretácico, separando el borde noreste de la cuenca Arequipa del alto Cusco-Puno. Así, durante el Sinemuriano-Pliensbachiano comenzó la individualización de la cuenca, en este caso de su borde noreste y un alto estructural que la separa de la cuenca Putina. En el borde noreste de la cuenca Arequipa hay un hundimiento importante reflejado en depósitos hemipelágicos, mientras que en el alto Cusco-Puno se desarrollan depósitos aluviales. Este esquema se repite durante el Sinemuriano y Caloviano, aunque las transgresiones alcanzan tanto a la cuenca como el alto, pero con depósitos de espesores y facies diferentes controlados por el sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo. Posteriormente, durante el Jurásico superior el alto se levantó más y por ello no se encuentran depósitos de la Formación Labra ni las calizas Gramadal del Jurásico superior, ya que la Formación Huancané se halla en discordancia sobre la Formación Muni o el Paleozoico.

Actualmente, este sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo es una serie de escamas tectónicas de pliegues y cabalgamientos con vergencia norte y noreste que resulta de una deformación polifásica (Jaillard y Santander, 1992). La zona de escamas se debe a la inversión tectónica durante la compresión

andina, particularmente eocena, de fallas normales y de rumbo que han controlado la cuenca Arequipa separándola del alto Cusco-Puno. El estilo de la deformación corresponde a una tectónica de cobertura con un nivel de despegue situado en la base sinemuriana del Grupo Lagunillas (Jaillard y Santander, 1992). El sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo es el límite actual entre el borde norte de la Cordillera Occidental y el Altiplano occidental.

REGIÓN DE CURAHUASI

El estudio de los afloramientos mesozoicos de la región de Curahuasi (Ligarda, 1989; Ligarda et al., 1991) pone en evidencia la existencia de dos dominios paleogeográficos de dirección E-O, separados por las fallas de Abancay y Curahuasi, que son parte del sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo (Carlotto, 1998). El primer dominio corresponde al borde norte de la cuenca Arequipa (actual borde norte de la Cordillera Occidental), y el segundo al alto Cusco-Puno (actual Altiplano). Depósitos marinos de edad jurásica de los grupos Lagunillas y Yura han sido reconocidos sobre el borde norte de la Cordillera Occidental (Fig. 12), en tanto que en el Altiplano afloran depósitos principalmente continentales, muy reducidos, que indican que la sedimentación comenzó a funcionar solo en el Cretácico inferior.

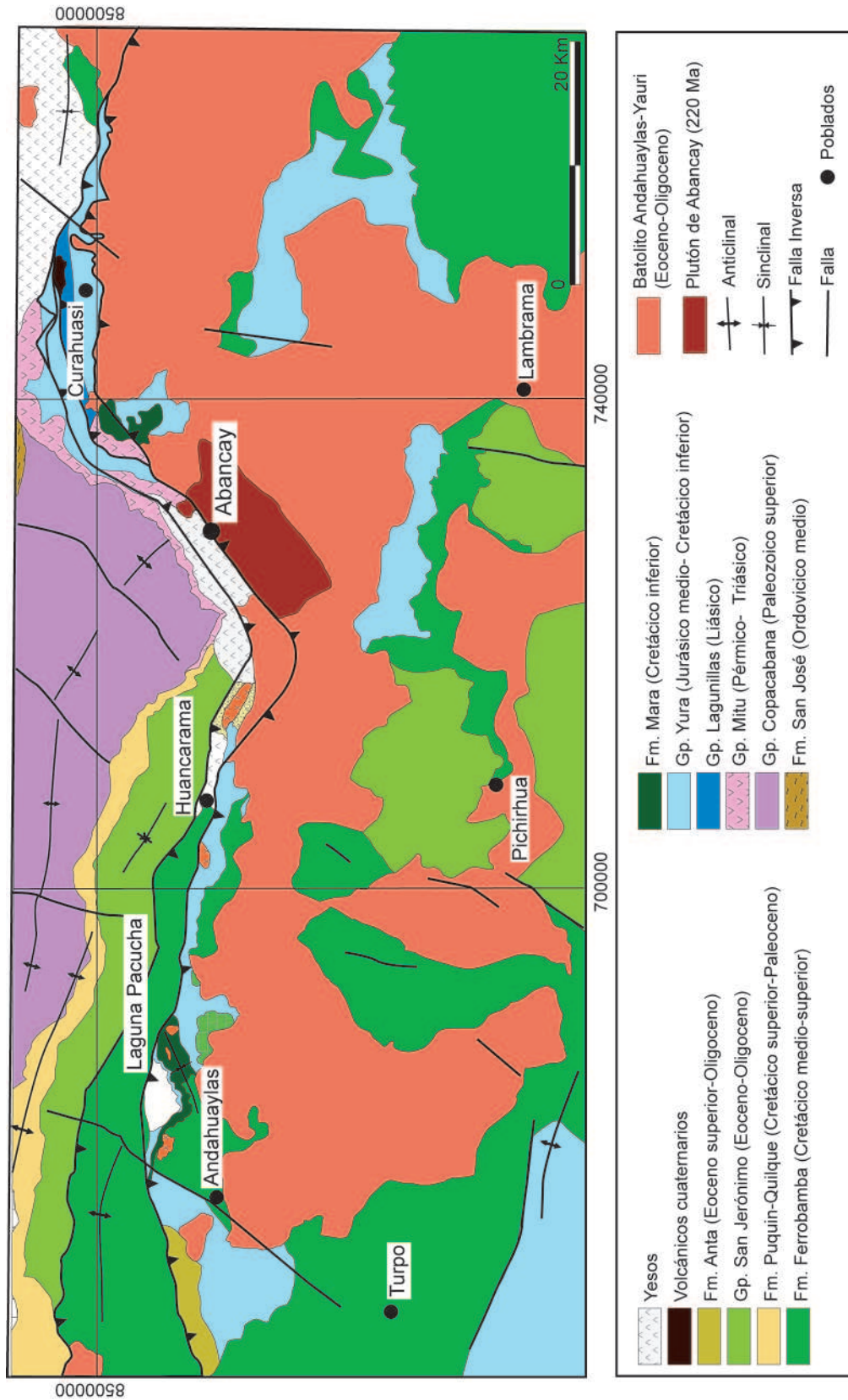


Figura 12. Mapa geológico de Curahuasi-Abancay-Andahuaylas que muestra los afloramientos de los grupos Lagunillas y Yura.

Borde norte de la cuenca Arequipa

Grupo Lagunillas

El Grupo Lagunillas de Curahuasi está conformado por más de 350 m de calizas bioclásticas y lutitas grises a negras (Fig. 13). La presencia de *Asteroceras* sp. indica una edad sinemuriana superior para la parte inferior, mientras que en la parte superior los ammonites son atribuidos al Bajociano (Ligarda, 1989). Las calizas y lutitas se depositaron en un medio marino hemipelágico. La cuenca estuvo caracterizada por una subsidencia en extensión, como lo demuestran las fallas normales sinsedimentarias que afectan a la unidad (Ligarda, 1989). El Grupo Lagunillas de Curahuasi corresponde a la Unidad Calcárea Inferior de Mañazo-Puno (Fig.13).

Grupo Yura

El Grupo Yura de Curahuasi está dividido en 3 unidades (Ligarda, 1989). La base (mayor de 500 m) es una serie de 120 m de lutitas negras carbonosas y piritosas intercaladas con margas, calizas y areniscas (Fig. 13), donde se distingue la presencia de slumps (Ligarda, 1989). Los fósiles existentes son indeterminados. Los sedimentos se depositaron en un medio hemipelágico y de talud con una paleopendiente hacia el sur (Ligarda, 1989). Por su posición estratigráfica y por correlación con la región de Puno, esta unidad es atribuida al Caloviano y se correlaciona con la Unidad Lutácea de Mañazo, Puno, y con las formaciones Puente y Cachios de Arequipa.

La parte media (mayor de 200 m) contiene

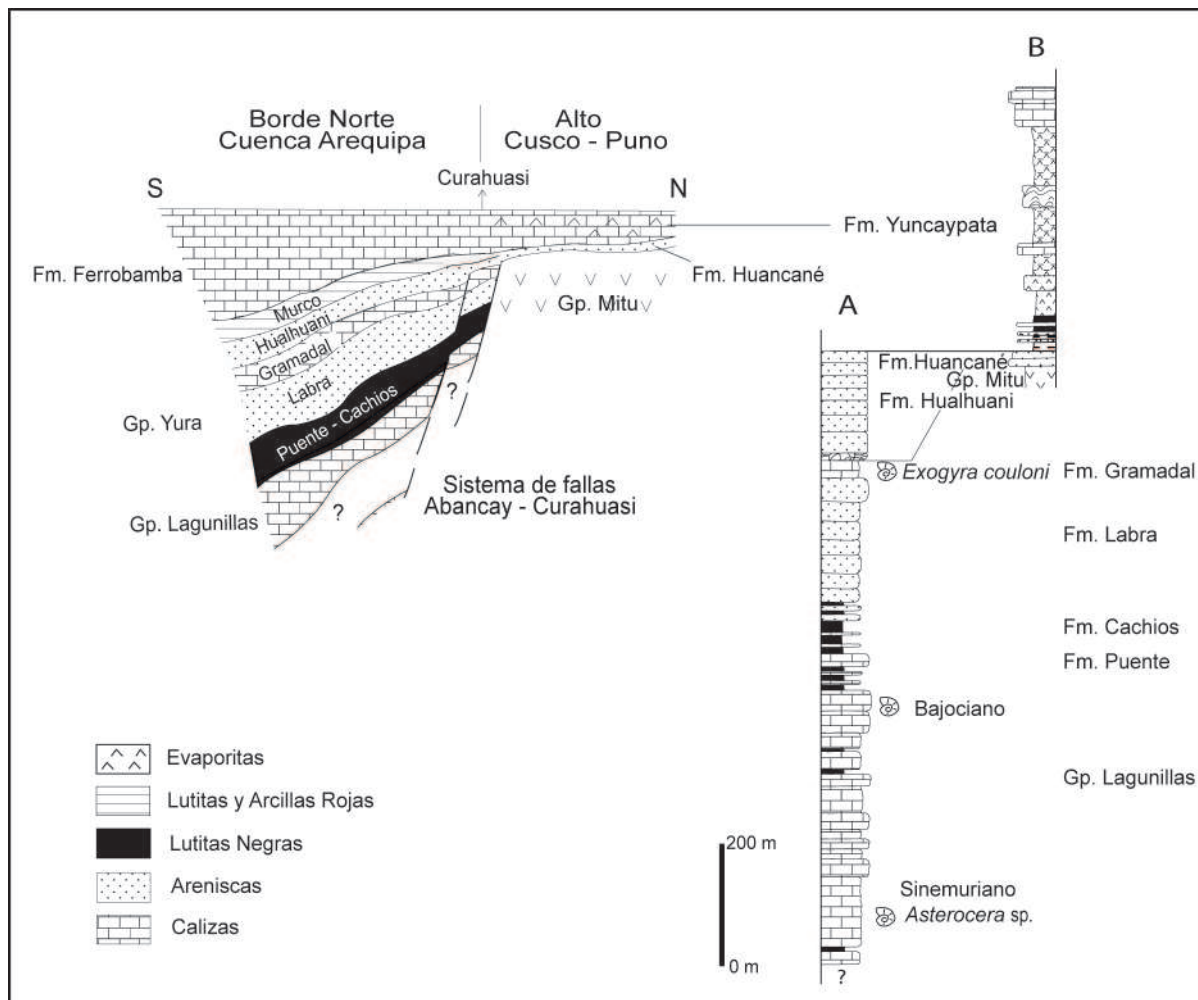


Figura 13. Columnas estratigráficas de Curahuasi y sección paleogeográfica que muestran el borde norte de la cuenca Arequipa (A) y el alto Cusco-Puno (B). Tomado de Ligarda et al. (1991).

cuarcitas blancas con laminaciones oblicuas y capas delgadas de lutitas depositadas en un medio ambiente marino de plataforma litoral, que indica el relleno de la cuenca. Esta parte de la serie puede correlacionarse con la Unidad Cuarcítica de Mañazo-Puno y con la Formación Labra del Oxfordiano-Kimmeridgiano de Arequipa (Fig. 13).

La parte superior corresponde a una unidad calcárea de unas decenas de metros que aflora entre quebrada Honda y puente Cunyac, que es seguida por cuarcitas de la parte superior del Grupo Yura (Fig. 13). Es posible que en este nivel calcáreo Gerth (citado en Steinmann, 1929) haya encontrado un nivel de *Exogyra couloni* de edad jurásica terminal-cretácea inferior. Ligarda (1989) considera que el nivel calcáreo sería del Titoniano inferior y equivalente a las calizas de la Formación Gramadal situada en la misma posición y datada en Arequipa (Chávez, 1982; Batty y Jaillard, 1989). Las cuarcitas superiores (mayores de 300 m) son del Cretácico inferior y corresponden a la Formación Hualhuani, denominada localmente Formación Soraya (Pecho, 1981).

Alto Cusco-Puno

En Curahuasi, en la parte que corresponde al dominio Altiplano, y al norte del sistema de fallas Abancay y Curahuasi que son parte del sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo, afloran unidades poco espesas sobre un substrato paleozoico (Fig. 13).

Se atribuye a la Formación Huancané (Cretácico inferior) una secuencia que sobreyace en fuerte discordancia de erosión a las rocas volcánicas del Grupo Mitu (Permo-Triásico). Se trata de areniscas cuarzosas de 12 m de espesor cuya base está caracterizada por unos conglomerados con clastos de cuarcitas y pequeñas intercalaciones de lutitas verdes. Presenta laminaciones oblicuas típicas de medios fluviales (Ligarda, 1989; Ligarda et al., 1991) y se correlaciona con la Formación Hualhuani o Soraya del borde norte de la cuenca Arequipa.

La Formación Yuncaypata de Curahuasi sobreyace en aparente concordancia a la Formación Huancané y está conformada por tres unidades (Ligarda, 1989; Ligarda et al., 1991). La unidad basal de 25 m está constituida por lutitas, margas y dolomías de colores rojos y amarillentos. Luego una unidad inferior de 265 m de areniscas cuarzosas, intercaladas con lutitas negras, lutitas

rojas con yesos, un primer nivel calcáreo delgado y más de 150 m de yesos. Finalmente se encuentra la unidad calcárea de 47 m con facies mudstones y wackstones con bioclásticos, bien estratificadas con bioturbación y estromatolitos. Esta unidad se halla fuertemente plegada y recuerda una deformación sinsedimentaria, por lo que se correlaciona con las calizas Ayabacas del Albiano-Turoniano del Altiplano de Cusco y Puno, y con las calizas de Ferrobamba o Arcurquina del borde norte y de la cuenca Arequipa.

Las reconstrucciones realizadas por Ligarda (1989) y Ligarda et al. (1991) muestran dos zonas paleogeográficas en el Mesozoico, una que corresponde al alto estructural Cusco-Puno donde la sedimentación jurásica no está presente y el Cretácico es poco espeso, y otra en el borde norte de la cuenca Arequipa donde los sedimentos son más antiguos, con calizas de edad sinemuriana depositadas en medios hemipelágicos, que se hacen cada vez más someros e indican el relleno de la cuenca en el Cretácico inferior. El límite entre estos dos dominios corresponde a un sistema de fallas denominados Abancay y Curahuasi que jugaron como normales y de rumbo durante el Jurásico y el Cretácico, separando la cuenca del alto y además controlando la sedimentación (Fig. 13). Durante el Cenozoico el sistema de fallas Abancay y Curahuasi—que son parte del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo—jugaron como fallas de rumbo en transpresión, y luego en el Eoceno superior como inversas haciendo cabalgar el borde norte de la cuenca sobre el alto Cusco-Puno (Ligarda, 1989; Carlotto, 1998). El nivel de despegue corresponde a las lutitas negras del Sinemuriano de la base del Grupo Lagunillas (Ligarda, 1989). La tectónica es de basamento y además estas fallas han favorecido el emplazamiento de los intrusivos eoceno-oligocenos del batolito Andahuaylas-Yauri (Carlotto, 1998).

REGIÓN ABANCAY-ANDAHUAYLAS

Entre Abancay y Andahuaylas (Fig. 14) se ha cartografiado frecuentemente una potente secuencia de calizas atribuidas al Grupo Pucará sin criterios paleontológicos ni estratigráficos. En realidad, estas calizas que tienen espesores mayores a 400 m corresponden a la Formación Ferrobamba (Albiano-Turoniano) y cabalgan sobre capas rojas con carofitas del Cretácico superior y areniscas del Eoceno-Oligoceno (Carlotto et al., 2006) y no del Grupo

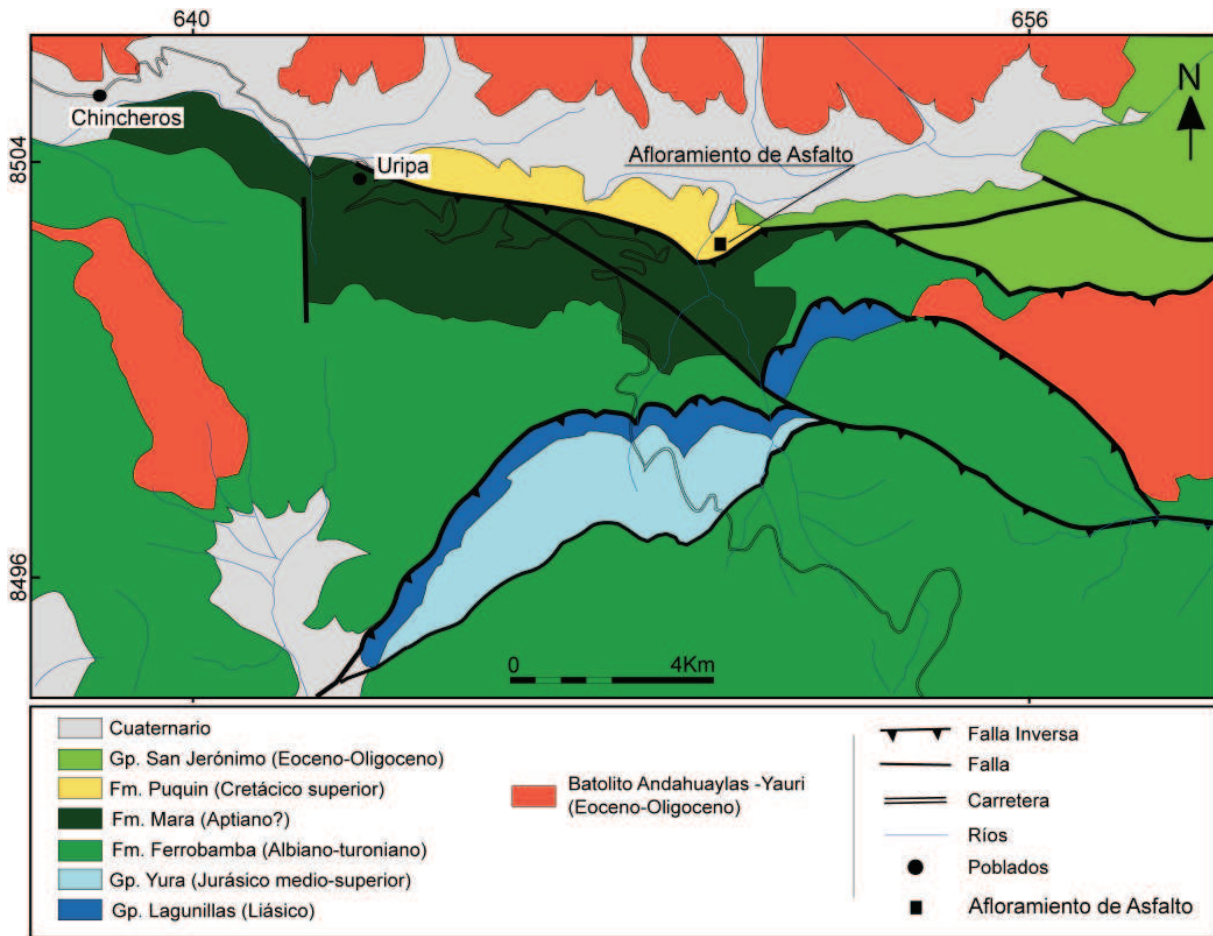


Figura 14. Mapa geológico de Chincheros que muestra los afloramientos jurásicos y cretácicos.

Mitu del Permo-Triásico. Anteriormente se pensaba que las calizas sobreyacían estratigráficamente a las capas rojas que entonces eran consideradas del Permo-Triásico y en consecuencia las calizas eran mal atribuidas al Grupo Pucará (Marocco, 1977).

Los cabalgamientos han sido los frentes de las cuencas de antepaís donde se depositaron estas capas rojas eocenas-oligocenas del Grupo San Jerónimo. Estos cabalgamientos corresponden al sistema Abancay-Andahuaylas-Totos y son la prolongación del sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo. En Cusco y Puno las capas rojas eoceno-oligocenas se depositaron en el alto estructural mesozoico denominado Cusco-Puno al frente de estos cabalgamientos. Durante el Mesozoico, la sedimentación de las rocas jurásicas y de la Formación Ferrobamba (Arcurquina) fue controlada por el sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo, que en esa época actuó como fallas normales.

En el kilómetro 23 de la antigua carretera

Andahuaylas-Hacienda Cundorpampa-Chinchero (Fig. 14), en una escama tectónica a manera de una ventana, afloran rocas sedimentarias constituidas por calizas y areniscas cuarzosas blancas con laminaciones oblicuas. Bajo estos afloramientos, Cabrera (1963) encontró *Rynchonella* cf. *R. tetraedra*, que es característico del Liásico inferior. En consecuencia pensamos que las calizas pueden ser un equivalente del Grupo Lagunillas y las areniscas del Grupo Yura.

Más al sur, en el área de Chalhuanca, el Grupo Yura tiene las formaciones Chuquibambilla y Piste (Pecho, 1981) cuya información bioestratigráfica sugiere depósitos marinos del Caloviano-Oxfordiano equivalentes de las formaciones Puente, Cachios y Labra.

REGIÓN DE RÍO GRANDE Y CHALA

En la región de Río Grande y Chala, en la costa de Ica, afloran las unidades volcano sedimentarias

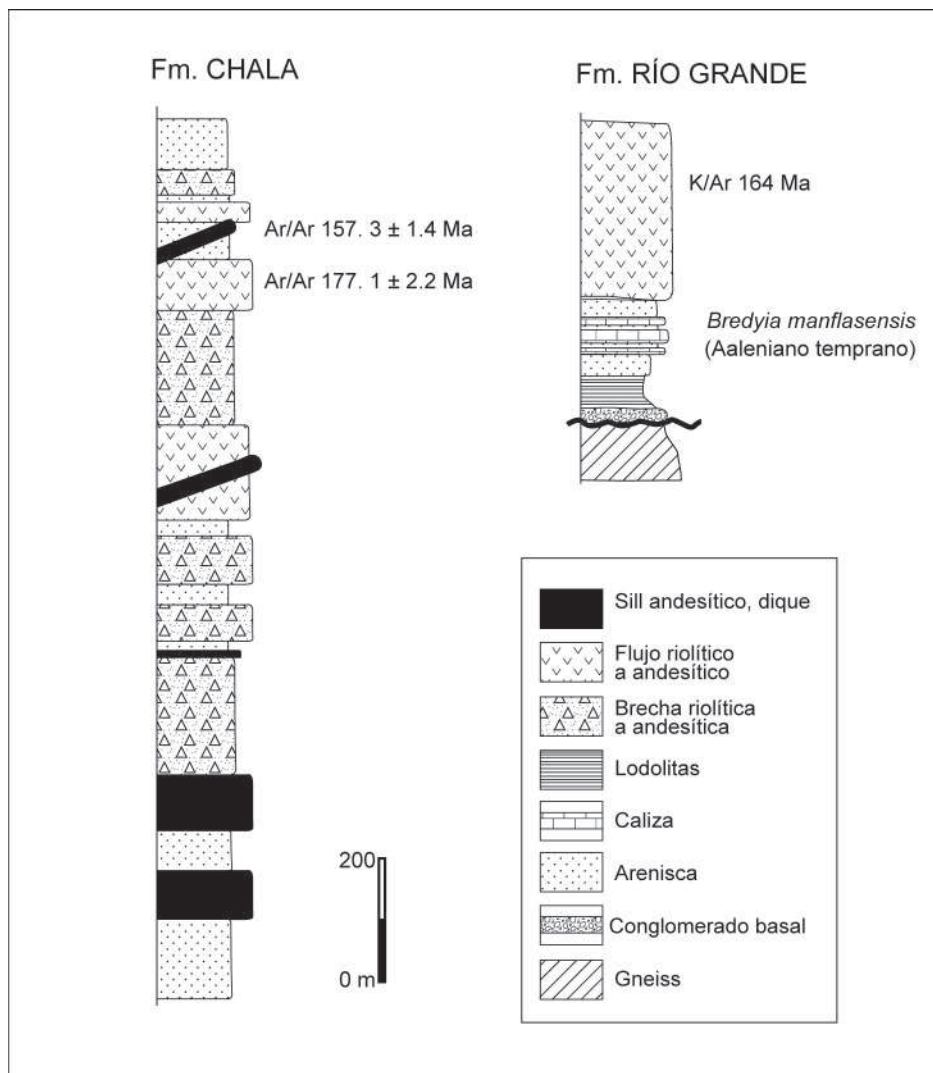


Figura 15. Columnas estratigráficas de las formaciones Chala y Río Grande. Tomado de Romeuf et al. (1993).

del Jurásico medio denominadas formaciones Chala y Río Grande (Fig. 15) (Rüegg, 1957; Aguirre y Offler, 1985; Aguirre, 1988; Soler, 1991). En cambio, ninguna roca del Jurásico medio ha sido reconocida hasta ahora sobre la costa del centro de Perú. Aparentemente tampoco pasan más al sur ya que, como se mostró líneas arriba, la Formación Guaneros considerada equivalente de las formaciones mencionadas, no sería otra cosa que parte de la Formación Chocolate del Jurásico inferior. Sin embargo, en el Jurásico medio hubo actividad plutónica relativamente importante en la región de Ilo entre 180 y 165 Ma (McBride, 1977; Sánchez, 1983; Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986; Clark et al., 1990).

La Formación Río Grande

La Formación Río Grande sobreyace en discordancia sobre las calizas, filitas y pizarras del Paleozoico (Rüegg, 1957; Aguirre y Offler, 1985; Aguirre, 1988) o gneis precámbricos (Romeuf et al., 1993). Tiene 3000 a 4500 m de espesor y está compuesta por una serie esencialmente volcánica de andesitas, basaltos así como tobas, aglomerados, brechas y conglomerados vulcanogénicos; en la parte inferior están intercaladas con niveles sedimentarios de areniscas y grauwacas con plantas, calizas a veces arrecifales, y lutitas localmente bituminosas, con fósiles que indican el Aaleniano-Bajociano (Rüegg, 1957; Caldas, 1978). Los sedimentos han proporcionado restos de plantas y ammonites como

¿*Hammatoceras alleoni*? (revisada en *Bredya* sp. por Hillebrandt y Westermann, 1985) y *Plannamatoceras* sp. aff. *P. planinsigne*, que indicaría el Bajociano inferior (Rüegg, 1957; Szekely, 1967), o más bien el Aaleniano inferior y medio (Westermann et al., 1980; Hillebrandt y Westermann, 1985). La presencia en la zona de *Bredya manflasensis* del Aaleniano inferior (Fig. 15) ha sido confirmada en la base de la formación (Romeuf et al., 1993). Su edad es aaleniana y podría alcanzar el Bajociano inferior. La unidad está recortada por numerosos sills y diques andesíticos porfiríticos (Caldas, 1978). La parte superior de la Formación Río Grande está constituida por unos 2000 m de rocas volcánicas calco-alcalinas y descansa en discordancia angular sobre la parte inferior fosilífera (Romeuf, 1994). Se ha calculado una edad de 164 ± 4 Ma (Caloviana) mediante el método K/Ar (roca total) a partir de una muestra alterada que proviene de una colada andesítica (podría tratarse de un sill frecuente en esta unidad) ubicada encima de la zona de *Bredya* sp. (Aguirre y Offler, 1985; Aguirre, 1988).

Formación Chala

La Formación Chala aflora en el sector del mismo nombre y se trata de una serie volcano sedimentaria de más de 1 500 m. La base está formada de areniscas y lutitas, siendo esencialmente sedimentaria y roja, mientras que la parte superior es más bien volcánica y está constituida por coladas basálticas y andesíticas de color rojo ladrillo, muy porfirítico, así como por ignimbritas y brechas dacíticas (Romeuf, 1994). Estas rocas son de naturaleza calco-alcalina. Una colada de andesita basáltica ha sido datada por el método Ar/Ar (roca total) en 177 ± 2 Ma (Roperch y Carlier, 1992), y recortada por cuerpos intrusivos hipovolcánicos de tipo sills y diques de la misma naturaleza y del mismo aspecto que las coladas. Uno de esos intrusivos ha sido datado por el mismo método en 157 ± 1 Ma (Roperch y Carlier, 1992). En consecuencia la Formación Chala tiene una edad aaleniana-bajociana.

EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA DE LA CUENCA AREQUIPA: LIÁSICO-CRETÁCICO TEMPRANO

En el sur del Perú los movimientos tectónicos en extensión del Jurásico inferior dieron inicio a la creación de la cuenca occidental sur peruana o cuenca Arequipa. Estos movimientos tectónicos se producen en un contexto de subducción (Fig. 16)

que comenzó posiblemente en el Hettangiano. En efecto, en la costa se desarrolla un arco magmático que deposita cientos y hasta miles de metros de rocas volcánicas de las formaciones Junerata-Pelado y Chocolate, cuyas partes media y superior contienen sedimentos marinos que datan el Sinemuriano-Pliensbachiano. Asimismo, en la región de Arequipa, cuerpos intrusivos calco-alcalinos en relación al arco magmático se emplazan desde el Hettangiano hasta el Pliensbachiano, entre 196 y 182 Ma (Beckinsale et al., 1985; Mukasa y Tilton, 1985; Mukasa, 1986).

Detrás del arco Chocolate se desarrolla la cuenca de tras-arco que limita con el primero mediante el sistemas de fallas NO-SE Cincha-Lluta. La transgresión sinemuriana recubre y erosiona las rocas volcánicas de la Formación Chocolate, y las calizas se interdigitan con los conglomerados de conos aluviales y ríos proximales que se producen entre el arco y el borde de la cuenca. Este último es controlado en Arequipa por el sistema Cincha-Lluta y más al sur por el sistema Incaquiquio.

La transgresión sinemuriana-pliensbachiana invade toda la cuenca de Arequipa, desde la zona de arco (Formación Pelado), el borde suroeste (Formación Chocolate), hasta su borde noreste y norte donde se depositan potentes calizas hemipelágicas de la Unidad Calcárea Inferior del Grupo Lagunillas de Mañazo y Curahuasi. La transgresión ocurrió en un contexto de extensión ya que fallas normales sinsedimentarias que controlan la sedimentación están asociadas al sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo que en ese momento actuaba de manera normal, separando el borde noreste de la cuenca al oeste, del alto estructural Cusco-Puno al este, es decir, en el mismo momento que empieza a individualizarse la cuenca Arequipa se individualiza también el alto Cusco-Puno y más al este, la cuenca Putina (Fig. 16), en este caso separada del alto por el sistema de fallas Urcos-Sicuani-Ayaviri. En efecto, en el alto y sobre todo en el límite del alto con la naciente cuenca Putina, se forman conos aluviales, se depositan conglomerados e incluso se desarrollan olistolitos en la formación Chupa.

Durante el Hettangiano se produjo un hundimiento tectónico de la cuenca Pucará, en el centro del Perú, que ocasionó cambios de facies y espesores, y además una discordancia entre las formaciones Chamberá y Aramachay. Si correlacionamos estos

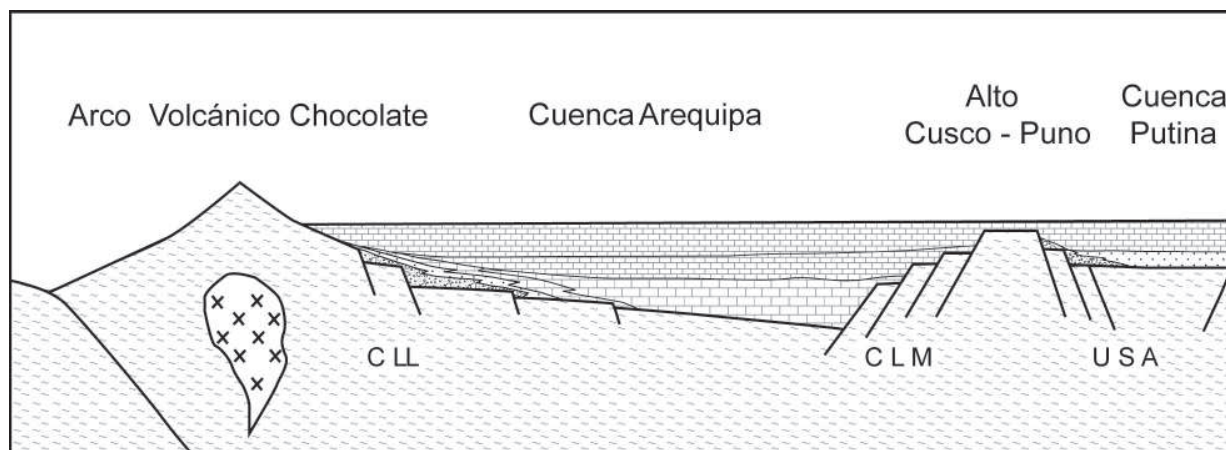


Figura 16. Esquema paleogeográfico de la evolución de la cuenca Arequipa, el alto Cusco-Puno y la cuenca Putina durante el periodo Hettangiano-Bajociano (Formaciones Chocolate y Socosani/Sipin). C LL: Sistema de fallas Cincha-Lluta; C LM: Sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo; U S A: Sistema de fallas Urcos-Sicuani-Ayaviri.

movimientos con los que crearon la cuenca Arequipa y el alto Cusco-Puno, entonces diríamos que estos tuvieron carácter regional.

La transgresión toarciana alcanza no solamente la zona del arco volcánico (Formación San Francisco) que aparentemente ya no produce actividad volcánica, sino toda la cuenca que sufre otro evento tectónico extensivo importante, que se inició en el Toarciano inferior produciendo grabenes y horsts a diferentes escalas en la Formación Socosani y también una importante subsidencia tectónica (Vicente et al., 1982). La tectónica del Toarciano basal produjo en Arequipa la discordancia entre las formaciones Chocolate y Socosani, en tanto que en el borde noreste, en Mañazo-Lagunillas, desarrolló olistolitos en las calizas toarcianas de la Unidad Calcárea Inferior, y fallas normales sinsedimentarias en Curahuasi, sugiriendo también que la inestabilidad tectónica tenía un carácter regional (Jaillard et al. 2000). En la parte que corresponde a la cuenca oriental del sur del Perú, actual Cordillera Oriental, durante el Toarciano-Aaleniano se emplazaron rocas volcánicas e intrusivos con afinidad alcalina a peralcalina del Grupo Allinccápac (Kontak et al., 1990). Sienitas de este conjunto dan una edad K/Ar sobre biotitas de 184.2 Ma, límite Pliensbachiano-Toarciano (Stewart et al., 1974), y 174.7 ± 3.6 Ma, Aaleniano (Kontak et al., 1990). El significado geológico del complejo peralcalino de Allinccápac (Macusani) es todavía incierto, pero indica un magmatismo que proviene del manto y de la fusión de la corteza durante el

Toarciano-Aaleniano (Kontak et al., 1990), en una época de intensa actividad tectónica distensiva.

En la cuenca Pucará el Toarciano corresponde al periodo de paso transicional o discordante entre las calizas de las formaciones Condorsinga y Chunumayo.

La sedimentación carbonatada del Toarciano-Bajociano (San Francisco-Socosani) continúa en toda la cuenca, aunque de manera restringida sobre el alto de la zona de la costa (arco volcánico extinto) delimitada por el sistema de fallas Islay-Ilo, donde la Formación San Francisco tiene poco espesor (20-30 m) y tiende a desaparecer (Acosta et al., 2008). Igualmente, en el alto Cusco-Puno la sedimentación es restringida y las calizas de poco espesor de la Formación Sipín (20-40 m) se depositan, y donde también se registran evidencias de actividad tectónica como fallas normales sinsedimentarias que indican esfuerzos NO-SE. Sin embargo, las evidencias más importantes de la tectónica se encuentran en Arequipa donde la Formación Socosani está afectada por grabenes y horsts, incluso con cambios de facies y espesores importantes como los que se ven entre Yura somero (200 m) y La Capilla (Chapi), que de somero pasa a hemipelágico y a más de 1000 m (Vicente et al., 1982). El sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo que separa el alto Cusco-Puno del borde noreste de la cuenca Arequipa determina que existan cambios importantes de espesores y de facies en las calizas Sipín y en la Unidad Calcárea Inferior del Grupo Lagunillas.

En el Aaleniano-Bajociano, en el borde norte de la cuenca (Alto Totos-Paras) las calizas Chunumayo se depositaron en un contexto extensivo que produjo fallas normales sinsedimentarias y cambios de espesores y olistolitos. En este momento comenzó a diferenciarse y a separar la cuenca Pucará de la cuenca Arequipa, y se inició la tectónica distensiva y el hundimiento que luego dará lugar a la cuenca turbidítica batoniana-caloviana (Fig. 7).

En el Aaleniano-Bajociano se desarrolló una actividad volcánica importante en la parte noroeste de la cuenca Arequipa, en la región de Ica, donde las formaciones Río Grande y Chala materializaron la actividad volcánica calco-alcalina depositada en medio continental a marino poco profundo de plataforma litoral. Este arco volcánico edificado en el borde de la margen andina permite suponer la existencia de una subducción oblicua (Romeuf, 1994) y no puramente transformante como lo proponían ciertos autores (Aspden et al., 1987; Jaillard et al., 1990). Este evento volcánico solo es reconocido hasta Atico y aparentemente no llega más al sur, donde hay registro de una actividad plutónica calco-alcalina relativamente importante en la región de Ilo, entre 180 y 165 Ma (McBride; 1977; Sánchez, 1983; Beckinsale et al., 1985; Mukasa, 1986; Clark et al., 1990).

Durante el Bajociano superior una extensión importante produjo el hundimiento tectónico y una profundización importante de la cuenca de Arequipa, dando lugar a la creación de la cuenca turbidítica profunda de Arequipa (Batoniano-Caloviano). Depósitos calcáreos bajocianos, de aguas someras, están abruptamente sobreyacidos por facies profundas, anóxicas, del Bajociano superior (Formación Socosani superior), que a su vez subyacen primero a una serie fluvio-deltaica y luego a una sucesión turbidítica espesa, de 700 m, del Batoniano y Caloviano inferior de la Formación Puente (Vicente et al., 1982; Vicente, 1989; Fig. 7). Las turbiditas se depositaron en una fosa alargada paralela a la línea de costa actual, y muestran paleocorrientes del NO al SE. El sistema turbidítico es seguido por facies de ambiente de talud de la formación Cachios del Caloviano que se caracteriza por los numerosos depósitos resedimentados como los olistolitos que habrían sido favorecidos por la inestabilidad tectónica. En tanto, en Puno la sedimentación fue pelágica a hemipelágica (Unidad

Lutácea) al igual que en Curahuasi, donde las lutitas y areniscas muestran slumps, indicando la actividad de las fallas del sistema Cusco-Lagunillas-Mañazo que marcaban el límite de la cuenca con el alto Cusco-Puno. Así, la transgresión caloviana llegó al alto en Puno, donde se depositaron sedimentos marinos que se intercalan con los sedimentos continentales de la Formación Muni (0-50 m).

La progradación de las espesas areniscas someras de la Formación Labra sobre lutitas de ambiente relativamente profundo implica que la cuenca se rellenó, asociado a una baja eustática del nivel del mar en el Oxfordiano-Kimmeridgiano, manteniéndose muy subsidente. Las paleocorrientes y los espesores de las areniscas indican que las corrientes provenían del norte. Esta invasión de la cuenca por arena disminuyó durante el Titoniano inferior (Formación Gramadal), cuando carbonatos de ambiente somero se depositaron en la cuenca Arequipa.

En el Cretácico inferior una invasión de areniscas procedentes del este y noreste rellenaron la cuenca Arequipa y el alto Cusco-Puno, donde los depósitos son marinos y de playa al oeste (Formación Hualhuani) y fluviales al este sobre el alto (Formación Huancané), donde las estructuras mayores fueron heredadas del Jurásico y controlan todavía los espesores de las areniscas, mayores en la cuenca y menores en el alto. Luego la sedimentación evoluciona a depósitos de lagoon (formaciones Murco y Huambo) y finalmente a una plataforma carbonatada interna debido a una transgresión importante venida del oeste, entre el Albiano y el Turoniano (formaciones Arcurquina-Ferrobamba y Ayabacas).

Vicente et al. (1982) proponen que la cuenca Arequipa se originó por adelgazamiento litosférico y, dada la fuerte subsidencia, esta se desarrolló probablemente en un contexto de tras-arco extensional (Fig. 16). Sin embargo, Jaillard et al. (1990) han propuesto que la cuenca turbidítica sur peruana ha sido del tipo pull-apart, creada en el Batoniano en relación a movimientos de rumbo sinestrales inducidos por la convergencia oblicua, hacia el sureste de la placa oceánica. Esta cuenca de dirección NO-SE está rodeada al suroeste por el arco volcánico costero, al noreste por el alto Cusco-Puno y al norte por el alto Totos-Paras.



Figura 17. Ubicación de la zona Totos-Paras en el departamento de Ayacucho.

REGIÓN TOTOS-PARAS

La región de Totos-Paras se encuentra ubicada en el departamento de Ayacucho y más precisamente en los alrededores de Totos y Vilcanchos (hojas de Paras y Huancapi de la carta nacional: 28-n y 28-ñ) (Fig. 17). Los estudios de la carta geológica llevados a cabo por INGEMMET muestran al norte de Paras (cuadrángulos de Paras y Huachocolpa) al Grupo Mitu en contacto fallado con el Grupo Pucará (Palacios, 1994; Morche et al. 1996). En las series calcáreas del cerro Atuccasa (hoja de Huachocolpa) al norte de Paras, se recolectaron fósiles que indicarían una edad toarciense-aaleniana. Incluso cerca de Paras se menciona un ammonite reconocido como *Sonninia* sp., de probable edad bajociana. A pesar de todas estas edades, las series de esta zona han sido atribuidas al Grupo Pucará (Palacios, 1994; Valencia y Morales, 2004).

Posteriormente, durante la actualización de la carta geológica a escala 1:50 000, se observó que al norte de Totos continúan llamando Grupo Pucará a las calizas, pero esta vez, considerando

su discordancia sobre el Grupo Mitu; y además se cartografiaron las formaciones Cercapuquio y Chunumayo del Jurásico medio que sobreyacen al Grupo Pucará (Valencia y Avendaño, 2003).

Los estudios realizados el año 2006 muestran una cartografía diferente a los mapas anteriores. Así en la parte norte de Totos (Fig. 18) se presenta un núcleo anticlinal, de dirección casi E-O, con afloramientos de rocas volcánicas basálticas atribuidas al Grupo Mitu, luego por calizas y secuencias rojas de limolitas y areniscas, todo esto considerado como Formación Chunumayo (Carlotto et al., 2008), debido a la presencia de fósiles que indican el Aaleniano-Bajociano (Westermann et al., 1980).

Las secuencias calcáreas y detríticas de la Formación Chunumayo están repetidas por cabalgamientos del sistema Abancay-Andahuaylas-Totos (Fig. 18), con vergencia al norte. Dentro de una de las escamas tectónicas y en el núcleo del sinclinal Cruz Pata, sobreyaciendo a la Formación Chunumayo, se cartografió una unidad detrítica

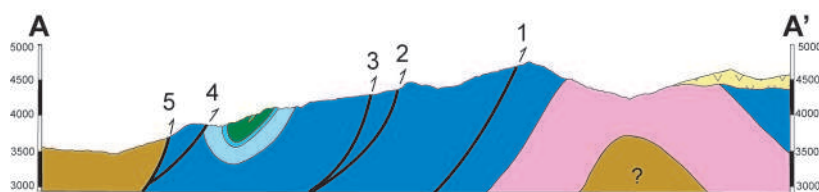
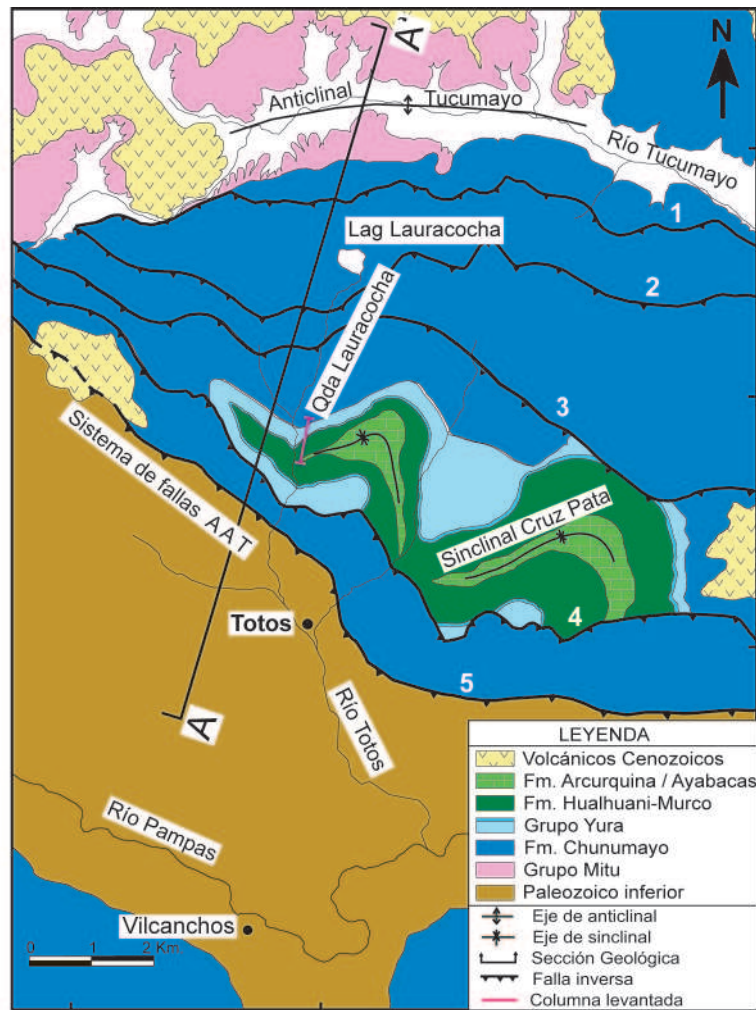


Figura 18. Mapa geológico y sección estructural de Totos. Tomado de Carlotto et al. (2008).

de 400 m que corresponde al Grupo Yura y las unidades equivalentes a las formaciones Hualhuani, Murco y Arcurquina (Ayabacas). Al sur de Totos, un cabalgamiento pone en contacto pizarras con fuerte esquistosidad y consideradas del Paleozoico inferior, sobre la serie mesozoica. Este cabalgamiento es el plano principal del sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos (Carlotto et al., 2008). Finalmente, más al oeste de Vilcanchos, sobre el bloque paleozoico aflora en discordancia angular una secuencia de 200 m de areniscas y

lutitas rojas fluviales que infrayacen a las calizas del Chunumayo. Esta secuencia de capas rojas que lateralmente desaparece fue cartografiada como Grupo Mitu, sin embargo, pensamos que se trata de lo que se conoce en el centro del Perú como Formación Cercapuquio.

Estratigrafía

Se ha realizado una revisión bibliográfica de la zona de estudio y se han levantado columnas estratigráficas, determinándose dos grandes

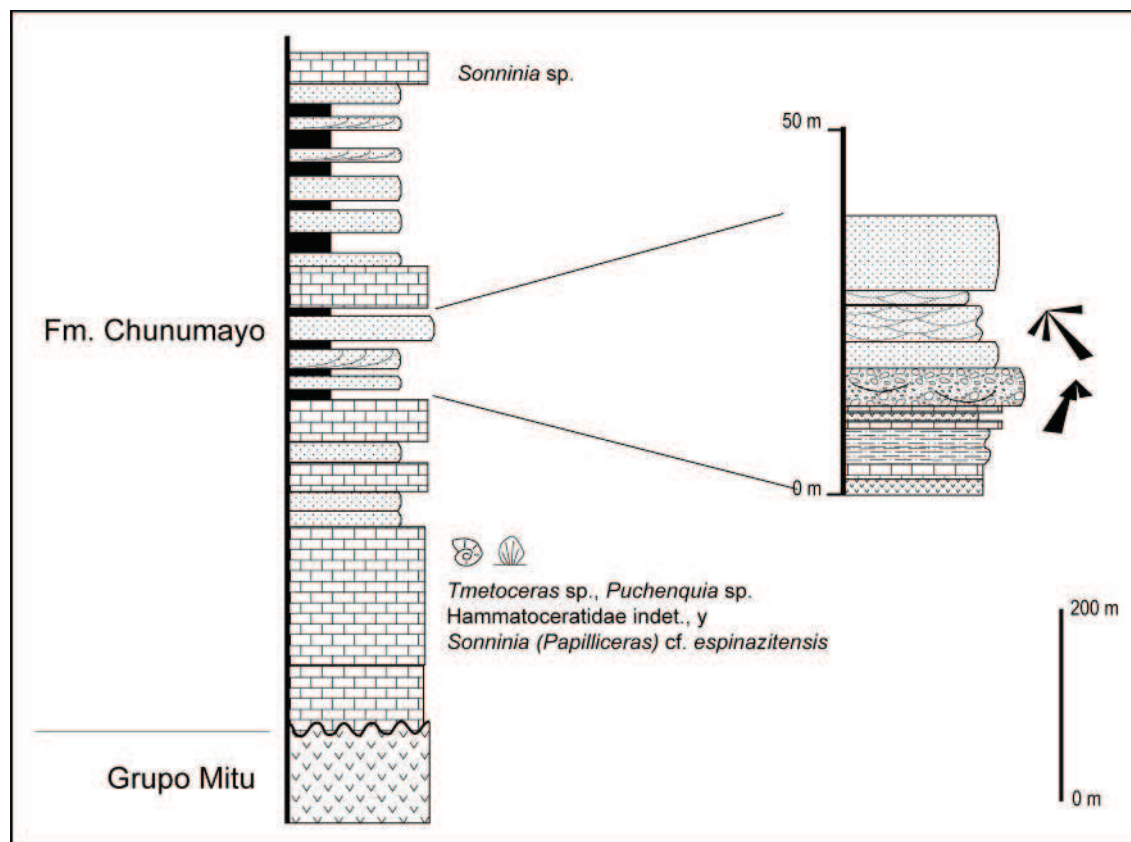


Figura 19. Columna estratigráfica integrada de la Formación Chunumayo entre Totos y Paras.

unidades: la Formación Chunumayo y el Grupo Yura más la unidad equivalente a la Formación Arcurquina, Ferrobamba o Ayabacas.

Formación Chunumayo

La Formación Chunumayo sobreyace a las rocas volcánicas del Grupo Mitu en el anticlinal de Tucumayo mediante una discordancia erosional. La secuencia comienza con unos 200 m de calizas micríticas con fósiles. Luego, en la parte media, dentro las calizas, aparecen areniscas y conglomerados rojos con un espesor de 50 m (Fig. 19), con laminaciones oblicuas de medios fluviales proximales y paleocorrientes que indican que los ríos iban hacia el sur. La parte superior está constituida por unos 200 m de intercalaciones de areniscas blancas, lutitas rojas y verdes, multicolores, posiblemente de medios litorales y continentales (Fig. 19). Esta parte es muy similar a lo que se conoce en el centro del Perú como Formación Cercapuquio, de carácter más bien detrítico con influencia continental.

En la unidad calcárea O. Palacios (Westermann et al., 1980) encontró en 1974 ammonites en

el cerro Atuccasa, al norte de Paras (Fig. 17), y asumió su pertenencia al Grupo Pucará, aunque las edades señalaban el Toarciense-Aaleniano. Estos fósiles luego fueron nuevamente estudiados por Westermann et al. (1980), quienes identificaron *Tmetoceras* sp., *Puchenquia* sp., *Hammatoceratidae* indet. y *Sonninia (Papilliceras)* cf. *espinazitensis* que dan una edad aaleniana, lo que también es sugerido por el hallazgo de *Hammatoceratidae* de tal edad al norte de Totos y en el río Pacuyacu al sur de Vilcanchos (Westermann et al., 1980).

Los autores antes mencionados habían sugerido una relación de concordancia entre el Grupo Pucará y la Formación Chunumayo, sin embargo, nuestras observaciones de campo y la colección de algunos fósiles nos permiten aclarar que en la zona de Totos-Paras no aflora el Grupo Pucará y los fósiles aalenianos encontrados corresponden a la base de la Formación Chunumayo que sobreyace en discordancia al Grupo Mitu.

Al sureste de Vilcanchos, en el cuadrángulo de Paras, y más precisamente en las localidades fosilíferas del río Pumani y Pacuyacu (Fig. 17), una

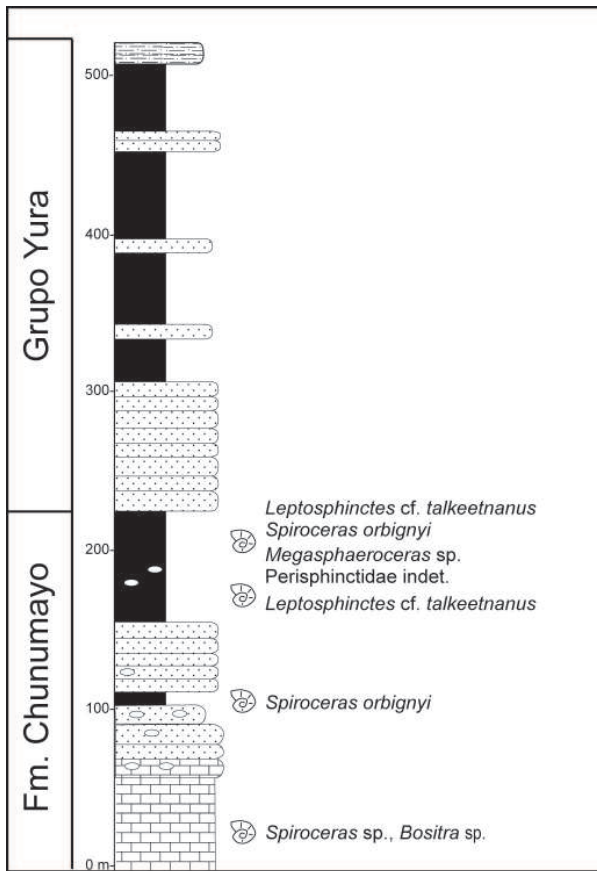


Figura 20. Columna estratigráfica de la parte superior de la Formación Chunumayo levantado en Puyani por Westermann et al. (1980).

columna levantada por Westermann et al. (1980), muestra 50 m de calizas grises, afaníticas, seguidas por 170 m de lutitas gris verdosas a negras (Fig. 20), donde estos autores han encontrado los ammonites *Leptosphinctes* (*Cobbanites*) cf. *talkeetnanus* *Magasphaeroceras* sp., *Perisphinctidae* indet., *Spiroceras* sp. y *S. orbigny* que indican el Bajociano superior. Luego la secuencia está compuesta por 60 m de areniscas cuarzosas de grano fino y más de 200 m de lutitas grises intercaladas con escasos niveles de areniscas que Palacios (1994) atribuye al Grupo Yura. En consecuencia, la edad de la Formación Chunumayo para Totos y Puyani es Aaleniano-Bajociano (Carlotto et al., 2008), siendo un equivalente de la Formación Socosani de la cuenca Arequipa.

Los espesores de la Formación Chunumayo medidos encima del Grupo Mítu pueden alcanzar 400 m, sin embargo, la serie se halla repetida por fallas inversas E-O con buzamiento al sur (Fig. 18), detrás de las cuales los espesores varían entre 400 y

600 m pero en general aumentan al sur. Igualmente, en los compartimientos repetidos se encuentran bloques o masas de calizas que parecen flotar sobre los sedimentos rojizos de la parte superior de la unidad o en algunos casos, al sur de las fallas, las calizas basales se hallan totalmente fragmentadas formando olistolitos. Por lo tanto, interpretamos una fuerte actividad tectónica durante la sedimentación, es decir entre el Aaleniano y Bajociano, donde las fallas que ahora son inversas jugaron como normales y favorecieron no solo el cambio de espesores sino también la formación de olistolitos (Carlotto et al., 2008).

Grupo Yura

Se ha levantado una columna al norte de Totos (Carlotto et al., 2008), en la quebrada del mismo nombre, a partir de la confluencia de las quebradas Lauracocha y Jaura, en el flanco norte del sinclinal Cruz Pata. La columna muestra una unidad principalmente detrítica que tiene alrededor de 400 m de espesor y se halla en aparente concordancia sobre la Formación Chunumayo. Esta unidad ha sido dividida en siete secuencias mayores que corresponden al Grupo Yura con seis secuencias, y la última restante posiblemente equivalente de la Formación Arcurquina o Ayabacas (Fig. 21).

La Secuencia I (38 m) está conformada por areniscas cuarzosas rojizas en la base y blancas en el techo, con laminaciones oblicuas y ripples de corriente. La base de las secuencias menores presenta canales y son granodecrecientes. Estas facies corresponden a medios fluviales y de llanura de inundación que se dirigían al suroeste. En la base de la secuencia es frecuente observar varios sills de composición andesítica. En esta secuencia se observa fallas normales métricas sinsedimentarias que indican una extensión NNE-SSO. Esta secuencia posiblemente sea un equivalente de la Formación Puente del Batoniano por sobreyacer al techo bajociano de la Formación Chunumayo (Fig. 21).

La Secuencia II (94 m) está en fuerte discontinuidad sobre las areniscas de la secuencia anterior. La base es esencialmente fina y está representada por lutitas y limolitas verdes de medios lacustres, pero luego se va cargando en areniscas cuarzosas blancas de grano medio, con laminaciones oblicuas. En la parte media, las secuencias menores son granodecrecientes los bancos presentan canales,



Figura 21. Columna estratigráfica del Grupo Yura y la Formación Arcurquina o Ayabacas. Modificado de Carlotto et al. (2008).

laminaciones oblicuas y terminan en lutitas rojizas y verdes, indicando medios fluviales y llanuras de inundación. Hacia el techo, las secuencias son grano y estratocrecientes, caracterizando en este caso el paso de medios fluviales a deltaicos. Una característica de esta secuencia es la presencia de slumps con deslizamiento al suroeste, al igual que las paleocorrientes deltaicas (Fig. 21). Esta secuencia podría ser un equivalente de la Formación Cachios del Caloviano. En efecto, en esta misma sección Lisson y Boit (1942) hallaron un ejemplar de *Trigonia* cf. *elongata* var. *angustata* que indica el Caloviano. Es posible que este fósil venga de las lutitas verdes o las areniscas del frente deltaico.

La Secuencia III (104 m) está compuesta por areniscas cuarzosas de grano fino a medio, formando secuencias grano-estratocrecientes con laminaciones oblicuas o masivas de medios deltaicos. La parte superior está cubierta, pero en la otra margen de la quebrada se aprecia los bancos gruesos estratocrecientes. Esta secuencia puede corresponder a la Formación Labra de la cuenca Arequipa pero en una posición proximal y de posible edad oxfordiana-kimmeridgiana.

La Secuencia IV (40 m) está conformada principalmente por calizas grises y negras mudstone intercaladas con margas. Algunos niveles son bioclásticos y en ellos se han encontrado restos fósiles mal conservados como el gasterópodo *Amberleya* sp. (Triásico-Jurásico). Las brechas calcáreas reconocidas pueden ser de origen sedimentario. Esta secuencia se ha depositado en una plataforma carbonatada interna y se puede correlacionar con la Formación Gramadal del Titoniano de la cuenca Arequipa.

La Secuencia V (50 m) está constituida por areniscas cuarzosas blancas de grano medio, bien seleccionadas, con intercalaciones de lutitas verdes en la base de la secuencia. En general son granocrecientes y estratocrecientes con bancos arenosos que presentan laminaciones oblicuas que indican corrientes al sur (Fig. 21). Se observan también restos de plantas mal conservadas. La secuencia termina con bancos métricos y un nivel de microconglomerados con clastos de cuarzitas. Esta secuencia es típicamente deltaica con paleocorrientes hacia el sur y SSO, corresponde a la Formación Hualhuani del Cretácico inferior de la cuenca Arequipa.

La Secuencia VI (20 m) es esencialmente fina, se trata de lutitas y limolitas rojas, con algunos niveles de areniscas finas, todas de llanura deltaica. Se caracteriza por presentar bastantes sills que intruyen las secuencias sedimentarias. Esta unidad puede correlacionarse con la Formación Murco de la cuenca Arequipa de probable edad aptiana.

La Secuencia VII (30 m) corresponde a un banco de calizas mudstone y brechas calcáreas producto de deslizamientos sinsedimentarios y karstificaciones. Esta facies nos indica un medio de plataforma carbonatada interna y sería un equivalente de la Formación Arcurquina de la cuenca Arequipa o de la Formación Ayabacas del Altiplano sur del Perú, ambos del Albiano-Turoniano.

En conclusión, en la región de Totos está representada la parte norte de la cuenca Arequipa, con sedimentos más proximales y de menor espesor por comparación con la región Arequipa (Fig. 22). A partir de la sedimentología, las estructuras y los espesores se define la existencia de un alto estructural denominado Totos-Paras (Carlotto et al., 2008) que estuvo activo al menos desde el Liásico hasta el Cretácico inferior. Adicionalmente, el sentido de las paleocorrientes y la dirección de los slumps corroboran que las zonas de aportes y el alto están ubicados al norte.

Tectónica

El norte de la zona de estudio se caracteriza por presentar el anticlinal de Tucumayo en cuyo núcleo

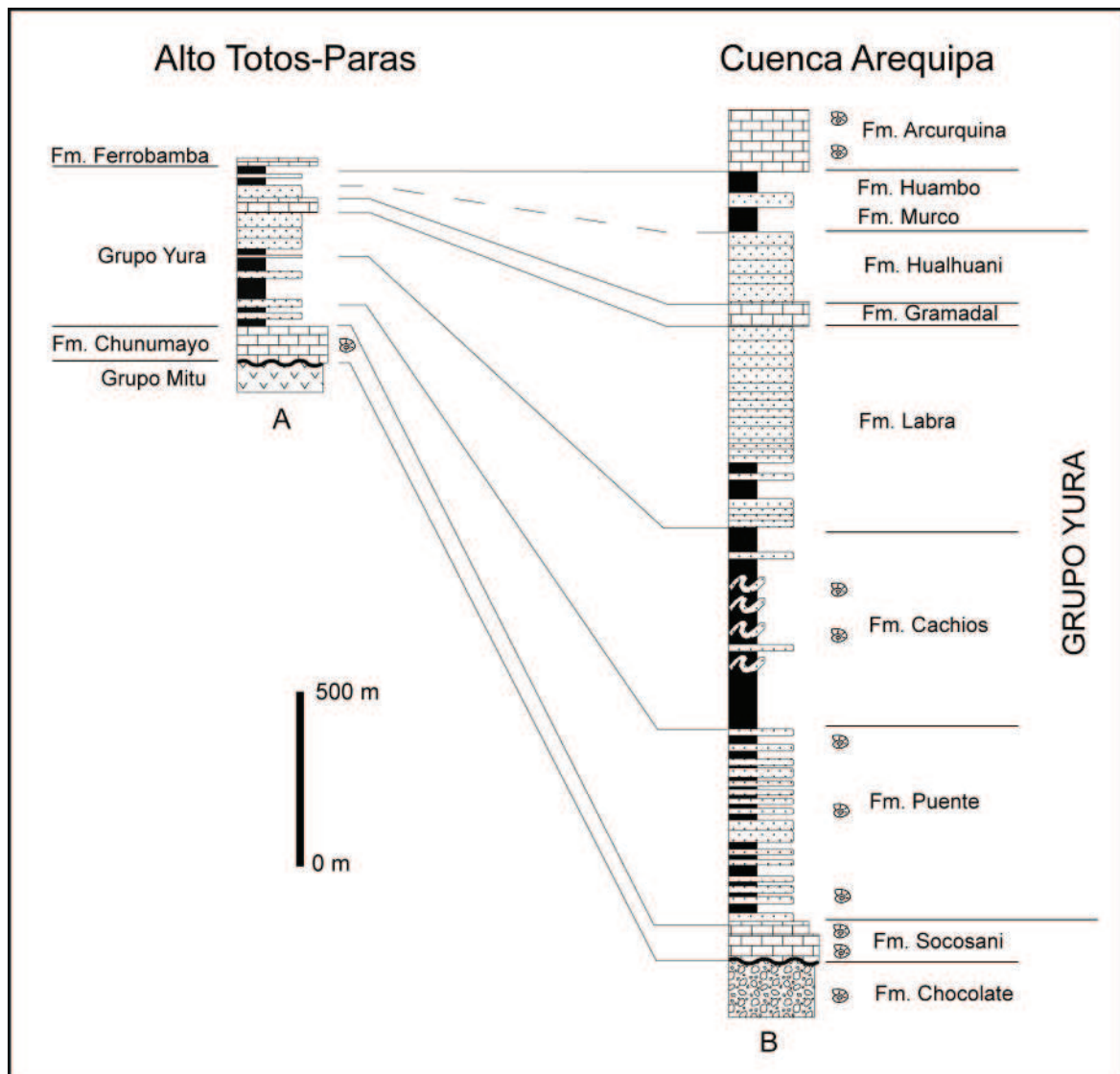


Figura 22. Correlaciones estratigráficas entre el alto Totos-Paras y la cuenca Arequipa. A: Carlotto et al. (2008). B: Vicente (1989).

afloran rocas volcánicas atribuidas al Grupo Mitu. En los flancos norte y sur sobreyace la Formación Chunumayo del Aaleniano-Bajociano. Más al norte, rocas volcánicas cenozoicas recubren los afloramientos jurásicos. Sin embargo, en la parte meridional aparecen al menos cuatro cabalgamientos plurikilométricos importantes (Fig. 18) que hacen repetir la Formación Chunumayo y más al sur hacen aflorar rocas atribuidas al Paleozoico inferior. Al frente del cuarto cabalgamiento se desarrolló el sinclinal de Cruz Pata, donde se presenta el Grupo Yura. Estos cabalgamientos parecen haber funcionado durante el Eoceno-Oligoceno, ya que hacia el este, en el cuadrángulo de Huancapi, se depositaron capas rojas de esta edad al frente de estas estructuras.

En el corte, entre el núcleo del anticlinal de Tucumayo y Totos, se ha reconocido olistolitos

dentro la Formación Chunumayo, es decir, bloques o pedazos de calizas flotando en una masa deslizada constituida por limolitas rojas y areniscas. Sin embargo, la secuencia basal de la Formación Chunumayo cerca del contacto con el Grupo Mitu, así como la secuencia superior que se halla en contacto con la Unidad Superior, aparentemente muestran poca deformación sinsedimentaria y se hallan más o menos estratificadas. Da la impresión que entre el primer y segundo cabalgamiento se muestran las mayores deformaciones sinsedimentarias y por lo tanto los olistolitos que se deslizaron hacia el sur, es decir hacia la cuenca. Esto permite deducir que los cabalgamientos eran antiguas fallas normales sinsedimentarias que actuaron durante la sedimentación de la Formación Chunumayo en el Aaleniano-Bajociano. Si correlacionamos con la cuenca Arequipa (Fig. 22), se ve que en el

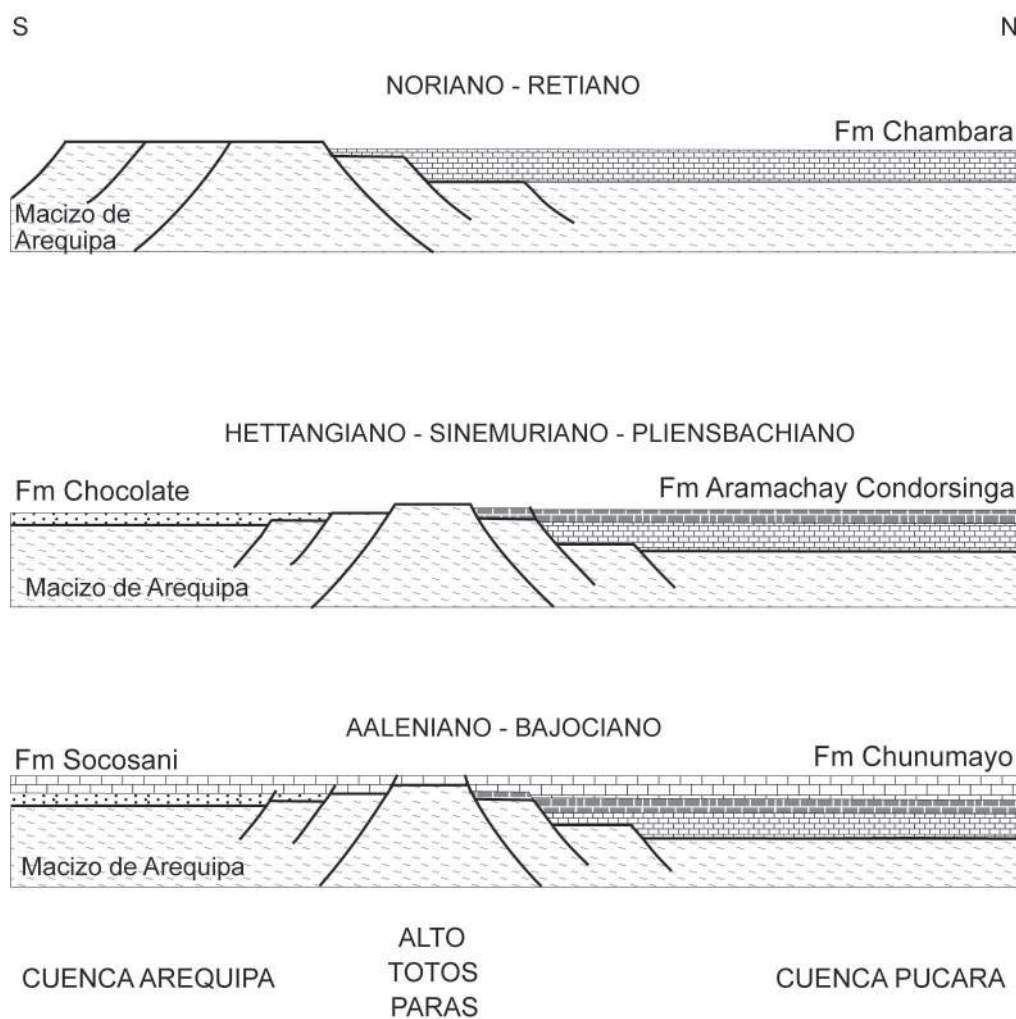


Figura 23. Esquema evolutivo de la cuenca Pucará, el alto Totos-Paras y la cuenca Arequipa entre el Noriano y el Bajociano, en sección norte-sur.

Toarciano-Bajociano se produjo un evento tectónico importante que originó grabenes, cambios de espesor y facies, hizo hundir la cuenca pasando de medios someros a muy profundos. Igualmente en Mañazo hay olistolitos en las calizas del Toarciano.

Por otro lado, en las secuencias I, II y III del Grupo Yura (Fig. 21), las fallas normales sinsedimentarias y slumps de escala métrica indican extensiones NNE-SSO y paleopendientes dirigidas al SSO. Finalmente, se puede ver que a nivel regional, los espesores aumentan hacia el sur, y que además las paleocorrientes de los depósitos detríticos del Grupo Yura indican sentidos al SSO.

La puesta en evidencia de los olistolitos, relacionados a fallas normales sinsedimentarias (ahora inversas) y un substrato anticlinal con el Grupo Mitu, permiten interpretar la existencia de un alto estructural al norte y de la cuenca desarrollada al sur. Las fallas inversas cenozoicas se habrían comportado como fallas normales sinsedimentarias durante el Aaleniano-Bajociano, separando el alto de la cuenca y formando olistolitos. Más al norte del anticlinal de Tukumayo, la Formación Chunumayo está cubierta por rocas volcánicas cenozoicas, lo que impide estudiar las relaciones entre la Formación Chunumayo y el Grupo Pucará.

Paleogeografía

En la zona de Totos-Paras la sedimentación jurásica se inicia con las calizas marinas aalenianas de la base de la Formación Chunumayo; la transgresión ocurre sobre un substrato del Paleozoico y Permo-Triásico. En este sector se produjo durante el Aaleniano-Bajociano un evento tectónico de distensión que permite diferenciar el alto Totos-Paras al norte, y la cuenca Arequipa al sur (Fig. 22). Este evento está evidenciado por la existencia de fallas normales que controlan la sedimentación carbonatada y detrítica, con cambios bruscos de espesores, facies y el desarrollo de olistolitos. Estas fallas normales son parte del sistema Abancay-Andahuaylas-Totos, que en el Jurásico medio jugaron como normales con buzamientos al sur. En este contexto, el alto Totos-Paras viene a ser el límite septentrional de la cuenca Arequipa y la separa de la cuenca Pucará que se sitúa más al norte (Fig. 23).

Durante el Batoniano, sobre el alto se instalaron ríos con canales entrelazados que se dirigían al suroeste y también llanuras de inundación, concomitantes con una tectónica en extensión con

esfuerzos NNE-SSO que permiten el desarrollo de fallas normales. En Arequipa, sin embargo, la sedimentación corresponde a medios de abanicos submarinos profundos, lo que muestra claramente la posición proximal de Totos-Paras. La sedimentación en el alto continúa en el Caloviano con el desarrollo de medios fluviales a deltaicos muy diferentes a las facies de talud de la Formación Cachios de Arequipa (Fig. 7) o a las lutitas calovianas de Mañazo; lo mismo ocurre durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano ya que areniscas depositadas en el alto son deltaicas, en cambio en la cuenca Arequipa son de playa.

Durante el Titoniano, una nueva transgresión invadió toda la cuenca incluyendo el alto Totos-Paras para luego instalarse en el Cretácico temprano una sedimentación fluvial y deltaica con grandes llanuras de inundación tanto en el alto como en la cuenca, donde los espesores son mayores. Finalmente, la transgresión del Albiano-Turoniano deposita calizas en toda la cuenca y en el alto, pero con diferentes espesores debido al juego de las fallas del sistema Abancay-Andahuaylas-Totos.

COMPARACIONES CON CHILE

Luego de proponer que el macizo de Arequipa estuvo levantado en el Triásico superior impidiendo que la transgresión del Noriano alcance el sur del Perú, se buscó el límite meridional de este bloque en Chile. Una revisión bibliográfica de las unidades del Triásico superior-Jurásico basal de Chile muestra una evolución muy parecida (Charrier et al., 2007) a la del Grupo Pucará y que los afloramientos solo aparecen al sur de Antofagasta.

En Chile se han reconocido varias cuencas del Triásico superior y el Jurásico inferior, de dirección NNO-SSE (Fig. 24), denominados Profeta-La Ternera, San Félix-Cuyana, La Ramada, El Quereo-Los Molles, entre otros (Charrier et al., 2007). Estas cuencas se han desarrollado en un contexto de rift y subsidencia termal. Así, por ejemplo en la cuenca Profeta-La Ternera las formaciones Cifuncho, El Profeta y La Ternera se habrían depositado durante el periodo sin-rift (Triásico superior-Jurásico temprano), en tanto que la Formación Pan de Azúcar habría hecho lo mismo durante la subsidencia termal o sag post-rift, en el Hettangiano?-Sinemuriano (Charrier et al., 2007). Esta evolución es muy similar a la ocurrida con la cuenca Pucará del Perú, es decir sin-rift durante el Noriano-Sinemuriano y post-rift



Figura 24. Distribución de los depósitos del Triásico superior-Jurásico inferior en Perú y Chile, basado en Carlotto et al. (2009) y Charrier et al. (2007). A: Cuenca Profeta-La Ternera. B: Cuenca San Félix-Cuyana. C: Cuenca La Ramada. D: Cuenca El Quereo-Los Molles. P: Cuenca Pucará.

en el Pliensbachiano. Como hemos planteado, la cuenca Pucará no se extendió al sur, más allá del alto Totos-Paras, por lo que interpretamos que el macizo de Arequipa habría actuado como un gran alto regional, incluyendo el norte de Chile (Fig. 24). En efecto, las evidencias actuales de depósitos Triásico superior-Jurásico basal están al sur de Antofagasta, correspondiendo a las cuencas antes mencionadas. En Perú, el límite entre el alto y la cuenca Pucará es el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos y Cusco-Lagunillas-Mañazo. En cambio, en Chile parece corresponder a la prolongación del sistema de fallas Uyuni-Kenayani (Fig. 24) que es una falla de importancia litosférica (Jimenez et al., 2008).

CONCLUSIONES

Los cambios bruscos e importantes de espesores de la Formación Chambará (Noriano-Retiano) del centro de Perú han sido interpretados por Mégard (1978) como relacionados a una subsidencia controlada por el juego de importantes fallas normales sinsedimentarias. Según Loughman y Hallam (1982), estas variaciones de espesores se deberían al menos en parte a la repetición tectónica de las secuencias y a que la Formación Chambará se depositó sobre una plataforma epicontinental estable, sin actividad tectónica o magmática. Este último modelo es retomado por Rosas et al. (2007) quienes indican que la cuenca Pucará corresponde a una depresión elongada que sufrió una mayor subsidencia hacia el este de un alto estructural durante el Triásico superior-Jurásico inferior y que se formó según un modelo de sag post-rift, en el Triásico superior debido a las fallas del rift Mítu que ellos indican como perteneciente al Triásico medio superior. Sin embargo, la importancia de la transgresión noriana y las grandes y rápidas variaciones de espesores y facies, hacen pensar en una subsidencia de origen tectónico controlada por fallas normales que también controlan el vulcanismo intraplaca; y que siguen siendo válidas las interpretaciones de Szekely y Grose (1972) y Mégard (1978), incluyendo también las de Rosas (1994). En consecuencia, el periodo Noriano-Sinemuriano (Chambará-Aramachay) corresponde a un periodo de rift, y la sedimentación de carbonatos de espesor casi constante y sin los efectos de las fallas que delimitan las cuencas, en el Pliensbachiano (Formación Condorsinga), correspondería al periodo de sag térmico post-rift.

La primera transgresión mesozoica del Noriano

(Formación Chambará) es conocida solamente en el centro y norte del país y posiblemente no alcanza el sur del Perú, ya que a la altura de Totos-Paras, Andahuaylas-Abancay y Cusco-Puno un semigraben sería la causa de que el macizo de Arequipa se hubiese encontrado levantado, impidiendo que la transgresión pase al sur (Fig. 23). La estructura se formó durante antes del Noriano.

Una segunda transgresión que se inicia en el Sinemuriano temprano afecta el centro y norte del Perú (Formación Aramachay) y esta vez sí alcanza el sur del país (Formación Chocolate, parte inferior del Grupo Lagunillas de Puno y Curahuasi). Sin embargo, a nivel del Totos-Paras no se registra esta transgresión (Fig. 23), ya que en este momento y por una tectónica distensiva desarrollada durante el Hettangiano-Sinemuriano, el alto Totos-Paras se individualiza como un horst que separa dos cuencas, Pucará al norte y Arequipa al sur. El límite sur del alto es el sistema de fallas Abancay-Andahuaylas-Totos que es una prolongación del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo. La tectónica hettangiana-sinemuriana también provoca la individualización del alto Cusco-Puno limitado por el sistema de fallas Urcos-Sicuani-Ayaviri y Cusco-Lagunillas-Mañazo, separando la cuenca Arequipa de la cuenca Putina, todo en un contexto de tras-arco ya que en la costa se desarrollaba el arco Chocolate (Hettangiano?-Sinemuriano) ligado a la subducción. En consecuencia, en el contexto paleogeográfico regional, el alto Totos-Paras es una prolongación del alto Cusco-Puno y ambos separan dos grandes bloques estructurales, uno al norte con un proceso de rift continental y otro al sur con subducción activa. Sin embargo, este rift podría estar también ligado a la subducción como una cuenca en posición de trasarco.

Una tercera transgresión que se inicia en el Toarciano está bien registrada en la cuenca Arequipa, donde deposita calizas de la Formación Socosani (Toarciano-Bajociano), y también en el alto Totos-Paras (Fig. 23) con las calizas de la Formación Chunumayo (Aaleniano-Bajociano); en cambio parece alcanzar localmente la cuenca Pucará (techo de la Formación Condorsinga y base de la Formación Chunumayo) y está ausente en el norte del Perú y Ecuador. El Toarciano-Bajociano es una época de mucha actividad tectónica y permite diferenciar mejor el alto Totos-Paras de la cuenca Arequipa; sin embargo, el bloque que corresponde a

la cuenca Pucará comienza a levantarse y convertirse en zona de tránsito y aportes de los sedimentos que van a rellenar posteriormente la cuenca Arequipa durante el Batoniano-Kimmeridgiano (Grupo Yura). En este periodo se desarrolla un arco volcánico en la zona de Ica y se encuentran evidencias de plutones calco-alcalinos en la región de Ilo. Por otro lado, en el borde sur de la cuenca oriental, cerca de la cuenca Putina, se emplazan volcánicos e intrusivos alcalinos a peralcalinos asociados a la tectónica extensiva. Esto nos muestra la complejidad del sistema que a nivel del contexto de la margen sudamericana corresponde a un proceso de subducción oblicua (Aaleniano-Bajociano), que formó la cuenca turbidítica tipo pull apart sinistral de Arequipa (Batoniano-Caloviano).

Durante el Cretácico temprano y medio, los bloques norte y sur y los altos Totos-Paras y Cusco-Puno fueron rellenados, primero por depósitos detríticos arenosos provenientes del escudo brasileño (formaciones Hualhuani y Huancané) y, segundo, fueron alcanzados desde el oeste por la transgresión albiana-turoniana (formaciones Arcurquina, Ferrobamba y Ayabacas) que depositó calizas. Sin embargo, la sedimentación de ambos conjuntos y particularmente sus espesores están controlados

por las estructuras heredadas del Jurásico, es decir, por las cuencas donde son más potentes y los altos donde son menores. En el Cretácico medio, en ambos dominios, Perú central y Perú sur continúa la subducción activa. Finalmente, este límite estructural de los sistemas Abancay-Andahuaylas-Totos y Cusco-Lagunillas-Mañazo parece corresponder también a límites de bloques litosféricos alóctonos, uno es el macizo de Arequipa que se habría acretado a la Amazonia en el Mesoproterozoico (Loewy et al., 2004; Carlier et al., 2005 Ramos, 2008) y otro que corresponde al Perú central.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es un aporte de los Proyectos GR-6 y GR-1 de la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Los autores agradecen a las autoridades del INGEMMET y a todas las personas que apoyaron la culminación de este trabajo y su publicación en este volumen jubilar. Mencionamos a Jean Noel Martinez, Aldo Alván, César Chacaltana, Martin Oviedo, Luis Cerpa, Teresa Velarde y Ruth Nuñez. Asimismo, un reconocimiento especial para el doctor Víctor Benavides Cáceres por la revisión y las sugerencias al manuscrito.

REFERENCIAS

- Acosta, H. & Alván, A. (2008). Revisión de la Formación Guaneros en la localidad tipo: implicancias en la evolución estratigráfica de la costa sur del Perú. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Acosta, H., Alván, A., Torres, P. & Cornejo, T. (2008). La Formación Chocolate en su localidad tipo: cantera Chocolate y el cerro Yanacoto (Arequipa). XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Acosta, H., Alván, A., Hillebrandt, A.v., Riegraf, W., & Oviedo, M. (2009). Nuevos aportes sedimentológicos y paleontológicos en las formaciones Chocolate y Socosani (Lias-Dogger) en el distrito de Yura, Arequipa (Sur de Perú). Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Víctor Benavides, Lima, 63-78.
- Aguirre, L. (1988). Chemical mobility during low-grade metamorphism of a Jurassic lava flow: Rio Grande Formation, Peru. *J. South Am. Earth Sci.*, 343-361.
- Aguirre, L. & Offler, R. (1985). Burial metamorphism in the Western Peruvian trough: its relation to Andean magmatism and tectonics. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 59-71.
- Aldana, M. (1989). El Caloviano en la Hacienda Queirane, departamento de Puno. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 79, 41-52.
- Alván, A., Acosta, H. & Aldana, M. (2008). Nuevas evidencias de ammonites en el contexto sedimentario de la Formación Chocolate (Yura, Arequipa). XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Alván, A. & Acosta, H. (2009). Sedimentary facies and ammonites relations between Arequipa and Tacna during Lower to Middle Jurassic. XXI Latin American Colloquium, Alemania, Abstracts, 72-76.
- Alván, A., Hillebrandt, A.v., Riegraf, W. & Oviedo, M. (2009). Nuevos aportes en la paleontología y estratigrafía de las formaciones Chocolate y Socosani en el distrito de Yura, Arequipa (Sur de Perú). XII Congreso Geológico Chileno, 4 p. Edit. Univ. Chile
- Ángeles, C. (1999). Los sedimentos

- cenozoicos de Cerro de Pasco: estratigrafía, sedimentación y tectónica. *Soc. Geol. Perú*, Vol. Jubilar 75° Aniversario, 103-118.
- Aspden, J.A., McCourt, W.J. & Brook, M. (1987). Geometrical control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of western Colombia. *J. Geol. Soc. London*, 144, 893-905.
- Batty, M. & Jaillard, E. (1989). La sedimentación neocomiana (Jurásico Terminal-Aptiano) en el Sur del Perú. In: Spalletti, L.A. ed. *Contribuciones de los simposios sobre el Cretácico de América latina*, Buenos Aires, A75-A88.
- Beckinsale, R.D., Sánchez, A., Brook, M., Cobbing, E.J., Taylor, W.P. & Moore, N.D. (1985). Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. *Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes*; Blackie, Glasgow, 177-202.
- Benavides, V. (1962). Estratigrafía pre-terciaria de la región de Arequipa. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 38, 5-63.
- Boily, M., Brooks, C. & James, D.E. (1984). Geochemical characteristics of the late Mesozoic Andean volcanics. In: R.S. Harmon, B.A., Barreiro, B.A., eds., *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints*. Shiva, Cheshire, 191-202.
- Boit, B. (1962). Revisión de la estratigrafía en varias regiones de las Provincias de Pasco y Junín. *Mem. Museo Historia Natural "Javier Prado" Lima*, 13, 41 p.
- Boit, B. (1966). Fauna de la facies occidental del Noriano al Oeste de Colquijirca (Cerro de Pasco). *Publ. Museo Historia Natural "Javier Prado" Lima*, ser. C, 11: 1-10.
- Cabrera, A. (1963). Inspección preliminar de un afloramiento de asfalto en Llatanacu, distrito de Acobamba, provincia de Andahuaylas. *Bol. Téc. Empresa Petrolera Fiscal*, 5, 7-15.
- Cabrera, A. & Petersen, G. (1936). Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. *Bol. Cuerpo Ing. Minas Perú*, 115, 102 p.
- Caldas, J. (1978). Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acari y Yauca. *Instituto de Geología y Minería, Boletín*, 30, 78 p.
- Carlier, G., Lorand, J.P., Liégeois, J.P., Fornari, M., Soler, P., Carlotto, V. & Cárdenas, J. (2005). Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate two lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano. *Geology*, 33, 601-604.
- Carlotto, V. (1998). Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S), Pérou: enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. *Thèse Doct. Univ. Grenoble I*, 159 p.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Tintaya, D., Rodríguez, R. & Valdivia, W. (2006). Altos estructurales en el control de la evolución andina: La Deflexión de Abancay y el arco del Manu. *XIII Congreso Peruano de Geología*, 248-251. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Baéz, D. & Rodríguez, R. (2008). Alto estructural Totoparás (Ayacucho): Límite paleogeográfico en la evolución mesozoica de las cuencas Arequipa y Pucara. *XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Carlotto, V., Cembrano, J., Cárdenas, J., Cerpa, L. & Rodríguez, R. (2009). Bloques estructurales en el control del rift Triásico superior-Jurásico inferior en el Perú y Chile. *XII Congreso Geológico Chileno*, 4 p. Edit. Univ. Chile
- Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas, M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A. & Archibald, D.A. (1990). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85: 1520-1583.
- Cox, L.R. (1949). Moluscos del Triásico superior del Perú. *Inst. Geol. Perú, Bol.* 12, 50 p.
- Chacaltana, C., Acosta, H., Jaimes, F., Valdivia, W., Alván, A. & Peña, D. (2008). Presencia de reptiles en el Jurásico? de la Cuenca Ene: evidencia de icnitas. *XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología*, 6 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD.
- Chacaltana, C., Valdivia, W., Peña, D., Alván, A., & Aldana, M. (2009). Evidencia del Triásico superior (Noriano-Retiano) y Jurásico inferior en las calizas del Pongo de Lorocache, borde sur de la cuenca Santiago. *Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Víctor Benavides*, Lima, 171-184.
- Charrier, R., Pinto, L. & Rodríguez, M.P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno, T. & Gibbons, W., eds. *The geology of Chile*. The Geological Society, London, 21-114.
- Chávez, A. (1982). Estratigrafía y tectónica del sector de Chapi. *Tesis Grado, Univ. Nac. San Agustín, Arequipa*, 101 p.
- Díaz, G., (2002). Paleogeografía del Grupo Pucará en el norte del Perú (entre las cuencas Bagua, Marañón, Santiago, Huallaga). *XI Congreso Peruano de Geología*, p. 19. Edit. Soc. Geol. Perú.
- 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.
- García, W. (1968). Geología de los cuadrángulos de Mollendo y La Joya. Servicio de Geología y Minería, Boletín 19, 95 p.
- García, W. (1978). Geología de los cuadrángulos de Puquina, Omate, Huaitire, Mazo Cruz y Pizacoma. Instituto de Geología y Minería, *Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac.*, 29, 63 p.
- Gerth, H. (1955). *Der geologische Bau der sudamerikanischen Kordillere*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 264 p.
- Geyer, O. (1979). Ammoniten aus dem tiefen Unterjura von Nord-Peru. *Paläontologische Zeitschrift*, 53, 198-213.
- Gil, W. (2002). Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. Sociedad Geológica del Perú, Lima, Publicación Especial 4, 146 p.
- Haas, O. (1946). Triassic gastropod fauna from Cerro de Pasco, central Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 57, 1198-1199.
- Harrison, J.V. (1943). Geología de los Andes centrales en parte del departamento de Junín (Peru). *Bol. Soc. Geol. Perú*, 16, 7-51.
- Harrison, J. V. (1951). Geología de los Andes orientales del Perú. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 21, 3-97.
- Hillebrandt, A.v. & Westermann, G.E.G. (1985). Aalenian (Jurassic) ammonite faunas and zones of the Southern Andes. *Zitteliana*, 12, 3-55.
- Hillebrandt, A.v. (1987). Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. In: Volkheimer, W., ed. *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Mendoza, 1, 111-157.
- INGEMMET (1999). Mapa geológico del Perú, escala 1:1'000,000. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima.
- Jaillard, E. (1995). La sedimentación albiana-turoniana en el sur del Perú (Arequipa-Puno-Putina). In: *Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides*, 135-157.
- Jaillard, E. & Santander, G. (1992). La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). *Bull. Inst. Fr. Études Andines*, 21, 37-58, Lima.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, G. & Mourier, T. (1990). Geodynamic Evolution of the Northern and Central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *J. Geol. Soc. London* 147.
- Jaillard, E., Héral, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. & Dumont, J.F. (2000). Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. & Campos, D.A., eds., *Tectonic evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Río de Janeiro, 481-559.
- James, D.E., Brooks, C. & Cuyubamba, A. (1974). Strontium isotopic composition and K, Rb, Sr geochemistry of Mesozoic volcanic rocks of the Central Andes. *Carnegie Inst. Washington, Yearbook* 73, 970-983.
- James, D.E., Brooks, C. & Cuyubamba, A. (1975). Early evolution of the central andean volcanic arc. *Carnegie Inst. Washington, Yearbook*, 74, 247-250.
- Jaworski, E. (1913). Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika. *Neues Jahrb. Mineral., Geol. Paläontol.*, 37, 285-342.
- Jenks, W.F. (1948). Geología de la hoja de Arequipa al 200.000. *Inst. Geol. Perú, Bol.* 9, 204 p.
- Jenks, W.F. (1951). Triassic to Tertiary stratigraphy near Cerro de Pasco, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, 203-220.
- Jiménez, N. & López, S. (2008). Magmatism in the Huarina belt, Bolivia, and its geotectonic implications. *Tectonophysics*, 459, 85-106.
- Klinck, B.A., Ellison, R.A & Hawkins, M.P. (1986). The geology of the Cordillera Occidental and Altiplano west of Lake Titicaca, Southern Peru. INGEMMET, British Geological Survey, Lima, 353 p.
- Kobe, H.W. (1982). El ambiente de la mineralización estratoligada de Zn-Pb-Ag-Ba-Mn-Fe-Cu en los sedimentos de la Cuenca Occidental del Pucará, Perú Central. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 69, 41-69.
- Kobe, H.W. (1995). Evaporitas y volcánicos, Grupo Pucará Perú central: componentes volcánicos, evaporíticos y sedimentos metalíferos en la parte occidental de la cuenca del Grupo Pucará, Perú central. In: *Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides*, 179-191.
- Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E., Archibald, D.A. & Baadsgaard H. (1990). Late Paleozoic-early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, Southeastern Peru: Geochronology and petrochemistry. *J. South Am. Earth Sci.*, 3: 213-230.
- Kummel, B. (1950). Stratigraphic studies in Northern Peru. *Am. J. Sci.*, 248, 249-263.
- Laubacher, G. (1978). Géologie de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano au nord et nord-ouest du Lac Titicaca (Pérou). *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, 95, 217 p.

- León, I. (1981). Antecedentes sedimentológicos del Jurásico-Cretácico inferior en la zona de Yura. Tesis Bach. Univ. Nac. San Agustín, Arequipa, 91 p.
- Levin, P. (1974). Die Pucará-Sedimente im Chanchamayo-Gebiet in Ost-Perú. Geol. Rundsch., 63, 345-356.
- Levin, P. & Samaniego, A. (1975). Los sedimentos del Grupo Pucará en al área de Chanchamayo-Perú centro-oriental. Bol. Soc. Geol. Perú, 45, 45-60.
- Ligarda, R. (1989). Estudio geológico del Cuadrángulo de Curahuasi (departamento de Apurímac), Tesis Grado, Univ. Nac. San Antonio Abad, Cusco, 183 p.
- Ligarda, R., Carlotto, V. & Carlier, G. (1991). Estratigrafía del borde oriental de la cuenca mesozoica sur peruana (Sector Curahuasi, Departamento de Apurímac). VII Congreso Peruano de Geología, II, 633-638. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Lisson, C.I. & Boit, B. (1924). Edad de los fósiles peruanos y distribución de sus depósitos en toda la república acompañado por un mapa paleontológico del Perú. Imp. Americana, Lima, 226 p.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N. & Dalziel, I.W.D. (2004). An orphaned basement block: the Arequipa-Antofalla basement of the central Andean margin of South America. Geol. Soc. Am. Bull., 116, 171-187.
- Loughman, D.L. & Hallam, A. (1982). A facies analysis of the Pucará group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shale and phosphate) of central and northern Peru. Sed. Geol., 32, 161-194.
- Marocco, R. (1977). Géologie des Andes péruviennes: un segment E-W de la chaîne des Andes péruviennes: La deflexion d'Abancay. Etude géologique de la Cordillère Orientale et des hauts plateaux entre Cuzco et San Miguel Sud du Pérou (12°30'S à 14°00S). Thèse Doct., Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 141p.
- McBride, S.L. (1977). A K-Ar study of the Cordillera Real, Bolivia, and its regional setting. Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Canada, 230 p.
- McLaughlin, D.H. (1924). Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima. Geol. Soc. Am. Bull., 35, 591-632.
- Mégard, F. (1968). Geología del cuadrángulo de Huancayo. Servicio de Geología y Minería, Boletín 18, 123 p.
- Mégard, F. (1978). Étude géologique des Andes du Pérou central. ORSTOM, Paris, Mémoire 86, 310 p.
- Mégard, F. (1979). Estudio geológico de los Andes del Perú Central. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. D: Est. Esp. 8, 227 p.
- Mégard, F., Marocco, R., Vicente, J.C., Muñoz, C., Pastor, R. & Mégard-Galli, J. (1983). Apuntes sobre la geología de Lircay (Huancavelica-Perú Central). El plegamiento tardihercínico y las modalidades del plegamiento andino (fase Quechua). Bol. Soc. Geol. Perú, 71, 255-262.
- Montoya, M. & Berrospi, A. (1990). Secciones estratigráficas quebradas Apurucayali y Nevati, cuenca Ucayali, informe inédito PETROPERU, Lima
- Morche, W. & Larico, W. (1996). Geología del cuadrángulo de Huancavelica. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 73, 172 p.
- Morche, W., La Torre, O., De la Cruz, N. & Cerrón, F. (1996). Geología del cuadrángulo de Huachocolpa. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 63, 132 p.
- 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. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 287 p.
- Mourier, T. (1988). La transition entre Andes marginales et Andes cordilléennes à ophiolites. Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba: 3° à 8° Lat. S, Nord Pérou-Sud Equateur. Thèse Doct., Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, 275 p.
- Mukasa, S.B. (1986). Zircon U-Pb ages of superunits in the coastal batholith of Peru: implications for magmatic and tectonic processes. Geol. Soc. Am. Bull., 97, 241-254.
- Mukasa, S.B. & Tilton, G.R. (1985). Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal Batholith, Peru. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D., eds. Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes; Blackie, Glasgow, 203-205.
- Müller, H. (1982). Evaluación potencial petrolífero cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios. Estudio palinológico del Mesozoico y Paleozoico, informe inédito. Cooperación Técnica Peruano-Alemana, Petroperú, Lima.
- Muñoz, C., Farfán, C., López, G. & Rosas, S. (2000). Vulcanismo asociado a los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico superior-Liásico) en el área de Shalipayco, Junín-Perú central. X Congreso Peruano de Geología, p. 42. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Newell, N.D. (1949). Geology of the lake Titicaca region, Peru and Bolivia. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, Memoir, 36, 111 p.
- Palacios, O. (1980). El Grupo Pucará en la región subandina (Perú Central). Bol. Soc. Geol. Perú, 67, 153-162.
- Palacios, O. (1994). Geología de los cuadrángulos de Santiago de

- Chocorvos y Paras Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 49, 116 p.
- Pardo, A. & Zúñiga, F. (1976). Estratigrafía y evolución tectónica de la región de la Selva del Perú. 2do Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas 1973, 2, 569-608.
- Pardo, A. & Sanz, V. (1979). Estratigrafía del curso medio del río La Leche, departamento de Lambayeque. Bol. Soc. Geol. Perú, 60, 251-266.
- Pecho, V. (1981). Geología de los cuadrángulos de Chalhuanca, Antabamba y Santo Tomás. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 35, 88 p.
- 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, 982-998.
- Prinz, P. (1983). Über unterjurassische Ammoniten aus Mittelperu = Lower Jurassic ammonites from Central Peru. Zbl. Geol. Paläont., 1, 329-334.
- Prinz, P. (1985a). Stratigraphie und Ammonitenfauna der Pucara-Gruppe (Obertrias-Unterjura) von Nord-Peru. Palaeontographica A, 188, 153-197.
- Prinz, P. (1985b). Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Pucará-Gruppe bei San Vicente (Dpto. Junín, Peru). Newsl. Stratigr., 14, 129-141, Stuttgart.
- Ramos, V.A. (2008). The basement of the Central Andes: the Arequipa and related terranes. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 36, 289-324.
- Reyes, L. & Caldas, J. (1987). Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. A: Carta Geol. Nac., 39, 83 p.
- Rivadeneira, M. & Sánchez, H. (1989). Consideraciones geológicas del pre-apertense de la Cuenca Oriente. Sexto Congreso Ecuatoriano de Ingeniería en Geología, Minas, Petróleo y Geotecnia, Quito, 214-252.
- Rodríguez, A. & Chalco, A. (1975). Cuenca Huallaga, Reseña geológica y posibilidades petrolíferas. Bol. Soc. Geol. Perú, 45, 187-212.
- Romeuf, N. (1994). Volcanisme jurassique et métamorphisme en Equateur et au Pérou: caractéristiques pétrographique, minéralogiques et géochimiques: implications géodynamiques. Thèse Doct. Université d'Aix-Marseille 3, Aix en Provence, 305 p.
- Romeuf, N., Aguirre, L., Carlier, G., Soler, P., Bonhomme, M., Elmi, S. & Salas, G. (1993). Present knowledge of the Jurassic volcanogenic formations of the southern coastal Peru. II International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, 437-440.
- Roperch, P. & Carlier, G. (1992). Paleomagnetism of Mesozoic rocks from the Central Andes of Southern Peru: Importance of rotations in the development of the Bolivian orocline. J. Geophys. Res., 97, B12, 17233-17249.
- Rosas, S. (1994). Facies, diagenetic evolution, and sequence analysis along a SW-NE profile in the southern Pucará basin (Upper Triassic-Lower Jurassic), central Peru. Heidelberg Geowiss Abh, 80, 337 p.
- Rosas, S. & Fontboté, L. (1990). Sedimentology of the Cercapuquio and Chaucha Formations (Central Peru). I International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, 261-264.
- Rosas, S. & Fontboté, L. (1995). Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. In: Soc. Geol. Perú, Vol. Jubilar Alberto Benavides, 279-309.
- Rosas, S., Fontboté, L. & Tankard, A.J. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará basin, central Peru. J. South Am. Earth Sci., 24, 1-24.
- Rosenzweig, A. (1953). Reconocimiento geológico en el curso medio del río Huallaga. Bol. Soc. Geol. Perú, 26, 155-189.
- Rüegg, W. (1957). Das Anden-orogen Geologie zwischen Cañete-San Juan 13°00'-15°24', Südperu. Geol. Rundsch, 45, 775-858.
- Salinas, E. (1985). Evolución paleogeográfica del Sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológico de las series del Departamento de Tacna. Tesis Univ. Nac. San Agustín, Arequipa, 214 p.
- Sánchez, W. (1983). Edades K-Ar en rocas intrusivas del área de Ilo, dpto. de Moquegua. Bol. Soc. Geol. Perú, 71, 183-191.
- Schaltegger, U., Guex, J., Bartolini, A., Schoene, B. & Ovtcharova, M. (2008). Precise U-Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. Earth and Planetary Sci. Letters 267, 266-275
- Sempere, T. (1994). Kimmeridgian (?) to Paleocene tectonic evolution of Bolivia. In: Cretaceous tectonics in the Andes, J.A. Salfity, ed., Earth Evolution Sciences Monograph Series, Vieweg Publishing, Wiesbaden, 168-212
- Sempere, T., Acosta, H. & Carlotto, V. (2000). Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno en la región del Lago Titicaca: hacia una solución? X Congreso Peruano de Geología, 41 p. Edit. Soc. Geol. Perú. CD

- Sempere, T., Acosta, H. & Carlotto, V. (2004). Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno al norte del Lago Titicaca. In: Jacay, J. & Sempere, T., eds. Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú, Soc. Geol. Perú, Lima, Publicación Especial, 5, 81-103.
- Soler P. (1991). Contribution à l'étude du magmatisme associé aux marges actives - pétrographie, géochimie et géochimie isotopique du magmatisme créacé a Pliocène le long d'une transversale des Andes du Pérou Central - Implications géodynamiques et métallogéniques. Thèse Doct., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 846 p.
- Steinmann, G. (1929). Geologie von Peru. Karl Winters Univ., Heidelberg, 448 p.
- Stewart, J.W., Evernden, J.F. & Snelling, N.J. (1974). Age determinations from Andean Peru: a reconnaissance survey. Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1107-1116.
- Szekely, T.S. (1967). Jurassic stratigraphy of Southern Peru. Bur. Rech. Géol. Min., Mem., 75, 727-737.
- Szekely, T.S. & Grose, L.T. (1972). Stratigraphy of the carbonate, black shale, and phosphate of the Pucara Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), Central Andes, Peru. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 407-428.
- Terrones, A. (1949). La estratigrafía del distrito minero de Morococha. Sociedad Geológica del Perú, Vol. Jubilar, 25 Aniv., Part: 2, fc. 8, 1-15.
- Thierry, J., Clavel, B., Hantzpergue, P., Néraudeau, D., Rigollet, L. & Vadet, A. (1997). Distribution chronologique et géographique des échinides jurassiques en France: essai d'utilisation biostratigraphique. In: Cariou, E. & Hantzpergue, P. eds., Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod., Mem., 17, 253-271.
- Valencia, M. & Avendaño, E. (2003). Memoria descriptiva de la revisión y actualización del cuadrángulo de Paras (28-n), escala 1:50 000. Informe inédito, Inst. Geol. Min. Metal., Lima, 24 p.
- Valencia, M. & Morales, M. (2004). Presencia del Bajociano en el río Pampas entre Paras y Totos al Suroeste de Ayacucho. XII Congreso Peruano de Geología, 546-548. Edit. Soc. Geol. Perú.
- Vargas, L. (1970). Geología del cuadrángulo de Arequipa. Servicio de Geología y Minería, Boletín 24, 64 p.
- Velarde, P., Bustamante, C. & Reátegui, O. (1978). Evaluación geológica preliminar de las sub cuencas del Ucayali y Madre de Dios, Informe inédito, Petroperú, Lima.
- 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.) Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, Buenos Aires, 1, 319-351.
- Vicente, J.C. (1989). Early late Cretaceous overthrusting in the Western Cordillera of southern Peru. In: Ericksen, G.E., Cañas, M.T. & Reinemund, J.A., eds. Geology of the Andes and its relations to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston TX, Earth Science Series, 11: 91-117.
- Vicente, J.C. (2006). Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean basin: pattern of regression and general considerations of main features, Rev. Asoc. Geol. Arg., 61, 408-437.
- Vicente, J.C., Sequeiros, F., Valdivia, M.A. & Zavala, J. (1979). El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta, elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. Bol. Soc. Geol. Perú, 61, 67-99.
- Vicente, J.C., Beaudoin, B., Chávez, A. & León, I. (1982). La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior: 5to Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, 1, 121-153. Edit. Serv. Geol. Nac.
- Westermann, G.E.G., Riccardi, A., Palacios, O. & Rangel, C. (1980). Jurásico medio en el Perú. Inst. Geol. Min. Metal. Bol. Ser. D: Est. Esp. 9, 47 p.
- Wilson, J.J. & Garcia, W. (1962). Geología de los cuadrángulos de Pachia y Palca. Com. Carta Geol. Nac., Bol. 4, 82 p.
- Wilson, J.J. & Reyes, L. (1964). Geología del cuadrángulo de Pataz. Com. Carta Geol. Nac., Bol. 9, 91 p.