

Órgano oficial de la Sociedad Geológica del Perú
Fundada el 3 de julio de 1924, en Lima



Imagen de Portada:
Elizabeth Ordoñez López

Vista longitudinal de un pez teleósteo hallado
en la parte superior, titoniana–berriasiana,
del Grupo Chicama (provincia de Aija,
Ancash).

© **SOCIEDAD GEOLÓGICA DEL PERÚ**

All rights reserved.

Todos los derechos reservados

ISSN: 0079 – 1091

Versión Digital.

Toda correspondencia relacionada con esta publicación
debe ser dirigida al editor responsable:

Sociedad Geológica del Perú, Av. 28 de Julio 745, Miraflores

Lima - Perú

SOCIEDAD GEOLÓGICA DEL PERÚ
BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DEL PERÚ
Órgano oficial de la Sociedad Geológica del Perú
fundada el 3 de julio de 1924, en Lima

Volumen editado durante el:
CONSEJO DIRECTIVO DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DEL PERÚ
BIENIO 2014-2015

Presidente:	César Muñoz Pineda
Vicepresidente:	Federico Seminario Gros
Secretario:	Jorge Merino Morante
Pro Secretario:	Jorge Acosta Ale
Tesorero:	Carlos Bianchi Ramírez
Pro Tesorero:	Georg Winkelman
Bibliotecario:	Javier Jacay Huarache
Vocal Nato:	José Arce Alleva
Vocal:	Bárbara Bruce Ventura
Vocal:	Kiko Valencia Cárdenas
Vocal:	Marco Vázquez Flores
Vocal:	Mario Chávez Cerna
Vocal:	Michael Valencia Muñoz
Vocal:	Thierry Sempere
Vocal:	Víctor Delgado Muñoz
Editor:	Thierry Sempere

Sociedad Geológica del Perú
Teléfonos: (51-1) 628-1150 / 444-1180
Av. 28 de Julio 745 Miraflores - Lima 18 - Perú
E-mail: sgp@sgp.org.pe - Web Site: www.sgp.org.pe

BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA DEL PERÚ

Vol. 110

CONTENIDO

J.C. Gutiérrez-Marco, I. Rábano, G.F. Aceñolaza, C.A. Chacaltana Trilobites epipelágicos del Ordovícico de Perú y Bolivia.	01
A.A. Sá, J.C. Gutiérrez-Marco <i>Aroucaichnus</i> igen. nov. y otros icnofósiles singulares del Ordovícico del Geoparque Arouca (Portugal).	08
B. García, I. Girón, M. Oviedo, I. Astete, D. Cedano Análisis sedimentológico del Pensilvaniano en las montañas de Amotapes-Talara.	24
E. Taípe, J. Jacay, J. Quintana, B. Giles, T. Sempere La cuenca pensilvaniana-permiana de Atico-Ocoña (sur del Perú).	28
R. Rodríguez, E. Díaz-Martínez, M. Reitsma Diacronismo en la sedimentación del Pensilvaniano-Pérmico inferior entre la Zona Subandina y la Cordillera Oriental: la sección de Hacienda Huanca (Cerro de Pasco) y su relación con los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene.	32
S. Rosas, K.A. Ritterbush, D.J. Bottjer La Formación Aramachay del Jurásico inferior en el centro de Perú: distribución de facies, paleoecología y su relación con la formación de cuerpos minerales.	37
E. Ordóñez, P. Navarro, L. Tejada, D. Pajuelo, L. Chávez, F. Rodríguez, P. Martiarena, G. Carnevale Primera evidencia de peces jurásicos en el Perú.	43
V. Alleman Clave de identificación de las especies de Ammonoidea del Grupo Morro Solar, Valanginiano-Hauteriviano de Lima, Perú.	49
Y. Mamani, J. Jacay Volcanismo y aspectos sedimentarios de las secuencias inferiores del Grupo Casma, y su asociación de faunas de ammonites.	52
J. Sánchez, L. Calizaya, J. Jacay Aspectos geológicos y tectónica sinsedimentaria albiana-cenomaniana en el área de Casma.	55
L. Cerpa Estratigrafía de Punta Crepín, Isla Rey Jorge, Islas South Shetland, Antártida.	59
C. Chacaltana, W. Valdivia, A. Benites, M. Chumpitaz La Formación Chota en la cuenca Bagua: Evaluación e implicancias del criterio de clasificación litoestratigráfico.	63

R. Rodríguez, E. Sánchez, S. Choquehuanca, C. Fabián, B. Del Castillo Revisión estratigráfica del Grupo Puno (Eoceno) en el límite del Altiplano y la Cordillera Occidental (Ácora-Puno-Mañazo), y división de cuencas sedimentarias.	67
T. Sempere, J. Jacay, F. García Elementos para una actualización de la estratigrafía del Grupo Moquegua, sur del Perú.	71
L. Ayala, L. Cerpa, L. Muñoz, A. Chacón, D. Siesquén, J. Martínez Sedimentología de las secuencias sedimentarias y volcánico-clásticas de una cuenca intramontañosa: la cuenca Puquio (Mioceno), Ayacucho, Sur del Perú.	76
L. Tejada-Medina, C. Chacaltana, W. Valdivia Primera evidencia de bivalvos fósiles perforadores de madera (teredínidos xilótrofos) e icnofacies de <i>Teredolites</i> en la Formación Yumaque de la cuenca Pisco (Ica, Perú).	81
M. Vásquez, D. Ventura Cuencas emergentes: Potencial hidrocarburífero de los reservorios carbonatados jurásicos y paleozoicos en la Faja Subandina peruana.	86
D. Ventura, N. Luque Análisis sísmo-geológico de los campos Kinteroni y Sagari para el modelado estructural 2D PSDM: Evolución, potencial y desarrollo del lote 57, cuenca Ucayali.	91
C. Fabián, R. Rodríguez, E. Sánchez, B. Del Castillo, D. Ojeda El Carbonífero-Pérmico en el borde occidental de la cuenca Huallaga: Estratigrafía y potencial de hidrocarburos.	95
M. Chumpitaz, C. Chacaltana, W. Valdivia, D. Peña Estratigrafía de las secuencias pre-cretácicas del anticlinal Naranjos (zona noroccidental de la cuenca Huallaga).	101
W. Valdivia, C. Chacaltana, M. Chumpitaz, A. Benites, D. Peña Caracterización morfoestructural en la proyección sur de la zona de transición entre las cuencas Santiago y Huallaga.	105
C. Bianchi, J. Jacay Evolución paleogeográfica fanerozoica de la región nor-occidental de la margen peruana y sus posibilidades hidrocarburíferas.	110
J.H. Rojas, K. Andamayo Evidencias de superficies de <i>detachment</i> asociadas a fallas lítricas al sur de la sub-cuenca Lagunitos, cuenca Talara.	115
K. Andamayo, J. Fuentes Plays exploratorios pre-terciarios dentro del lote Z-2B, cuenca productora de Talara en el <i>offshore</i> del Perú.	122
F. Palacios, E. Gonzales, D. Timoteo Evidencia de potenciales <i>shale plays</i> del Campaniano y Maastrichtiano inferior en la cuenca Talara y Sechura — Parte I : Estratigrafía y distribución de secuencias.	127
D. Timoteo, F. Palacios, E. Gonzales Evidencia de potenciales <i>shale plays</i> del Campaniano y Maastrichtiano inferior en la cuenca Talara y Sechura — Parte II : Caracterización geológica y geoquímica.	133

J.T. Mendoza Análisis de facies utilizando registros de imágenes de subsuelo.	139
R. Rodríguez, E. Sánchez, C. Fabián, B. Del Castillo Dominios estructurales entre la faja plegada del Marañón y la faja plegada y corrida de la Zona Subandina: Nuevas interpretaciones para el subsuelo del borde occidental de la cuenca Huallaga.	147
J.C. Villegas, J.-M. Nocquet, M. Chlieh, P. Mothes, F. Rolandone, P. Jarrin, D. Cisneros Evidencia de un nuevo bloque tectónico en el Perú, el “ <i>sliver</i> Inca”, y el estado actual de deformación inter-sísmica en la zona de subducción nor-andina a partir de mediciones GPS.	152
F. Coaquira, F. Jaimes Estudio petrográfico de las rocas metamórficas del macizo de Illescas, Piura, noroeste del Perú.	156
J.M. Wise Deformation and domains of the central Peruvian Andes: A spatial approach using surface data.	161
J. Jacay Estilo estructural de la Cordillera Occidental de los Andes del Perú central.	176
L. Ayala, E. Cuipa, C. Roselló, W. López, P. Llamoca, N. Gutiérrez, R. Mendoza Cartografiado e interpretación estructural del sector norte del Morro Solar, departamento de Lima, Perú.	181
W. Ccallo, D. Torres, A. Santos, D. Soberón Evidencia de reactivación e inversión tectónica en el antearco, noreste de San Juan de Marcona, provincia de Nazca.	186
M. Contreras, C. Moreno, M. Sapacayo, M. Serrano Modelo de evolución geológica y tectónica al suroeste de la mina Hierro Acarí (Bella Unión, Caravelí, Arequipa).	190
D.E. Torres, L. Muñoz, L. Ayala, L. Coba, J. Martínez, L. Cerpa Estructuras extensionales en un contexto transpresivo durante el Mioceno inferior: Compatibilidad dinámica en el sistema de fallas Nasca al oeste de Puquio, Ayacucho, Sur del Perú.	196
P. Guardia, H. Tavera Análisis de la microsismicidad asociada a las fallas de Tambomachay y Qoricocha, Cusco.	201
L. Medina, S. Villacorta, B. Zavala, M. Vílchez, S. Núñez, G. Luque, E. Calderón Caracterización geomorfológica del Norte peruano.	205
S. Villacorta, T. De Torres, M. Llorente, L. Ayala, C. Pérez-Puig, J. Macharé, C. Benavente Datos preliminares sobre la evolución geomorfológica del abanico aluvial de Lima, y sus implicaciones en el análisis de los riesgos asociados al cambio climático.	209
J.J. Wilson Neogene erosion surfaces along the Andean Flank of north-central Peru.	214



Trilobites epipelágicos del Ordovícico de Perú y Bolivia

Juan Carlos Gutiérrez-Marco¹, Isabel Rábano², Guillermo F. Aceñolaza³, y César A. Chacaltana⁴

¹ Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, España (jcgrapto@ucm.es)

² Museo Geominero, IGME, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España (i.rabano@igme.es)

³ Instituto Superior de Correlación Geológica (CONICET-UNT), Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina (gfacenolaza@gmail.com)

⁴ INGEMMET, Avda. Canadá 1470, Lima, Perú (<mailto:cchacaltana@ingemmet.gob.pe>)

ABSTRACT

Epipelagic telephinid trilobites rarely occur in the Ordovician of South America, being represented by few specimens recorded from the Argentinian Precordillera, the Famatina Basin, eastern Puna and Cordillera Oriental. We here report the northernmost occurrences of the genera *Carolinites* and *Oopsites* in the Central Andean Basin, coming from the Lower Ordovician rocks of the Sella Formation of southern Bolivia (*Carolinites genacinaca* Ross *s.l.*) and from the San José Formation of southwestern Peru (*Oopsites* sp. nov). The scarce record of these telephinids has been related to warm water currents, that sporadically moving southwards along the Gondwanan margin, carrying palaeotropical trilobites into more temperate to cool-water higher palaeolatitudes.

RESUMEN

Los telefínidos espipelágicos son trilobites raros en Sudamérica, donde se conocen pocos ejemplares en el Ordovícico de la Precordillera, la cuenca de Famatina, la Puna oriental y la Cordillera Oriental argentina. En este trabajo se presentan los registros más septentrionales de los géneros *Carolinites* y *Oopsites* en el Ordovícico Inferior de la cuenca andina central, procedentes de la Formación Sella del sur de Bolivia (*Carolinites genacinaca* Ross *s.l.*) y de la Formación San José del suroeste del Perú (*Oopsites* sp. nov). El exiguo registro de estos telefínidos se halla vinculado con corrientes de aguas cálidas, que esporádicamente se dirigían hacia el sur a lo largo del margen gondwánico, transportando trilobites paleotropicales hacia paleolatitudes más elevadas con aguas templadas a frías.

Palabras claves: Trilobites, Ordovícico Inferior, Gondwana, cuenca andina central, paleocorrientes cálidas.

1. Introducción

Hasta mediados del siglo XX, se pensaba que la mayoría de los trilobites ordovícicos eran formas neríticas exclusivamente bentónicas, epifaunales a semi-infaunales, que se alimentaban de un modo detritívoro o suspensívoro. Sin embargo, los estudios posteriores demostraron que, ya desde el Ordovícico Inferior, los trilobites estaban adaptados a una gran diversidad de ambientes y modos de vida: desde formas bentónicas carroñeras, predatoras, filtradoras, sedimentívoras o incluso simbióticas con bacterias quimioautotróficas (en

ambientes disaeróbicos), hasta formas nectobentónicas o nectónicas activas; desarrollando hábitos gregarios o excavadores en las etapas de muda o reproducción (Fortey, 1985, 2000, 2004; McCormick & Fortey, 1998, 1999; Fortey & Owens, 1999; Gutiérrez-Marco et al., 2009, entre otros).

Los trilobites planctófagos, adaptados al modo de vida pelágico, presentan una morfología bastante peculiar, materializada por lo general en: 1) posesión de grandes ojos, que a menudo cuelgan bajo el plano dorsal del

caparazón, u ocasionalmente llegan a hipertrofiarse hasta fundirse en un ojo único, localizado en la parte anterior de la cabeza (tal y como sucede en ciertos ciclopígidos); 2) las pleuras torácicas se acortan y aplanan para facilitar el movimiento activo de los apéndices durante la natación; y 3) el pigidio reduce su tamaño o se torna diminuto.

En la presente nota se examinan los hallazgos más septentrionales para Sudamérica del grupo de los telefnidos, unos trilobites nectónicos ordovícicos muy raros, en base a ejemplares procedentes del Ordovícico Inferior del Perú y Bolivia.

2. Antecedentes

El descubrimiento de trilobites pelágicos en el Ordovícico de Sudamérica se debe a Harrington & Leanza (1957), quienes caracterizaron "*Keidelia*" [= *Carolinites*] *macrophthalmia* en la Precordillera argentina, dentro de niveles imprecisos del Ordovícico Inferior en la Sierra Chica de Zonda (provincia de San Juan). Años más tarde, Baldis & Blasco (1974) describieron seis especies nuevas del género *Telephina* Marek (*sensu stricto*) en materiales del Sandbiense de una sección al suroeste de Jáchal, también en la Precordillera de San Juan (Formación Las Aguaditas), con las formas *Telephina argentina*, *T. frontistriata*, *T. rectisulcata*, *T. jelini*, *T. alejandrina* y *T. aguaditensis*. Poco después, Leanza & Baldis (1975) definieron "*Tafnaspis*" [= *Carolinites*] *iglesiassi* en el Cordón de Escaya, Puna oriental de Jujuy. La secuencia fosilífera se incluye en este último caso en el Grupo Toro Ara, englobado en el Complejo Turbidítico de la Puna (Floiense-Dapingiense).

En la etapa siguiente, el registro de telefnidos epipelágicos se amplió notablemente en la Precordillera de San Juan, con la descripción de dos especies adicionales del género *Carolinites* Kobayashi [*C. killaryensis* (Stubblefield) y *C. constrictus* Benedetto & Cañas], encontradas en el miembro inferior de la Formación Gualcamayo (Dapingiense: Benedetto et al., 1986); y tres nuevas de *Telephina*, las dos primeras (*T. calandria* y *T. chingolo*) localizadas en la parte alta de la Formación San Juan (Floiense medio) y en la inferior de la Formación Las Aguaditas (Darriwiliense), respectivamente, en tanto que la tercera (*T. problematica*) procede de otros niveles más modernos (Sandbiense: Ordovícico Superior) de esta última unidad (Chatterton et al., 1999). También de la Formación Gualcamayo, pero de horizontes de edad Darriwiliense, derivan las especies *Carolinites latus* Tortello & Peralta y *C. aff. pardensis* Legg, descritas por Tortello & Peralta (2004).

Por otra parte, en el terreno del Famatina, Vaccari & Waisfeld (1994) describieron los taxones *Carolinites genacinaca* Ross y *Oopsites* sp. en la parte inferior y media del miembro Loma del Kilómetro (Floiense medio-superior) de la Formación Suri, aunque el primero fue revisado más tarde como *C. cf. genacinaca* por Waisfeld & Vaccari (2003).

Con referencia a la cuenca andina central, al ya citado hallazgo de "*Tafnaspis*" *iglesiassi* Leanza & Baldis, en el Ordovícico Inferior de la Puna Oriental argentina (reassignado al género *Carolinites* por Dean, 1989),

Aceñolaza et al. (1999) sumaron la identificación de un cranidio de *C. genacinaca* en la localidad boliviana de Sella (Departamento de Tarija). Por último, Waisfeld & Vaccari (2003) describieron e ilustraron varios ejemplares de *Carolinites* sp. procedentes de la parte más alta de la Formación Acoite (Floiense superior) de la Cordillera Oriental argentina (quebradas Los Colorados, Chamarra y Los Baños, provincia de Jujuy).

A excepción de la Precordillera argentina, donde los trilobites pelágicos son formas raras pero se reparten en diferentes niveles de variadas formaciones del Ordovícico Inferior, Medio y Superior, el registro de telefnidos (*Carolinites*, *Oopsites*) es francamente exiguo en el Famatina y en la cuenca andina central. El material publicado apenas reúne una treintena de ejemplares, limitados generalmente a escleritos aislados (cranidios, librigenas, pigidios), con la sola excepción del ejemplar completo (y único conocido) de *Carolinites iglesiassi*. Fuera del ámbito argentino de la cuenca andina central, el registro de estos trilobites se restringía a un cranidio de *Carolinites* encontrado en Bolivia (Aceñolaza et al., 1999), al que añadimos ahora nuevos ejemplares de la misma procedencia, así como el descubrimiento de telefnidos en el Ordovícico peruano, que aportan datos de interés paleobiogeográfico para el conjunto de Sudamérica.

En el presente trabajo no se consideran grupos de trilobites mesopelágicos como los ciclopígidos, representados puntualmente en el Tremadociense de Argentina (Esteban, 1996; Tortello & Esteban, 2003).

3. Contexto geológico y estratigráfico

El material peruano consta de un único cranidio, identificado como *Oopsites* sp. nov. Se trata de un molde interno y externo que conserva su relieve original, en una limolita oscura con ligera matriz carbonatada. Procede de la parte inferior de la Formación San José (horizonte K-2) en la quebrada de Cashabireni, 6.5 km al noreste del puente de San Francisco sobre el río Apurímac (Quimbiri, Departamento del Cusco). En asociación con el mismo se encuentran restos de otros trilobites (asáfidos, trinucleidos, *Hypermeccaspis*), y graptolitos. Estos últimos sitúan el horizonte fosilífero en la Biozona de *Baltograptus minutus*, correlacionable con el Floiense superior (Ordovícico Inferior) de la escala global (Begström et al., 2009).

El material boliviano procede de niveles de lumaquelas calcáreas intercalados en el miembro inferior de la Formación Sella, en la quebrada de Rumi Orkho, unos 16 km al noreste de Tarija (sur de la Cordillera Oriental boliviana). De allí procede el cranidio de *Carolinites genacinaca* Ross s.l. ilustrado por Aceñolaza et al. (1999, fig. 2f-g), al que añadimos ahora nuevos ejemplares en mejor estado de conservación. Los restos se acumularon, junto con otros trilobites, braquiópodos, moluscos, equinodermos y ostrácodos, en el relleno arenoso de numerosos "gutter casts" excavados en litas verdosas, que a su vez contienen trilobites y graptolitos. Estos últimos caracterizaron la Biozona de *Baltograptus minutus* del Floiense superior (Egenhoff et al., 2004).

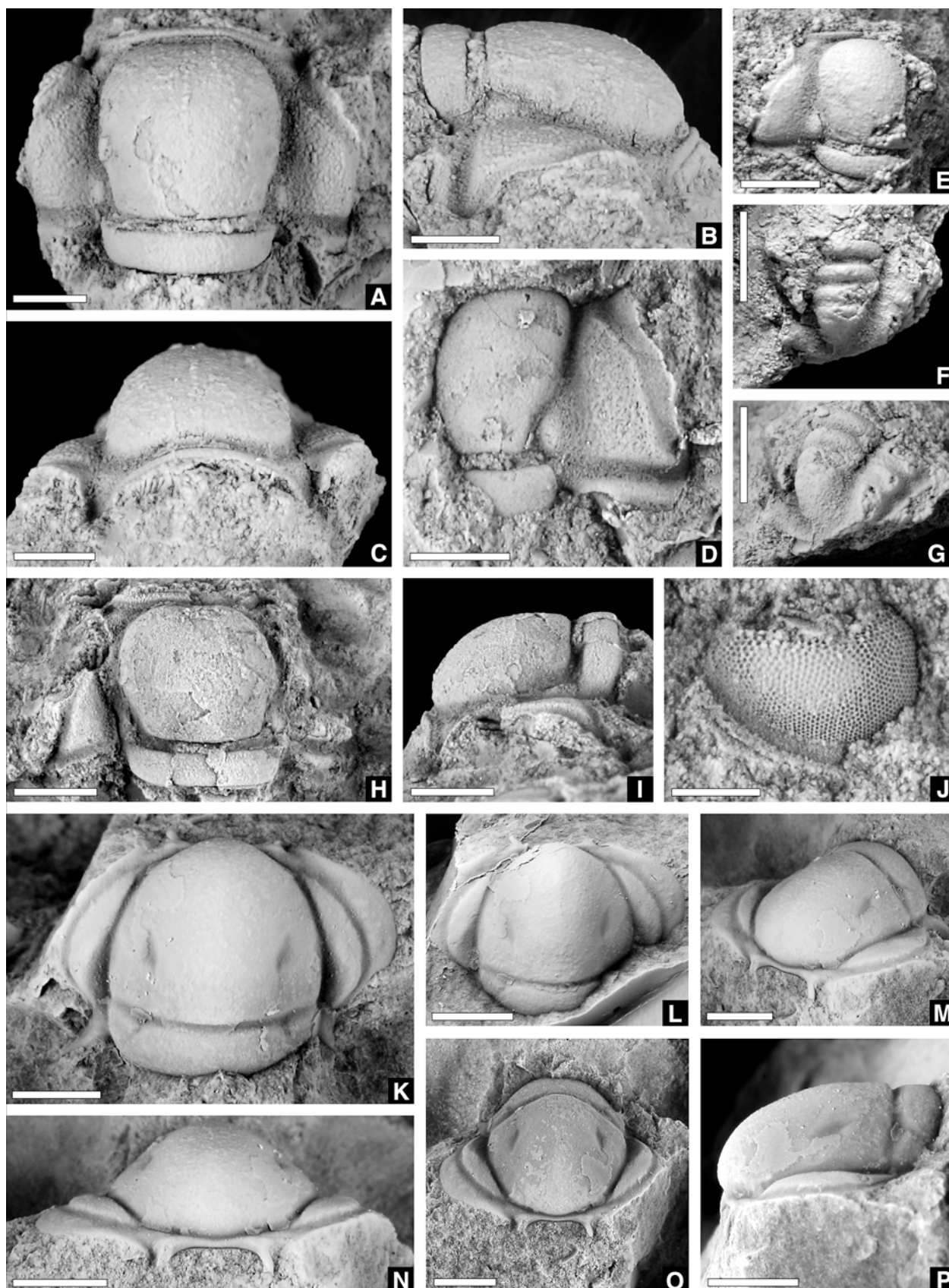


Figura 1. Trilobites teleftrínidos epipelágicos de la cuenca andina central. A-J, *Carolinites genacinaca* Ross s.l., del Ordovícico Inferior de Sella (Bolivia). - A-C, Molde interno del cráneo MGM-6770X. en vista dorsal (A), lateral derecha (B) y anterior (C); D, vaciado en látex del molde externo parcial del ejemplar anterior; E, cráneo MGM- 6771X (molde interno); F-G, molde interno del pigidio MGM-6773X en vista dorsal (F) y lateral oblicua (G); H-I, molde interno del cráneo MGM-6769X en vista dorsal (H) y lateral izquierda (I), correspondiente al ejemplar ilustrado por Aceñolaza et al. (1999, figs. 2f-g); J, superficie visual MGM-6772X, parcialmente recubierta por sedimento. - K-P, *Oopsites* sp. nov., del Ordovícico Inferior de Quimbiri (Perú). Molde interno del cráneo CPI-7427 en vista dorsal (K), anterolateral oblicua (M), anterior (N), anterodorsal oblicua (O) y lateral izquierda (P). L es un vaciado en látex del molde externo del mismo ejemplar, en vista dorsal. La escala gráfica equivale a 2 mm, excepto en la figura J (= 1 mm). Todos los ejemplares fueron blanqueados con vapores de óxido de magnesio.

4. Sistemática

Orden PROETIDA Fortey & Owens 1975
Superfamilia BATHYUROIDEA Walcott 1886
Familia TELEPHINIDAE Marek 1952

Género *Carolinites* Kobayashi 1940

Especie tipo.– *Carolinites bulbosus* Kobayashi 1940, del Ordovícico de Tasmania (Australia).

Carolinites genacinaca Ross 1951, *s.l.*
(Fig. 1 A-J)

- *1951 *Carolinites genacinaca* sp. nov. – Ross, p. 84, lám. 18, figs. 25-26, 28-36.
- ?1994 *Carolinites cf. genacinaca* Ross – Vaccari & Waisfeld, p. 82, lám. 1, figs. 16-18; lám. 2, fig. 12.
- v1999 *Carolinites genacinaca* Ross *s.l.* – Aceñolaza et al., p. 356, fig. 2f-g.
- ?2003 *Carolinites cf. genacinaca* Ross – Waisfeld & Vaccari, p. 312, lám. 16, figs. 4-8.
- ?2003 *Carolinites* sp. – Waisfeld & Vaccari, p. 319, lám. 21, figs. 15-18.

Material.– Dos cranidios (MGM-6769X; MGM-6770X), un cranidio más un fragmento desarticulado de librigena (MGM-6771X), una superficie visual incompleta (MGM-6772X) y un pigidio (MGM-6773X). Los originales se hallan depositados en el Museo Geominero (Instituto Geológico y Minero de España, Madrid).

Observaciones.– El cranidio de los ejemplares bolivianos muestra netos caracteres morfológicos que lo sitúan en la línea evolutiva *Carolinites tasmaniensis* (Etheridge) – *C. genacinaca* Ross – *C. sp. nov.* McCormick & Fortey (Fortey, 1975; McCormick & Fortey, 1999, 2002). De ellos, el tamaño moderado de las báculos, que indentan ligeramente la base de la glabella, y la anchura de las mejillas fijas, que se expanden cerca del margen posterior, flexionando abaxialmente la cresta intra-palpebral, son caracteres muy próximos a los de *C. genacinaca* Ross (*sensu stricto*). En la librigena, la superficie visual destaca por su gran convexidad (long. y exsag.) y el número muy elevado de omatidios, con más de 20 hileras dorsoventrales y 50 anteroposteriores en un ojo de tipo holocroal. El único pigidio disponible muestra vestigios de los tubérculos centrales en el molde interno y la diferenciación de tres anillos axiales, los dos primeros resaltados por fuertes surcos y siendo el tercero más tenue, como ocurre en esta especie. Sin embargo, el material boliviano muestra diferencias menores con *C. genacinaca* que tal vez lo relacionen con un nuevo taxón de nivel subespecífico: crestas intra-pleurales menos marcadas, borde anterior con terminaciones laterales más largas y de aspecto espinoso, e indicios de ornamentación en las mejillas fijas y base de las báculos. La ausencia de tubérculos centrales prominentes en los anillos axiales del pigidio reviste una importancia menor, dado que dichos tubérculos se desarrollan con preferencia en las poblaciones más jóvenes de la especie (Fortey, 1975).

El material boliviano de *Carolinites genacinaca* (*sensu lato*) difiere de otros registros del género en la

Precordillera argentina por el menor tamaño de las báculos, pero guarda notables semejanzas con los ejemplares citados en la Fm. Suri (Famatina) y en la parte alta de la Fm. Acoite (Jujuy), como *C. cf. genacinaca* y *Carolinites* sp., respectivamente (Vaccari & Waisfeld, 1994; Waisfeld & Vaccari, 2003). Sin embargo, todos ellos se conservan aplastados o con deformación tectónica, lo que impide precisar sus relaciones taxonómicas. En la forma puneña *C. iglesiasi* (Leanza & Baldi) los caracteres cefálicos se conocen con insuficiente detalle como para poder compararlo con otros taxones o con el presente material.

Distribución.– Floiense superior, Formación Sella, Bolivia, sur de la Cordillera Oriental.

Género *Oopsites* Fortey 1975

Especie tipo.– *Telephus hibernicus* Reed, 1909, del Ordovícico Inferior de Irlanda.

Oopsites sp. nov.
(Fig. 1K-P)

- ?1994 *Oopsites* sp. – Vaccari & Waisfeld, p. 82, lám. 2, figs. 13, 16, 17.
- ?2003 *Oopsites* sp. – Waisfeld & Vaccari, p. 312, lám. 16, figs. 1-3.

Material.– Molde interno y externo de un cranidio bien conservado, CPI-7427 (colección paleontológica del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Lima).

Descripción.– La anchura máxima del cranidio (8 mm) se sitúa a nivel de los lóbulos palpebrales, representando 1,48 veces la longitud sagital (5,4 mm). El borde anterior se halla poco arqueado y sus extremos laterales se prolongan en un par de espinas, cuya separación (transversa) equivale a algo más de la mitad de la anchura (tr.) del anillo occipital. La glabella es muy convexa y su anchura máxima (4,7 mm) se logra antes de alcanzar el surco occipital. Presenta un par de áreas musculares localizadas en sendos surcos elípticos someros, inclinados 10-15 grados con la línea sagital, sin unión con los surcos axiales. El extremo anterior de estas áreas musculares se localiza a nivel de la mitad de la longitud de la glabella. Los surcos plegabelar, axiales y occipital son relativamente estrechos y profundos, salvo a nivel de las áreas musculares occipitales y adaxiales. El anillo occipital es bastante ancho (medido en el plano sagital) y equivale a alrededor de 1/4 de la longitud glabellar, con sus extremos laterales algo más estrechos (sag.) que en los 2/4 de la parte central restante. Sus facetas musculares anteriores parecen prolongarse en sendos surcos que no alcanzan el borde posterior (exsag.). Las mejillas fijas tienen un aspecto semilunar, por la presencia de largos lóbulos palpebrales que se curvan hacia adentro en sentido posterior, a la vez que se estrechan ligeramente. Los lóbulos palpebrales son casi tan anchos (tr.) como el resto de la fixigena, y se encuentran definidos por unos surcos continuos y uniformemente estrechos. En vista lateral, las mejillas fijas se presentan suavemente inclinadas hacia adelante. En la mitad posterior de las fixigenas se localizan sendas facetas musculares, adyacentes a los

ángulos postero-laterales de la glabella, e inclinadas hacia el surco axial. El sector post-ocular de cada mejilla fija es muy estrecho (tr.), y su borde posterior queda reducido a una espina dirigida postero-lateralmente, formando un ángulo de unos 40 grados con el eje sagital. La superficie externa del cráneo carece de una ornamentación apreciable, conservando vestigios de una granulación muy fina en la glabella y el anillo occipital (salvo en las áreas de inserción muscular), y hasta 4 tenues crestas transversas en el reborde palpebral.

Observaciones.— La morfología del cráneo peruano permite relacionarlo con *Oopsites* Fortey (1975), un género del Ordovícico Inferior situado por su autor en el tránsito entre *Goniophrys* Ross (del Tremadociense superior) y *Telephina* Marek (común en el Ordovícico Medio y Superior). El ejemplar estudiado pertenece a una especie nueva que difiere de *O. hibernicus* (Reed) y *O. squamosus* Fortey por la ausencia de una pronunciada ornamentación de tubérculos, la mayor separación entre las espinas del borde anterior, la menor anchura (tr.) de las mejillas fijas, y por su anillo occipital algo más estrecho (sag.). Entre las formas que ilustran la transición gradual de *Oopsites* a *Telephina*, *Oopsites* sp. nov. recuerda a *Telephina calandria* Chatterton, Edgecombe, Vaccari & Waisfeld por sus mejillas fijas estrechas (tr.) y de borde posterior reducido a una espina, si bien difiere por la ornamentación y el borde anterior del cráneo, que posee unas espinas proporcionalmente más pequeñas y mucho más separadas, razón por la cual optamos por asignar nuestro ejemplar al género *Oopsites* en lugar de a *Telephina*. Chatterton et al. (1999) consideran a *T. calandria* como una de las formas más antiguas del género (Floiense medio a superior de la Precordillera argentina), cuyas características se solapan con las de *Oopsites*. Algo parecido ocurre con *T. bicuspis* (Angelin), cuyo borde anterior guarda semejanzas con el de *Oopsites*, si bien los extremos laterales espinosos se hallan en la especie más próximos a la línea sagital que en las formas del segundo género (Fortey, 1975; Ahlberg, 1995). El borde posterior de las mejillas fijas de *Oopsites* sp. nov. recuerda al de *T. americana* (Billings), por presentarse reducido a una espina, y tampoco alcanza la anchura post-ocular de las formas típicas de *Oopsites*. Finalmente, el ejemplar peruano es una forma indudablemente próxima a *Oopsites* sp., descrita por Vaccari & Waisfeld (1994) y Waisfeld & Vaccari (2003) en el Dapingiense del Sistema de Famatina (Argentina), y considerada además como una forma intermedia con *Telephina*. Las principales semejanzas residen en la ausencia de una ornamentación apreciable, el anillo occipital corto (sag.) y porque el borde posterior de las fixigenas aparece reducido a una simple espina. Sin embargo, esta última es más larga y se halla dirigida lateralmente, las mejillas fijas parecen algo más anchas y, sobre todo, el borde anterior es arqueado y ligeramente más estrecho (tr.) en la forma argentina que en la peruana.

Fortey (1976) correlacionó la estrechez del borde posterior en los cráneos del género *Oopsites*, con la migración adaxial de su borde anterior arqueado, con el fin de que los ojos pudieran incrementar su tamaño y ganara espacio la superficie visual, al crecer hacia adelante y hacia atrás en cada librigena. Dado que el

borde anterior de *Oopsites* sp. nov. es bastante ancho (tr.), el incremento de tamaño de sus ojos se produciría básicamente en sentido posterior, con lo que el segmento post-ocular de cada fixigena se torna muy estrecho y el borde posterior queda reducido a una corta espina retrodirigida.

Distribución.— Floiense superior, Formación San José, Perú, Cordillera Oriental.

5. Interés paleobiogeográfico y conclusiones

El nuevo material de telefínidos pelágicos obtenido en el Perú y Bolivia ofrece gran interés paleobiogeográfico, por cuanto estos trilobites son formas muy raras y de distribución frecuentemente restringida a los márgenes continentales. *Carolinites genacinaca* Ross fue una especie tropical cosmopolita durante el Ordovícico, ampliamente distribuida en Laurentia, Baltica y el margen australoasiático de Gondwana (McCormick & Fortey, 1999). Su presencia en la cuenca andina central ayuda a entender los registros individuales de *Carolinites* en contextos perigondwánicos de elevada paleolatitud, tales como el sur de Francia (*C. "vizcainoi"* Pillet, 1988, 1990: = *C. genacinaca* de acuerdo con McCormick & Fortey, 1999) y Turquía (*Carolinites* sp. de Dean, 1973). En este sentido, el descubrimiento de *C. genacinaca* (s.l.) en el noroeste argentino y sur de Bolivia denota la existencia de corrientes de aguas cálidas superficiales que, descendiendo por el margen de Gondwana, podrían haber alcanzado episódicamente las regiones peri-polares del suroeste de Europa y Asia Menor, en paralelo con otras masas de agua más estables y mejor conocidas que, operando en el mismo sentido, facilitaron la dispersión de elementos del Cámbrico terminal al Floiense sudamericano, en el Dapingiense a Sandbiense europeo y norteafricano (trilobites, braquiópodos, moluscos, etc.). En el margen opuesto de Gondwana, algunas especies asiáticas de *Carolinites* como mucho podrían haber llegado a alcanzar paleolatitudes intermedias como las del centro de Irán, donde Bruton et al. (2014) citaron el hallazgo de *C. cf. ichangensis* Lu en materiales del Ordovícico Inferior.

El registro peruano de *Oopsites* representa el primer hallazgo del género en la cuenca andina central, dado que previamente se conocía tan sólo en Laurentia, Caledónides europeas y el sistema de Famatina del noroeste argentino. Aparte de reforzar los vínculos perigondwánicos del Famatina, el material estudiado muestra una transición gradual con el género *Telephina*, considerado por algunos autores como un trilobite de aguas cálidas a templadas, e incluso de ambientes profundos o disaeróbicos (Ahlberg, 1995).

Los nuevos datos son importantes para sumarlos al conocimiento paleobiogeográfico del margen gondwánico sudamericano, sintetizado recientemente por Benedetto et al. (2009).

Agradecimientos

Agradecemos a Carlos Alonso (Universidad Complutense de Madrid), por las ilustraciones fotográficas. Este trabajo es una contribución a los proyectos CGL2012-39471/BTE, del Ministerio de Economía y Competitividad español e IGCP 591 (IUGS-UNESCO).

Referencias

- Aceñolaza, G.F., Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Díaz Martínez, E. 1999. Las lumaquelas de la Formación Sella (Ordovícico de la Cordillera Oriental boliviana) y su interés paleobiogeográfico. *Actas XIV Congreso Geológico Argentino, Salta*, v. 1, p. 355-358.
- Ahlberg, P. 1995. Telephinid trilobites from the Ordovician of Sweden. *Palaeontology*, v. 38, p. 259-285.
- Baldis, B.A., Blasco, G. 1974. Trilobites ordovícicos de la comarca de Jáchal, Precordillera argentina. I. Telephinidae. *Ameghiniana*, v. 11, p. 71-87.
- Benedetto, J.L., Cañas, F., Astini, R. 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo en el área de Guandacol (La Rioja, Argentina). *Actas IV Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Mendoza*, v. 1, p. 103-111.
- Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Waisfeld, B.G., Sánchez, T.M., Foglia, R.D. 2009. Cambrian and Ordovician biogeography of the South American margin of Gondwana and accreted terranes. In Basset, M.G. (ed.), *Early Palaeozoic Peri-Gondwana terranes: New insights from tectonics and biogeography*. Geological Society, London, Special Publications, v. 325, p. 201-232.
- Bergström, S.M., Chen, X., Gutiérrez-Marco, J.C., Dronov, A.V. 2009. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia*, v. 42, p. 97-107.
- Bruton, D.L., Wright, A.J., Hamed, M.A. 2004. Ordovician trilobites of Iran. *Palaeontographica A*, v. 271, p. 111-149.
- Chatterton, B.D.E., Edgecombe, G.D., Vaccari, N.E., Waisfeld, B.G. 1989. Ontogenies of some Ordovician Telephinidae from Argentina, and larval patterns in the Proetida (Trilobita). *Journal of Paleontology*, v. 73, p. 219-239.
- Dean, W.T. 1973. The Lower Palaeozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyseir, Turkey. III. The trilobites of the Sobova Formation (Lower Ordovician). *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, v. 24, p. 279-348.
- Dean, W.T. 1989. Trilobites from the Survey peak, Outram and Skoki formations (Upper Cambrian-Lower Ordovician) at Wilcox Pass, Jasper National Park, Alberta. *Geological Survey of Canada Bulletin*, v. 389, p. 1-141.
- Egenhof, S.O., Maletz, J., Erdtmann, B.-D. 2004. Lower Ordovician biozonation and lithofacies of southern Bolivia: relevance for palaeogeographic interpretations. *Geological Magazine*, v. 141, p. 287-299.
- Esteban, S.B. 1996. Los primeros trilobites ciclopígidos en el Ordovícico de Argentina (Formación Volcancito, Sistema de Famatina). *Ameghiniana*, v. 33, p. 57-64.
- Fortey, R.A. 1975. The Ordovician trilobites of Spitsbergen. II. Asaphidae, Nileidae, Raphiophoridae and Telephinidae of the Valhallfonna Formation. *Norsk Polarinstitutt Skrifter*, v. 162, p. 1-207.
- Fortey, R.A. 1985. Pelagic trilobites as an example of deducing the life habits of extinct arthropods. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, v. 76, p. 219-230.
- Fortey, R.A. 2000. Trilobite! Eyewitness to Evolution, HarperCollins, London & Knopf, New York [traducción española, 2006: ¡Trilobites! Testigos de la evolución. Ed. Laetoli, Pamplona, 309 p.].
- Fortey, R.A. 2004. The lifestyles of the trilobites. *American Scientist*, v. 92, p. 446-453 (traducción española: Trilobites. *Investigación y Ciencia*, abril 2005, p. 66-73).
- Fortey, R.A., Owens, R.M. 1975. Proetida - A new order of trilobites. *Fossils and Strata*, v. 4, p. 227-239.
- Fortey, R.A., Owens, R.M. 1999. Feeding habits in trilobites. *Palaeontology*, v. 42, p. 429-465.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sá, A.A., García-Bellido, D.C., Rábano, I., Valério, M. 2009. Giant trilobites and trilobite clusters from the Ordovician of Portugal. *Geology*, v. 37, p. 443-446.
- Kobayashi, T. 1940. Lower Ordovician fossils from Junee, Tasmania. *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania (for 1939)*, p. 61-66.
- Leanza, A.F., Baldis, B.A.J. 1975. Tafnaspidae, nueva familia de Komaspidae (Trilobita) del Ordovícico del norte de Argentina. *Actas I Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Tucumán*, v. 1, p. 125-132.
- Marek, L. 1952. Contribution to the stratigraphy and fauna of the uppermost part of the Králův Dvůr Shales (Ashgillian). *Sborník Ústředního Ústavu Geologického*, v. 19, p. 429-455.
- McCormick, T., Fortey, R.A. 1998. Independent testing of a paleobiological hypothesis: the optical desing of two Ordovician pelagic trilobites reveals their relative paleobathymetry. *Paleobiology*, v. 24, p. 235-253.
- McCormick, T., Fortey, R.A. 1999. The most widely distributed trilobite species: Ordovician *Carolinites genacina*. *Journal of Paleontology*, v. 73, p. 202-218.
- McCormick, T., Fortey, R.A. 2002. The Ordovician trilobite *Carolinites*, a test case for microevolution in a macrofossil lineage. *Palaeontology*, v. 45, p. 229-257.
- Pillet, J. 1988. Quelques trilobites rares de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, v. 124, p. 89-99.
- Pillet, J. 1990. A propos de *Carolinites vizcainoi* Pillet 1988. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, v. 126, p. 97.
- Reed, F.R.C. 1909. Palaeontological appendix. In Gardiner, C.I., Reynolds, S.H.: On the igneous and associated sedimentary rocks of the Tourmakeady district (County Mayo). *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. 65, p. 104-153.
- Ross, R.J. Jr. 1951. Stratigraphy of the Garden City Formation in northeastern Utah, and its trilobite faunas. *Bulletin of the British Museum of Natural History (Geology)*, v. 14, p. 1-161.
- Tortello, M.F., Esteban, S.B. 2003. Lower Ordovician stratigraphy and trilobite faunas from the southern

- Famatina Range, La Rioja, Argentina. *Special Papers in Palaeontology*, v. 70, p. 213-239.
- Tortello, M.F., Peralta, S.H. 2004. Trilobites del miembro inferior de la Formación Gualcamayo (Llanvirniano temprano) en el cerro La Chilca, Precordillera de San Juan, Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, v. 115, p. 665-682.
- Vaccari, N.E., Waisfeld, B.G. 1994. Nuevos trilobites de la Formación Suri (Ordovícico temprano) en la región de Chaschuil, Provincia de Catamarca. Implicancias bioestratigráficas. *Ameghiniana*, v. 31, p. 73-86.
- Waisfeld, B.G., Vaccari, N.E. 2003. Chapter 9, Trilobites. *In* Benedetto, J.L. (ed.), *Ordovician fossils from Argentina*. Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba, p. 295-409.
- Walcott, C.D. 1886. Second contribution to the studies on the Cambrian Fauna of North America. *Bulletin of the United States Geological Survey*, v. 30, p. 1-369.



Aroucaichnus igen. nov. y otros icnofósiles singulares del Ordovícico del Geoparque Arouca (Portugal)

Artur A. Sá¹ y Juan Carlos Gutiérrez-Marco²

¹ Departamento de Geología, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Quinta de Prados, 5001-801 Vila Real; y Centro de Geociências, Universidade de Coimbra, Polo II, 3030-790 Coimbra, Portugal (asa@utad.pt)

² Instituto de Geociencias (CSIC, UCM) y Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, España (jcgrapto@ucm.es)

ABSTRACT

This paper describes some outstanding ichnofossils recorded from a roofing slate quarry in the Arouca region, 50 km SE from Oporto (Portugal). Corresponding beds are of Middle Darriwilian age and represent temporary dysoxic episodes within the Valongo Formation. The low-oxygen conditions on the substrate are harnessed by opportunistic and systematic deposit-feeders that generate, in the horizontal plane, some giant concentric traces (*Aroucaichnus*) as well as flabellated burrows (*Phycodes*). The new *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. represents an ellipsoidal trace formed by 9–19 endichnial ribbons inclined to the centre of the structure, showing an obliquely-laminated active infill. The structure occurs in association with large longicone nautiloids, and the trace is formed when the trace maker harvested the decaying bacterial colonies developed around these remains. Endocerid nautiloids were also the most probably producers of the bite marks recorded on a number of trilobite fragments and exuviae. These are described as *Bicrescomanducator serratus*, being *Mandibulichnus* proposed as a younger synonym of the ichnogenus *Bicrescomanducator*. The record of *Phycodes noha* Mikuláš (Lower Ordovician of Bohemia) is enlarged to the Iberian Peninsula, where it occurs as composite forms with *Tomaculum problematicum* Groom in the Middle Ordovician.

RESUMEN

Se describen algunos destacados icnofósiles, encontrados en una cantera de pizarra situada en la región de Arouca, 50 km al sureste de Oporto (Portugal). Los niveles estudiados son de edad Darriwiliense medio y representan episodios temporales de disoxia en la Formación Valongo. Las condiciones de baja oxigenación del sustrato son aprovechadas por sedimentívoros oportunistas que generan, en el plano horizontal, huellas concéntricas gigantes (*Aroucaichnus*) o sistemas de galerías radiadas (*Phycodes*). *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. es una huella elipsoidal formada por excavaciones acintadas, inclinadas hacia el centro de la estructura y con laminación interna oblicua, cuyo productor explotaba de manera sistemática las concentraciones bacterianas vinculadas con la descomposición de restos de nautiloideos longiconos de gran tamaño. Estos últimos fueron, tal vez, los responsables de las marcas de mordiscos (*Bicrescomanducator serratus*) inferidos en restos de trilobites del mismo yacimiento. Se propone al icnogénero *Mandibulichnus* como un sinónimo posterior de *Bicrescomanducator*. El registro de *Phycodes noha* Mikuláš (Ordovícico Inferior de Bohemia) se amplía a la Península Ibérica, donde se presenta en formas compuestas con *Tomaculum problematicum* Groom, en materiales del Ordovícico Medio.

Palabras claves: Ordovícico, Portugal, Zona Centroibérica, Geoparque Arouca, paleoicnología, icnotaxonomía.

1. Introducción

Las formaciones pizarrosas del Darriwiliense (Ordovícico Medio) del suroeste de Europa contienen escasos icnofósiles taxonómicamente identificables, y su icnodiversidad suele ser también bastante baja. Los registros mejor conocidos radican en Bohemia (República Checa: Mikuláš, 1991, 1999, 2003; Bruthansová y Kraft, 2003) y en el margen avalónico de Alemania y Bélgica (Servais y Maletz, 1992; Eisenhardt et al., 2001). Los escasos datos procedentes de Iberia (Romano, 1991) se orientaron al estudio puntual de algunas trazas conservadas en el relleno interno de fósiles de moluscos, trilobites, y equinodermos (Gutiérrez-Marco, 1984; Gil Cid et al., 2004; Rodrigues et al., 2005; Mikuláš y Gutiérrez-Marco, 2008; Gil Cid y Lebrón Moreno, 2010), así como a las señales de bioerosión producidas por briozoos endolíticos en conchas de braquiópodos (Mayoral et al., 1994).

La nueva fase de excavaciones para la construcción de túneles y canteras, tanto en España (Gutiérrez-Marco y Bernárdez, 2003) como en Portugal (Sá y Gutiérrez-Marco, 2006), han sacado a la luz icnoasociaciones del Ordovícico Medio algo más variadas, con formas previamente desconocidas en el suroeste de Europa.

En el presente artículo se estudian algunos de estos registros nuevos procedentes de una localidad portuguesa, que incluyen un notable icnofósil hasta ahora innominado y único a nivel mundial.

2. Antecedentes

La existencia de icnofósiles plano-concéntricos o plano-espiralados de grandes dimensiones en el Ordovícico de Portugal fue citada por vez primera por Gutiérrez-Marco y Sá (2006), y mencionada también en diversos congresos (Sá et al., 2007, 2008, 2009a, 2011, 2014; Gutiérrez-Marco y Sá, 2008; Gutiérrez-Marco et al., 2009). Gutiérrez-Marco y Sá (2006) aportan una descripción sumaria e ilustran estas estructuras, ensayando, de manera preliminar, su interpretación etológica y funcional. Desde un principio los escasos ejemplares conocidos fueron adscritos, en calidad de *nomen nudum*, a una icnoespecie nueva del icnogénero *Rotundusichnium* Plička, 1989, que arrastra problemas icnotaxonómicos y carece de aceptación unánime entre los especialistas (Knaust, 2012). La cuestión principal reside en si la estructura de su icnoespecie tipo, *R. zumayensis* (Gómez de Llarena, 1946; adscrita originalmente a *Helminthoida*), es inicial o enteramente concéntrica (Plička, 1989), o bien espiral, como sostiene Uchman (1998) y autores posteriores. En este sentido, algunos ejemplares de *R. zumayensis* aparentan tener un cierto carácter concéntrico en su parte inicial (por ejemplo Książkiewicz, 1977, lám. 18, fig. 3; Plička, 1989, láms. 43 y 44.2; Uchman, 1991b, fig. 4.3; 1998, fig. 89; 1999, lám. 16, fig. 8-9; 2001, lám. 11, fig. 5), y lo mismo sucede con el material portugués que fue comparado en primera instancia con este icnogénero (Gutiérrez-Marco y Sá, 2006). Sin embargo, la revisión de un abundante material inédito procedente del estratotipo de *R. zumayensis*, ubicado en el flysch cretácico de la costa vasca

(Fig. 1), permite concluir en que la icnoespecie tipo tiene una naturaleza espiral. Es por ello que otros partidarios de dicha interpretación la habían atribuido previamente a icnogéneros espirales como *Spirorhaphé* (Książkiewicz, 1977; Crimes et al., 1981; García-Ramos, 1984; Uchman, 1991a, 1991b, 1991c) o *Spirodesmos* (Faulp et al., 1970); si bien Seilacher (1978, 2007) y Frey y Seilacher (1980) consideraron a *R. zumayensis* como una variante espiral del icnogénero *Scolicia*, producido por equínidos excavadores.

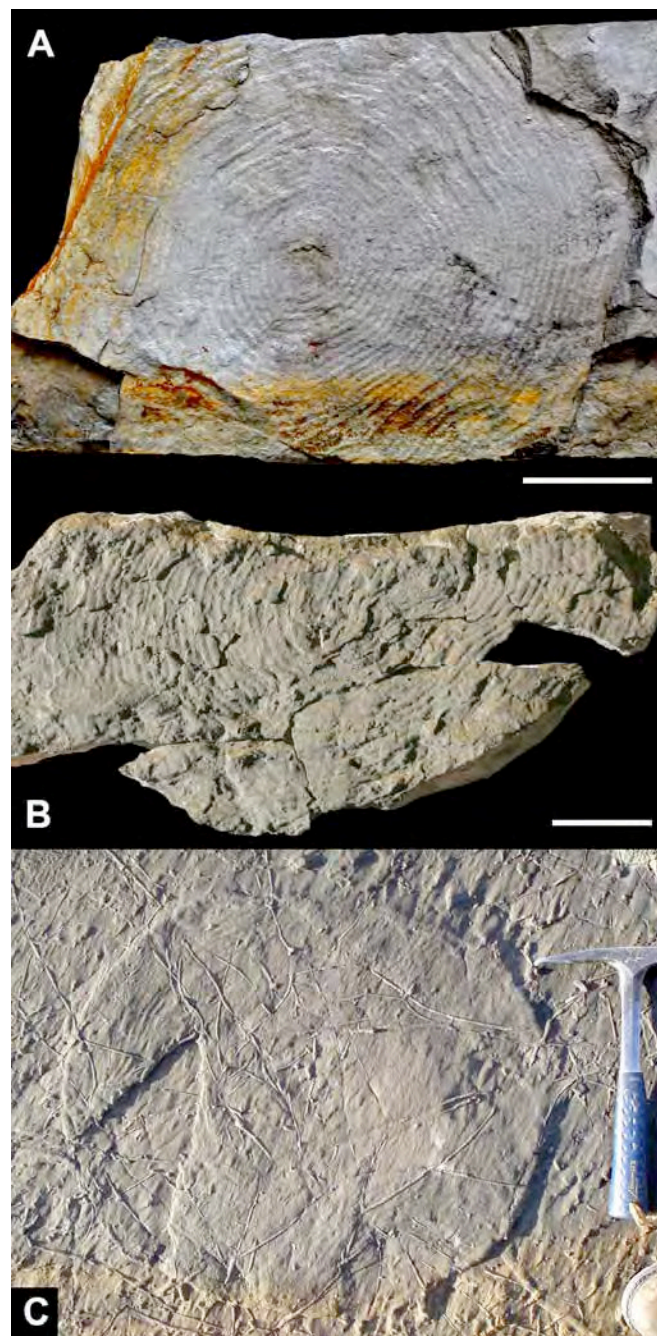


Figura 1. *Rotundusichnium zumayensis* (Gómez de Llarena, 1946). Ejemplares del Maastrichtiense (A, B) y Eoceno (C), procedentes de su área tipo original en torno a Zumaia (Guipuzcoa, norte de España). A: vista superior de la estructura (colección Geoparque de la Costa Vasca); B: icnoholotipo (colección Sociedad Vasca de Ciencias Naturales Aranzadi); C: vista inferior de la estructura, moldeada en la base de un estrato turbidítico (carretera Zumaia-Zarautz). Las escalas gráficas representan 5 cm.

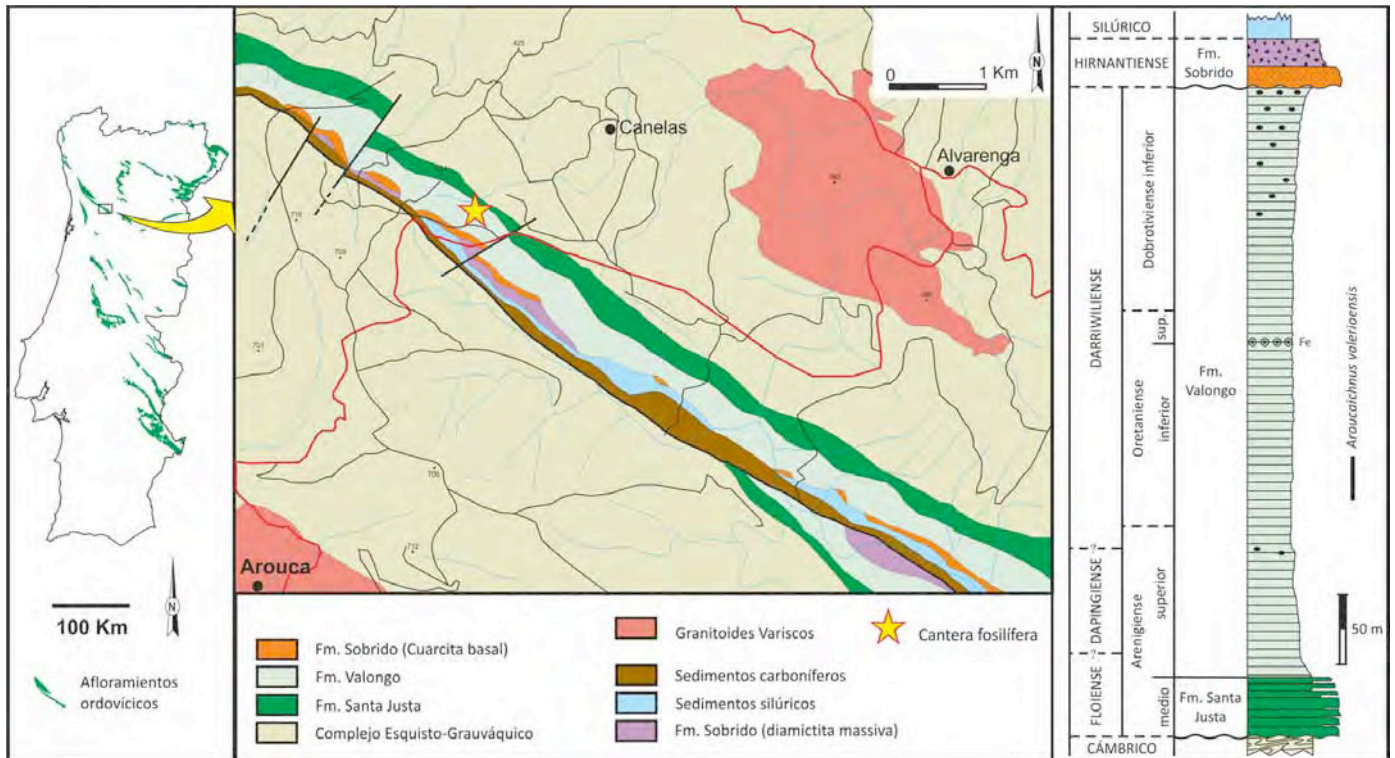


Figura 2. Esquema geológico de un sector al norte de Arouca, con señalización de la localidad fosilífera (marcada con una estrella), y la situación de la zona en el norte de Portugal (izquierda). A la derecha, columna estratigráfica del Ordovícico de Canelas (Arouca), con el rango vertical del nuevo icnofósil *Aroucaichnus valerioensis* gen. et isp. nov.

Sea como fuere, *Rotundusichnium zumayensis* representa una traza de alimentación intraestratal somera, desarrollada en espiral subhorizontal en las lutitas o margas propias de ambientes profundos (hemipelágicos a turbidíticos), y que se halla ampliamente distribuida en la facies “flysch” del Cretácico Superior a Paleógeno de Europa y Sudamérica. Su semejanza con el material aquí descrito, procedente del Ordovícico de Portugal, es sólo aparente, pues como veremos más adelante ambos mantienen diferencias morfológicas y paleoambientales, que permiten interpretarlos como icnogéneros distintos.



Figura 3. Vista panorámica, tomada hacia el este, del tramo de pizarras ornamentales explotado con preferencia en la cantera de Canelas (Fm Valongo), del que proceden los icnofósiles estudiados.

Aparte de la traza fósil que hemos venido en denominar *Aroucaichnus* gen. nov., en este trabajo se revisa el material identificado en estudios previos como *Phycodes noha* Mikuláš y *Praedichnion* indet. (Gutiérrez-Marco y Sá, 2006, 2008) y que hasta la fecha no habían sido descritos. De acuerdo con los trabajos citados, otros icnogéneros presentes en niveles del Darriwiliense medio de la sección estudiada son *Arachnostega*, *Chondrites*, *Cladichnus*, *Palaeophycus*, *Sericichnus?*, *Taenidium*, *Tomaculum*, y *Trichichnus*. Fuera del sector de Canelas, los únicos icnofósiles citados por el momento en la mitad inferior de la Formación Valongo fueron perforaciones de briozoos endolíticos (*Terebripora*: Couto y Gutiérrez-Marco, 2000), así como ciertas estructuras con relleno fecal (*Palaeophycus*, *Tomaculum*: Gutiérrez-Marco y Sá, 2004), que previamente habían sido confundidas con plantas terrestres (Delgado, 1908).

3. Marco geológico

El yacimiento paleoicnológico se sitúa en el territorio del Geoparque Arouca, perteneciente al Distrito de Aveiro (norte de Portugal), que se constituyó en 2009 y forma parte de la Red Global de Geoparques auspiciada por la UNESCO. En el geoparque, los materiales ordovícicos afloran en una estrecha franja monoclinale (Fig. 2) que constituye la prolongación sureste del flanco meridional del anticlinal de Valongo, interrumpido por el gran accidente asociado al Surco Carbonífero Dúrico-Beirão. La sucesión local del Ordovícico (Sá et al., 2007, 2011) comprende tres unidades que, de más antigua a más moderna, son las siguientes: 1) Formación Santa Justa (35-60 m), de naturaleza cuarcítica y correlacionable con

la "Cuarcita Armoricana" (o "de *Cruziana*") del suroeste de Europa (Ordovícico Inferior: Floiense); 2) Formación Valongo (430 m), integrada por pizarras fosilíferas oscuras, con una intercalación ferruginosa oolítica (Ordovícico Medio: Dapingiense a Darriwiliense superior); y 3) Formación Sobrido (18 m), discontinua con la anterior y representativa de las facies de areniscas y diamictitas asociadas con la glaciación gondwánica del Hirnantense (Ordovícico Superior).

Los icnofósiles estudiados proceden de la cantera de Canelas, una antigua explotación comercial de pizarras ornamentales emplazada en la Formación Valongo, cuyos primeros fósiles fueron descritos e ilustrados por Thadeu (1956). Tras interrumpirse la actividad extractiva durante

más de cuarenta años, la cantera fue reabierta en 1990 por la empresa Ardósias Valério & Figueiredo Lda., quien desde entonces presta una atención especial a la aparición de fósiles, brindando una experiencia modélica de colaboración entre la ciencia y la industria (Sá y Valério, 2005; Sá *et al.*, 2005; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2006, 2007). Ésta fructificó en 2006 con la construcción, a cargo de la empresa mencionada, de un "museo de sitio" para exponer al público parte de la colección de fósiles obtenidos durante la explotación. Se trata del denominado Centro de Interpretación Geológica de Canelas, que constituye uno de los atractivos geoturísticos del Geoparque Arouca, y consta entre sus geositios oficiales más renombrados (Sá *et al.*, 2009b).

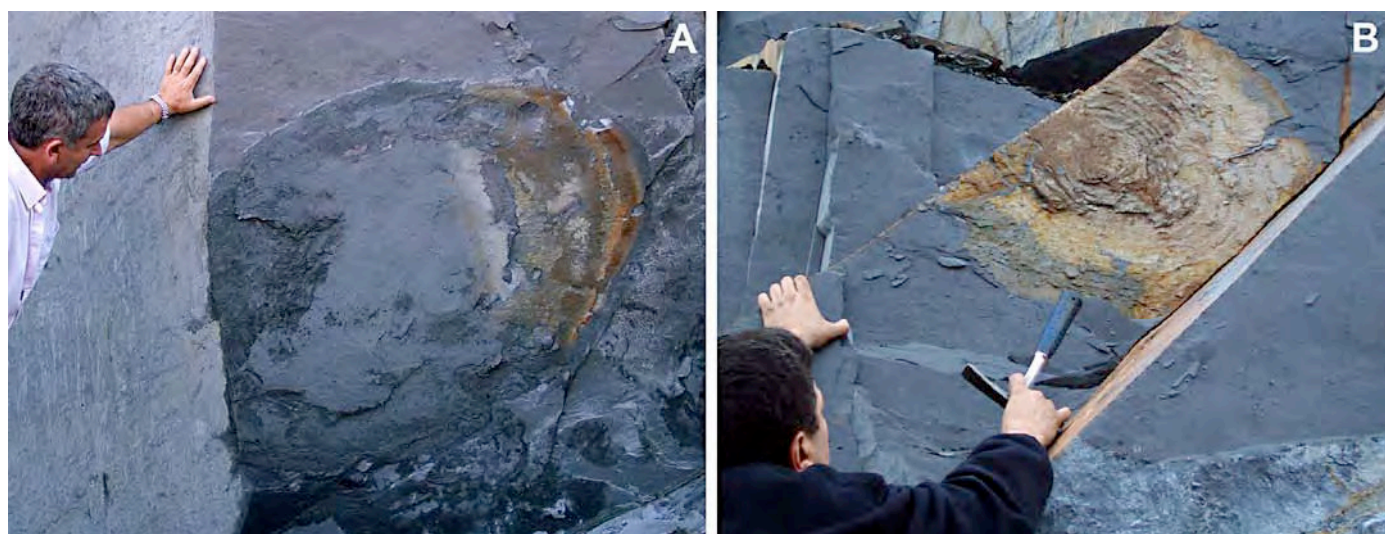


Figura 4. *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. Presentación "in situ" de los ejemplares AV-7 (A) y AV-8 (B), vistos desde la cara inferior de los niveles de pizarra. (A) corresponde mayoritariamente a la parte inferior de la estructura, y (B) combina elementos internos con un molde de su cara superior.

La cantera de Canelas trabaja selectivamente un tramo de pizarras ornamentales de gran calidad, situado entre 90-180 m por encima de la base de la Formación Valongo (Fig. 3). A este tramo estratigráfico se asocian hallazgos extraordinarios de trilobites gigantes (en torno a los 70 cm de longitud), así como grupos monoespecíficos de trilobites, formados por hasta un millar de individuos, que denotan comportamientos gregarios relacionados con sincronismo en sus periodos de muda o reproducción (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2009).

El depósito de estos niveles tuvo lugar en condiciones muy peculiares, con periodos prolongados de anoxia a escala local, que fluctuaban con otros exaeróbicos a disaeróbicos, en condiciones de masas de agua estratificadas y con escasa profundidad (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2009). Las etapas más próximas al estancamiento que dificultaba la vida bentónica, favorecieron sin embargo la llegada de organismos sedimentívoros oportunistas que se alimentaban de las comunidades microbianas (igualmente oportunistas) instaladas entre la meiofauna. Es el caso de las huellas aquí estudiadas, la más notoria de las cuales (Fig. 4) fue relacionada en trabajos previos con el icnogénero *Rotundusichnium*, prácticamente restringido a los ambientes batiales y abisales poco oxigenados (Uchmann, 1999), en donde su enigmático productor generaba estructuras

planoespirales de aspecto bastante similar (Fig. 1).

El tramo de la Formación Valongo que contiene los icnofósiles estudiados, además de la mayor parte del "Fossil-Lagerstätte" de trilobites, se asigna al Darriwiliense medio basal mediante los datos derivados de los graptolitos y la asociación trilobítica (Sá y Gutiérrez-Marco, 2006; Sá *et al.*, 2007). Desde el punto de vista tafonómico conviene señalar que, al aplastamiento de todos los fósiles e icnofósiles por la compactación gravitacional, se une la expansión tectónica causada por una foliación subparalela a la estratificación, redundante en la buena calidad y fisibilidad de la pizarra. El bajo grado metamórfico y la ausencia de lineación tectónica excluyen una deformación tangencial pronunciada, por lo que la mayoría de restos fósiles e icnofósiles carecen de una elongación o acortamiento tectónico significativo en el plano horizontal.

4. Icnotaxonomía

En este apartado describimos las tres icnoespecies más relevantes obtenidas en los niveles del Darriwiliense medio de la Formación Valongo, cuyos originales son propiedad de la empresa Ardósias Valério & Figueiredo Lda., y su asociado Centro de Interpretación Geológica de

Canelas (Arouca, Portugal) – ejemplares AV 1-9 –, o bien forman parte de la colección del Museo de Geología de la Universidad de Trás-os-Montes e Alto Douro (Vila Real, Portugal) – sigla MG-UTAD.

Ichnogénero *Aroucaichnus*, igen. nov.

Iconoespecie tipo.– *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov., del Darriwiliense medio (Ordovícico Medio) de Portugal.

Derivación del nombre.– El icnogénero está dedicado al Geoparque Arouca, de la Red Global de Geoparques, donde se enclava el yacimiento de la iconoespecie tipo.

Diagnosis.– Estructura intraestratal horizontal, de contorno elipsoidal y gran talla (hasta 100 x 70 cm), con aspecto discoide y formada en su interior por surcos acintados, concéntricos en su inicio, que se hallan inclinados hacia el centro de la estructura y presentan un relleno interno con vestigios de laminación oblicua; el área marginal es ancha y aplanada, y puede presentar una densa estriación oblicua.

Relaciones y diferencias.– *Aroucaichnus* igen. nov. recuerda a *Rotundusichnium* Plička, 1989 por su aspecto discoide horizontal de base aplanada, que internamente comprende numerosos endichnia acintados en disposición apretada. Ambos icnogéneros aparecen restringidos a sedimentos lutíticos de ambientes pobres en oxígeno. Sin embargo y a diferencia de *A. valerioensis* igen. et isp. nov., la iconoespecie *R. zumayensis* (= *R. magnum* Plička, 1989) tiene un contorno circular a levemente elipsoidal, sus dimensiones son mucho más modestas (hasta 26 cm de diámetro), la cinta es inicialmente espiral en lugar de concéntrica, se halla más densamente dispuesta (25-36 vueltas, en parte solapadas) y tiene una estriación perpendicular a lo largo de todo su recorrido (Fig. 1). Adicionalmente, *R. zumayensis* puede presentar una elevación cónica en el centro de la traza y desarrollarse de un modo gregario, registrándose numerosas huellas tanto en un mismo plano horizontal, como prácticamente superpuestas en niveles consecutivos.

Interpretación.– Huella de alimentación especializada, vinculada a concentraciones microbianas. Productor desconocido (ver detalles y discusión en el apartado correspondiente a la descripción de la iconoespecie tipo).

Distribución.– *Aroucaichnus* igen. nov. se halla restringido por el momento al norte de Portugal, donde es un icnofósil raro en las pizarras del Darriwiliense medio.

Aroucaichnus valerioensis igen. et isp. nov.
(Figs. 4A-B, 5 A-G, 6A-I, 7A-C, 8A-D)

v.2006 *Rotundusichnium arouquensis* – Gutiérrez-Marco y Sá, p. 165-169, 7 figs. (*nomen nudum*).

v.2007 *Rotundusichnium* isp. – Sá et al., p. 437.

v.2008 *Rotundusichnium* isp. – Gutiérrez-Marco y Sá, p. 37, fig. 1A.

v.2008 *Rotundusichnium* isp. – Sá y Gutiérrez-Marco, p. 7.

v.2009 *Rotundusichnium* isp. – Sá et al., p. 141, fig. 1.7.

v.2009 *Rotundusichnium* isp. – Gutiérrez-Marco et al., p. 443, fig. DR2a-b.

v.2011 *Rotundusichnium* isp. – Sá et al., p. 43.

v.2014 *Rotundusichnium* – Sá et al., p. 154.

Material.– Iconoholotipo AV-1 (Figs. 5F y 6G) y ocho icnoparatisos (AV-2-9), depositados en dependencias de la empresa Ardósias Valério & Figueiredo Lda. y su asociado Centro de Interpretación Geológica de Canelas (Arouca, Portugal).

Localidad tipo.– Cantera de Valério, 1,7 km al suroeste de Canelas (Arouca, Portugal).

Estrato tipo.– tramo de pizarras para cubiertas ubicado entre 125-155 m por encima de la base de la Formación Valongo. Darriwiliense medio, Zona de *Didymograptus artus*.

Derivación del nombre.– La iconoespecie está dedicada a la empresa Ardósias Valério & Figueiredo Lda., que se ocupó de rescatar y conservar el material paleoicnológico obtenido en la cantera de Valério, así como de favorecer su estudio científico.

Diagnosis.– La misma que el icnogénero.

Descripción.– El contorno de la traza es sensiblemente elíptico, con una relación longitud-anchura comprendida entre 1,3 y 1,8 (Figs. 5 y 6), en ausencia de deformación tangencial apreciable de origen tectónico. La longitud del eje mayor de la elipse varía entre 59 y 100 cm, y la del eje transversal entre 34 y 70 cm, En sección transversal, la huella es aplanada por su cara inferior y ligeramente convexa en su cara superior, con una altura que no suele superar los 5-6 cm en el centro de los ejemplares de mayores dimensiones. Todo el material acredita haber sufrido compactación diagenética y una expansión tectónica considerable, siguiendo un plano de foliación subparalelo al de estratificación.

La cara superior de la huella presenta un número variable de surcos concéntricos, al menos en el inicio de la traza (Figs. 7 y 8). Cada surco corresponde internamente a una excavación acintada que aparece inclinada hacia el centro de la traza. En algunos ejemplares, esta cinta muestra una evidente laminación oblicua interna, con incrementos sucesivos en sentido horario, e inverso en los moldes de la cara superior (Fig. 8A-B). El espesor interno de las excavaciones varía entre 2-4 mm, presentándose rellenas por un material más compacto y rico en sustancias ferruginosas que los interespacios circundantes (Fig. 8C). Estos últimos son sensiblemente más anchos que las excavaciones que los delimitan, aumentando de 1-7 mm cerca del centro de la estructura, hasta adquirir una anchura de 25-30 mm en los sectores más externos. La estructura culmina en un borde aplanado de 4-10 cm de anchura, ornado por una estriación transversa, ligeramente oblicua o incluso arqueada con respecto a cualquiera de los bordes, en la que se cuentan hasta 16-20 marcas en 10 cm.

El carácter más destacable de la traza es la presencia de excavaciones acintadas e interespacios concéntricos, cuyo número varía entre un mínimo de 9-19 surcos dependiendo del ejemplar; si bien en ocasiones no existe una correlación directa entre el tamaño y el número de excavaciones. Así, el ejemplar AV-9 (Fig. 6I) tiene un número relativamente reducido de elementos concéntricos (8-9) en relación a otras huellas más pequeñas como el ejemplar AV-5 (Fig. 6E), con 12-13 elementos. El material que sirve de relleno a los

interespacios presenta una textura distinta a la de las excavaciones, siendo por lo general más deleznable y poroso, y a su vez distinto de la roca matriz, en este caso

las limolitas gris oscuras que corresponden a los niveles explotables de pizarra.

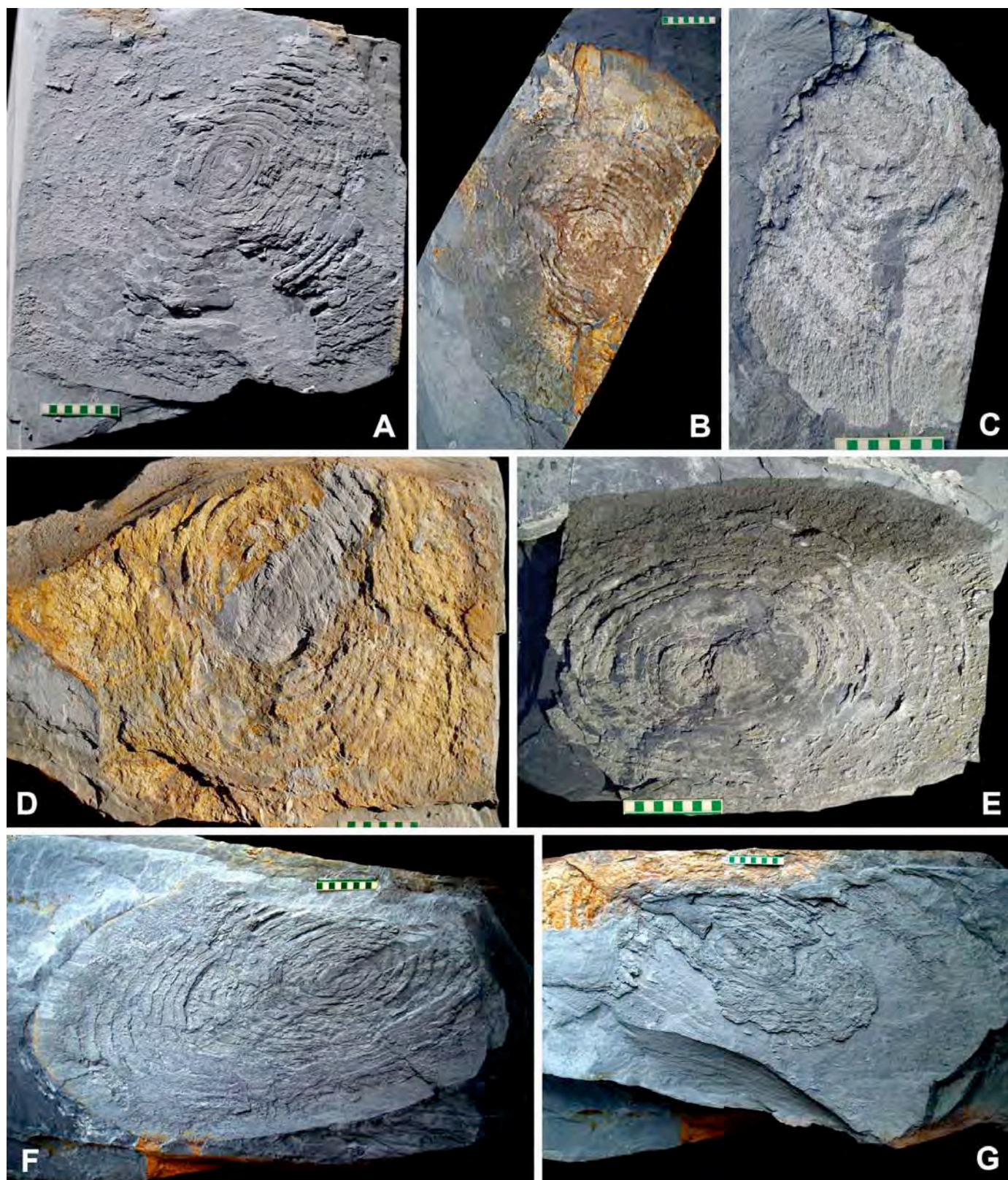


Figura 5. *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. Aspecto general de parte de los ejemplares estudiados (F-G, icnoholotipo). A, AV-6; B, AV-8; C, AV-4; D, AV-3; E, AV-5; F, AV-1a; G, AV-1b. La escala gráfica equivale a 10 cm.

Una última característica notoria en su nueva traza es su asociación, en la mayor parte de los casos sino en su totalidad (hay ejemplares que no han sido excavados) con restos de nautiloideos longiconos, orientados con

preferencia próximos al eje mayor de la elipse (Fig. 6B, D, F, H-I), aunque en dos casos adoptan una disposición que tiende a ser transversa (Fig. 6C, E). La presencia y el significado de estos fósiles se discute a continuación.

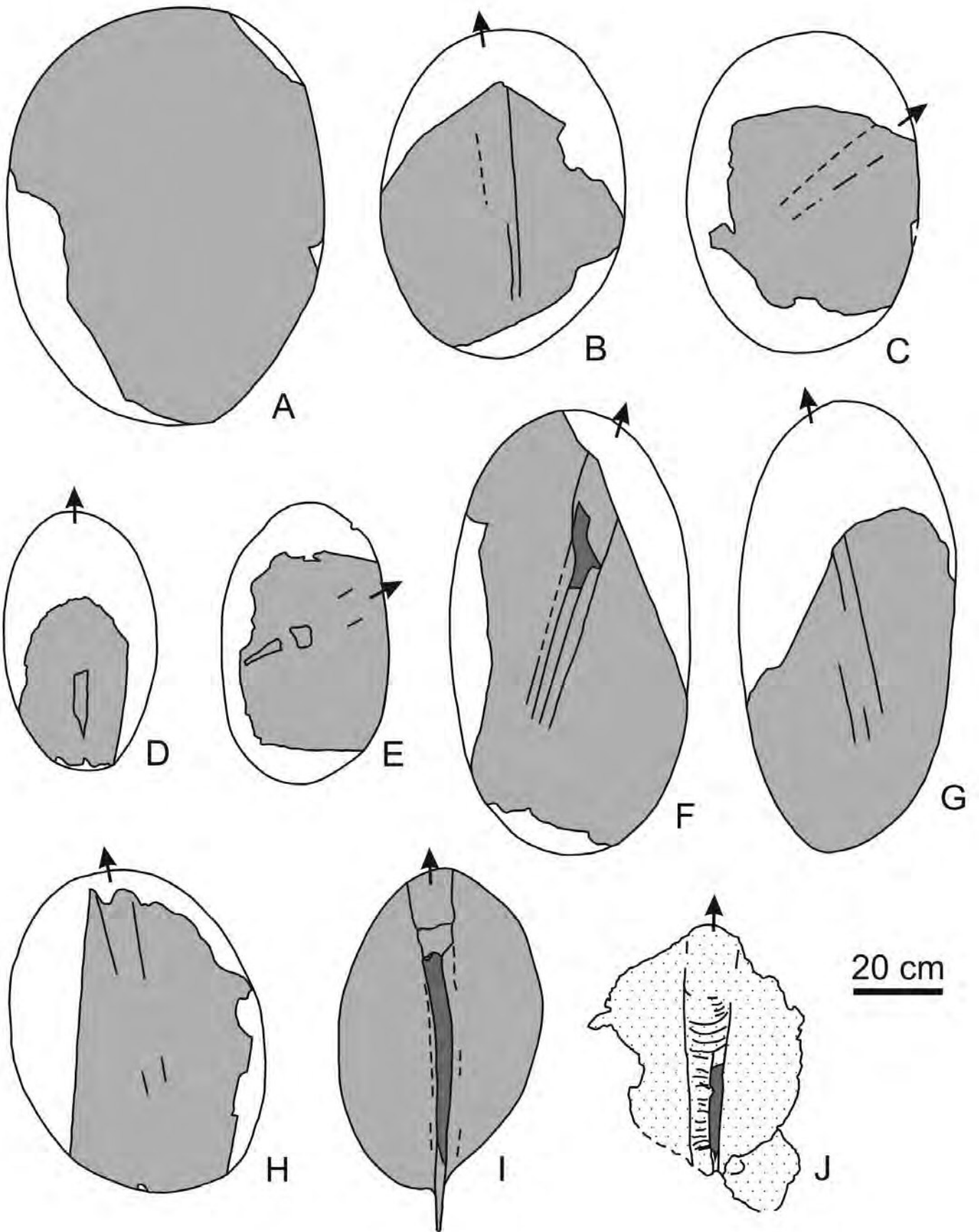


Figura 6. Perfiles esquemáticos de *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. (A-I) y de una estructura bacteriana sin trazas de bioturbación (J). Con diferentes tramas de gris y mediante puntos se señalan, respectivamente, las partes conservadas. Los contornos internos apreciados en la mayoría de las estructuras corresponden a vestigios de conchas de nautiloideos endocéridos (generalmente fragmoconos o el sector de tránsito a la cámara de habitación), que a veces conservan el endosifúnculo (trama gris oscura). A, ejemplar AV-7; B, AV-2; C, AV-3; D, AV-4; E, AV-5; F, AV-1b; G, AV-1a; H, AV-8a; I, AV-9; J, ejemplar s/n, dibujado a partir de una foto de campo (= Fig. 10).

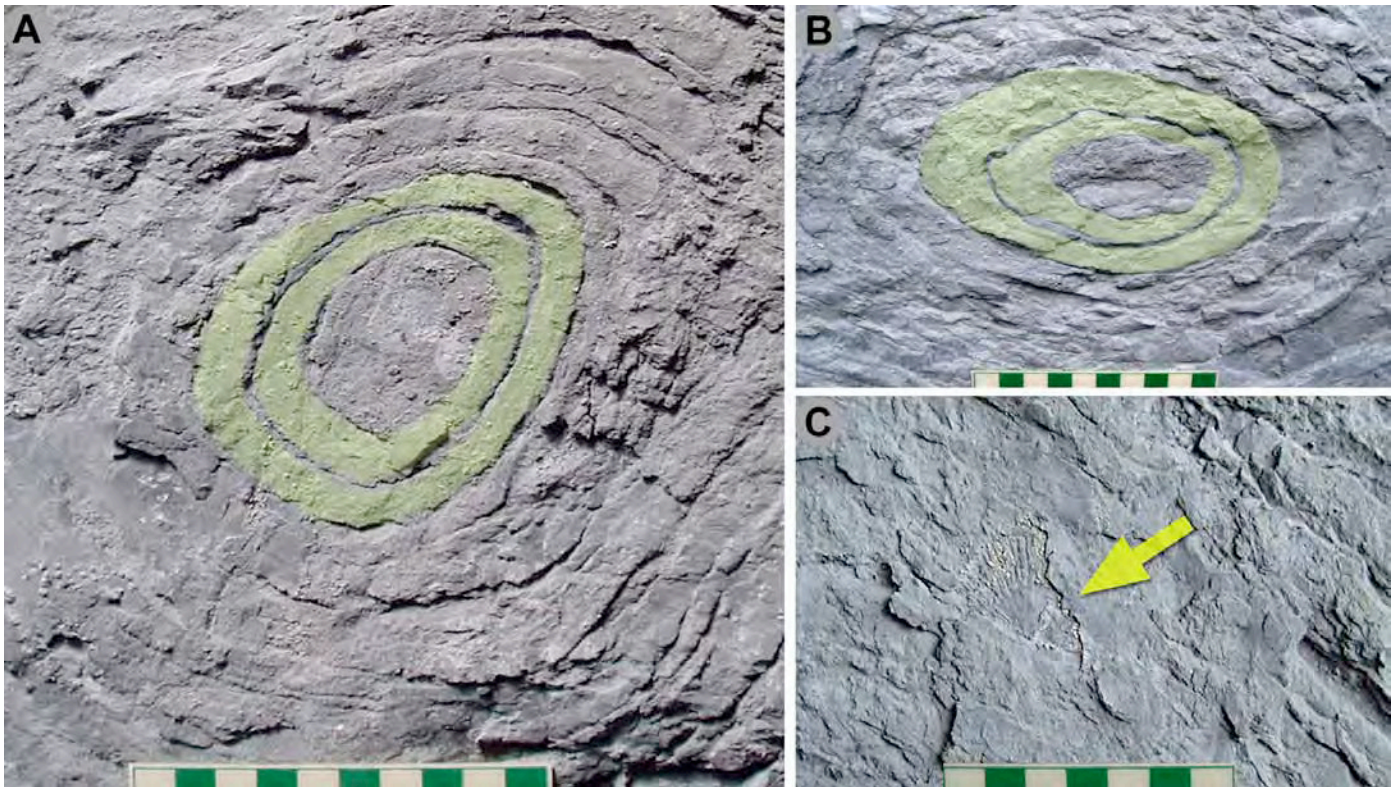


Figura 7. *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. Detalles del centro de la estructura mostrando un hábito concéntrico (A, ejemplar AV-2; B, ejemplar AV-1a), y valva peduncular de braquiópodo parcialmente piritizada (flecha), conservada en proximidad a la estructura (ejemplar AV-1a), pero no integrada en la misma. Divisiones de la escala en centímetros.

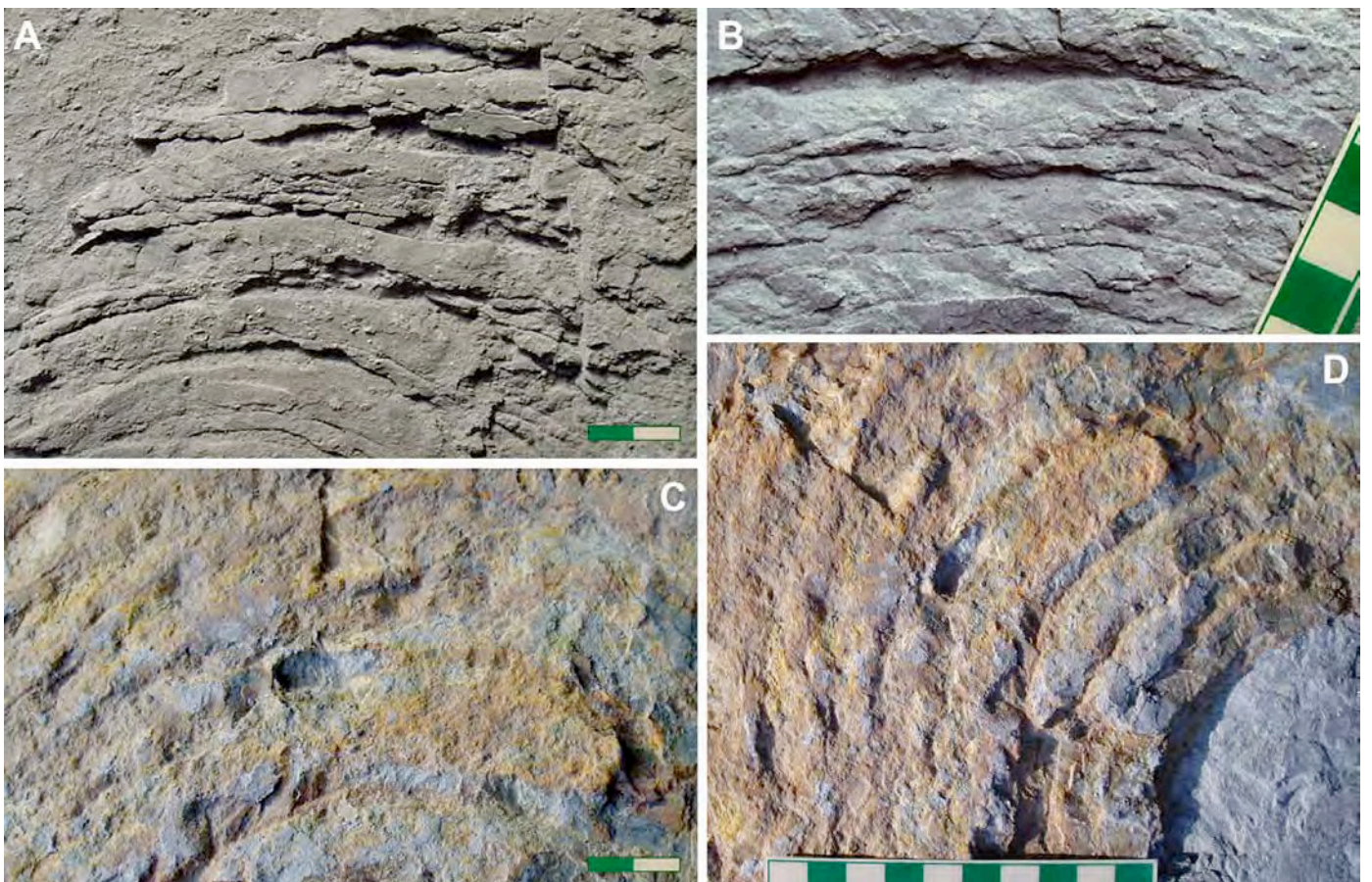


Figura 8. *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. A-B, detalles de la laminación oblicua interna en el relleno de los surcos: A, ejemplar AV-2; B, AV-1a; C, variaciones en la concentración ferruginosa (C), con el aspecto de la cara superior de los surcos (D) en el ejemplar AV-3. Escala gráfica en centímetros.

Interpretación y discusión.— El carácter discoidal-concéntrico de la traza, asociado a la presencia de restos de nautiloideos longiconos asociados con muchos de los ejemplares, nos hizo interpretarlos en un primer momento como concrecciones. En su génesis intervendría la “litificación en capas” favorecida por el escape de gases o la concentración microbiana, a consecuencia de la putrefacción de los restos orgánicos de partida. Es evidente que tal concentración microbiana debió de producirse, pues *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. destaca muchas veces por sus tonalidades amarillentas, fruto de una piritización selectiva dentro de la traza, probablemente de carácter multifásico y con todos los materiales posteriormente hidroxidados (Figs. 4B, 5D, 8D).

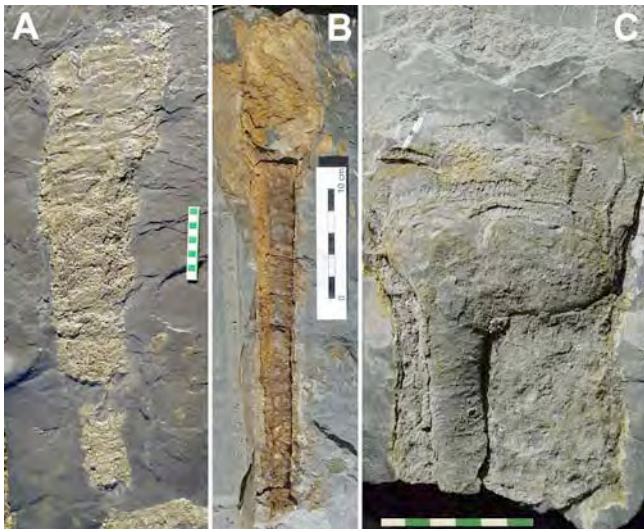


Figura 9. Algunos restos de nautiloideos longiconos (endocéridos de gran tamaño) representados en las pizarras de la Formación Valongo de la sección de Canelas, sin asociación con *Aroucaichnus* igen. nov. A, fragmento aplastado y algo deformado, esencialmente de la cámara de habitación; B-C, fragmentos del tránsito fragmocono-cámara de habitación, con el grueso sifúnculo marginal preservado en relieve. Escalas gráficas 10 cm, excepto en C (6 cm). Colección del Centro de Interpretación Geológica de Canelas.

Pero el fenómeno concreccional microbiano no explica satisfactoriamente, en sí mismo, la génesis de la traza. En primer lugar, la preservabilidad de los restos de cefalópodos presentes en las concrecciones, sobre todo si éstas son de tipo microbialítico (que precipitan carbonatos), sería comparativamente muy superior a la observada en fósiles similares procedentes de la pizarra circundante (Fig. 9). Sobre todo si tenemos en cuenta que muchas de las trazas estudiadas proceden de roca profunda y fresca, alejada del nivel de alteración de la cantera, pese a lo cual no existen indicios de la presencia de carbonatos. En segundo lugar, el carácter orgánico (no microbialítico) de la traza queda de manifiesto por la laminación oblicua que constituye el relleno de sus excavaciones acintadas, y por la inclinación uniforme de éstas hacia el centro de la estructura, consecuencia de una acción activa y sistemática ejercida por un organismo sedimentívoro desde el interior del estrato o desde su parte superior. En este sentido, tanto en los rellenos adosados a la base de la huella, como en los conservados

en su parte superior, se aprecia un gradiente uniforme de inclinación que sólo en algunos casos se ha visto alterado durante la compactación, observándose entonces recurvamientos y asimetrías a uno y otro lado de una misma estructura. Finalmente y en un tercer argumento de índole pragmático, si las huellas fueran concreccionarias y asociadas a colonias bacterianas, resulta extraño que estructuras semejantes jamás hayan sido recogidas en la abundante literatura existente al respecto para todas las épocas geológicas, tratándose de un ambiente marino restringido pero sin ninguna característica especial, tal y como nos indican los fósiles asociados.

Otra alternativa inorgánica, que se ha descrito como posible para generar círculos concéntricos asociados a tapices microbianos, son las grietas de contracción, que producen incluso espirales descritas como icnofósiles (Minter et al., 2006). Sin embargo, este tipo de grietas conduciría a morfologías mucho más irregulares que las estructuras identificadas en la cantera de Canelas.

En el presente trabajo perseveramos en la hipótesis inicial expuesta por Gutiérrez-Marco y Sá (2006), en el sentido de considerar a estas estructuras como icnofósiles de invertebrados. Su productor sería algún sedimentívoro que se alimentaba de concentraciones bacterianas generadas durante la descomposición de restos orgánicos enterrados en el sedimento, a las que accedía excavando surcos concéntricos mediante una probóscide.

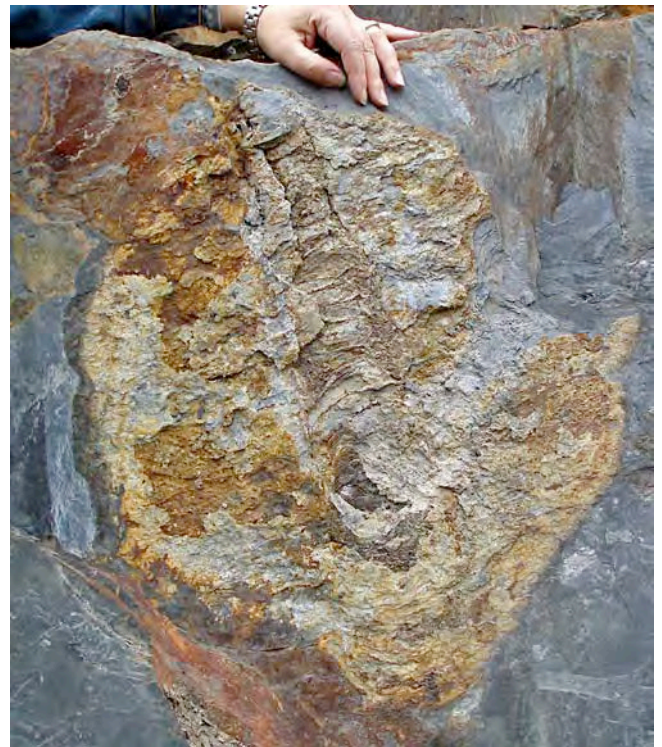


Figura 10. Estructura bacteriana (halo ferruginoso alterado), generada en torno a un resto de endocérido y no aprovechada por ningún organismo sedimentívoro. Cantera de Canelas, niveles estratigráficamente superiores a los de *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov.

Para construirlos, penetraba en el sedimento por el punto de mayor concentración de materia orgánica, y a partir de ahí excavaría un primer surco anular, dejando libre el centro de la estructura. Para los restantes surcos

se dejaría guiar en su recorrido por los previamente excavados, evidenciando una combinación de reflejos homostroóficos y tigmotáxicos en su comportamiento. Una vez lejos de la zona con mayores recursos nutritivos, el productor de la traza extendería lateralmente la probóscide, arrugando el manto bacteriano más fino y distal, por lo que sus bordes aparecen hoy en día estriados perpendicularmente. El hecho de que la huella en su conjunto tenga un contorno elíptico en vez de circular, se debe a que la concentración de nutrientes en el ambiente disaeróbico del fondo, vendría esencialmente motivada por los restos hundidos y semienterrados de estos grandes organismos nadadores como fueron los endocéridos, cuya concha tiene la morfología alargada que replica la huella. El organismo productor de *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov. estaría bien adaptado a la vida en ambientes disaeróbicos, dado que cuando las condiciones de oxigenación del fondo recuperan condiciones aceptables para un mayor número de organismos bentónicos, las colonias bacterianas siguen generándose en torno a los restos de cefalópodos, pero ya no son aprovechadas por el enigmático productor de *Aroucaichnus*, incapaz de sobrevivir en ambientes más oxigenados (Fig. 10).

Como restos adicionalmente asociados a *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov., únicamente hemos registrado una valva transportada de braquiópodo (Fig. 7C), que sobreyace al icnoolotipo sin incorporarse a su estructura interna; y también algunos icnofósiles, en especial *Planolites beverleyensis* (Billings), desarrollado en la cara inferior del ejemplar de mayor tamaño (Fig. 4A), posiblemente después de la génesis de la traza.

Distribución.– La del icnogénero.

Icnogénero *Phycodes* Richter, 1850

Icnoespecie tipo.– *Phycodes circinatum* Richter, 1850, del Ordovícico Inferior de Turingia (Alemania).

Phycodes noha Mikuláš, 1992 (Fig. 11 A-H)

- .1991 *Buthotrephis noha* ichnosp. nov. – Mikuláš, p. 18 (*nomen nudum*).
- *1992 *Phycodes noha* ichnosp. nov. – Mikuláš, p. 395-397, lám 1, fig. 1; lám 2, fig. 3; lám 4, figs. 3-4; lám. 7, fig. 3; lám. 8, fig. 2; Figs. 4A, C, D, H-I en el texto.
- p.1992 *Phycodes* ichnosp. – Mikuláš, p. 397, lám 1, fig. 1; lám 2, fig. 3; lám. 6, fig. 1?; Figs. 4B, E? en el texto (non lám. 2, fig. 1; lám. 4, fig. 1; fig. 4F-G en el texto; = *Phycodes* isp).
- v.2006 Estructuras recheadas por pellets fecais – Gutiérrez-Marco y Sá, p. 172, 2 figs.
- v.2008 *Phycodes noha* Mikuláš – Gutiérrez-Marco y Sá, p. 37-38, fig. 1 B-C.
- v.2009 *Phycodes noha* Mikuláš – Sá et al., p. 142, fig. 1.8
- v.2011 *Phycodes noha* – Sá et al., p. 43.

Material.– Numerosos ejemplares pertenecientes a la colección del Centro de Interpretación Geológica de Canelas, más otros dos depositados en el Museo de Geología de la UTAD.

Descripción.– Excavación horizontal formada por un tubo generador bien desarrollado, que destaca en el extremo de un cuerpo triangular compacto, del que irradian varias ramas en sentido opuesto, presentándose el conjunto aplastado por compactación. La galería principal ocupa una posición axial a marcadamente oblicua al resto de la estructura, en tanto que las galerías radiales pueden presentarse ensanchadas en la base, adquiriendo un perfil triangular, o ser más o menos cilíndricas, variando su número entre 8-10 en los ejemplares más destacados.

El material estudiado alcanza unas dimensiones, en diferentes ejemplares, de hasta 29 cm de longitud axial y 31 cm de anchura; las ramas marginales forman un ángulo de 60-150°. No obstante, el carácter de la estructura, flabelliforme en la horizontal, varía notablemente, y en muchos ejemplares no se distinguen las galerías radiales, conservándose tan sólo el cuerpo triangular masivo, con vestigios de la galería principal. Cuando varios ejemplares se concentran en un mismo plano de pizarra, tampoco se aprecia una orientación preferente en la disposición de las estructuras.

El relleno de la traza contrasta claramente, por su textura más gruesa, frente a la roca matriz. En la mayoría de los ejemplares aparece conformado por partículas arcillosas, pero en tres de ellos (los ilustrados en la Fig. 11A-F) tanto la galería principal como algunas de las secundarias presentan concentraciones de pellets fecales (*Tomaculum problematicum* Groom), que posiblemente rellenan también en el cuerpo masivo principal

Observaciones.– A diferencia de las restantes formas ordovícicas del icnogénero (Seilacher, 2000), *Phycodes noha* se desarrolla y conserva dentro de lutitas o limolitas ricas en materia orgánica, sin apreciarse movimientos protrusivos o retrusivos, ni en el tubo principal ni en las ramificaciones. Otra característica esencial es la diferenciación de un tubo generador único, situado en uno de los extremos de la traza, que se abre a una excavación central triangular de la que emanan galerías radiales que brindan una gran variabilidad morfológica a todo el conjunto. En el material de la localidad tipo de la República Checa, parte de las galerías divergentes suelen presentar una terminación ensanchada en forma de maza, un carácter inexistente entre los icnoparatis tipos procedentes de la cantera de Rokycany-Stráň (Mikuláš, 1992, fig. 4H, I y 4B -identificado originalmente como *Phycodes* isp.). El material checo muestra una morfología y variabilidad comparables a los ejemplares portugueses, y también a un material similar de *Phycodes noha* descubierto recientemente en las Pizarras del Oretaniense inferior de los Montes de Toledo (España: Gutiérrez-Marco, datos inéditos).

La principal singularidad de los ejemplares portugueses reside en su gran tamaño (1,8 veces más grandes que el material checo) y menor antigüedad (Floiense vs. Darriwiliense), algo que no constituye icnotaxobases de por sí significativas. También se distinguen por el diferente relleno de la estructura, que en el material checo consiste esencialmente en partículas arcillosas de grano fino, o bien en concentraciones inusuales de quitinozoos dentro de la traza (Mikuláš, 1992, p. 397, lám. 3, fig. 3; lám. 7, fig. 3; lám. 8, fig. 2). Tal vez éstas puedan ser explicadas

por puestas de huevos de quitinozoóforos, aprovechando el hueco abierto en galerías abandonadas por el productor de *Phycodes*. En cualquier caso, la presencia de *Tomaculum problematicum* Groom, como relleno interno de algunos de los ejemplares portugueses de *Phycodes noha*, no parece consustancial a la traza, dado que podría ser obrada por un diferente organismo que el generador de las galerías. En este sentido, el productor de *Tomaculum* tal vez reciclaba el material arcilloso que servía de relleno a las trazas de *Phycodes*, donde su diferente quimismo y textura podría favorecer la proliferación bacteriana en una fase posterior a la generación de *Phycodes noha*. Se trataría, por tanto, de un caso claro de icnofósiles compuestos, sin trascendencia icnotaxonómica para la diferenciación de una icnoespecie adicional de *Phycodes*, basada únicamente en este único carácter. Como ejemplo de ello, la presencia de *Tomaculum* y pellets fecales elipsoidales, de sección

aparentemente compacta, es conocida en el relleno interno de icnogéneros como *Zoophycos* Massalongo, *Melatercichnus* Miller, *Phymatoderma* Brongniart, *Taenidium* Heer, *Fimbrtribichnus* Gluszek, *Echinospira* Girotti, *Quebecichnus* Hofmann, *Chondrites* von Sternberg o *Palaeophycus* Hall, entre otros, sin que en ningún caso tenga trascendencia icnotaxonómica al nivel de icnoespecie.

Distribución.— *Phycodes noha* Mikuláš fue definido originalmente en lutitas del Floiense (Ordovícico Inferior) de la Formación Klabava de Bohemia (República Checa), y posteriormente se ha registrado en las pizarras del Ordovícico Medio (base del Darriwiliense medio: Oretaniense inferior) tanto en la Zona Centroibérica portuguesa (Formación Valongo, cantera de Canelas) como en el sector español de la misma (Formación Navas de Estena, sección de la Cuesta de Valderuelo: Gutiérrez-Marco, datos inéditos).

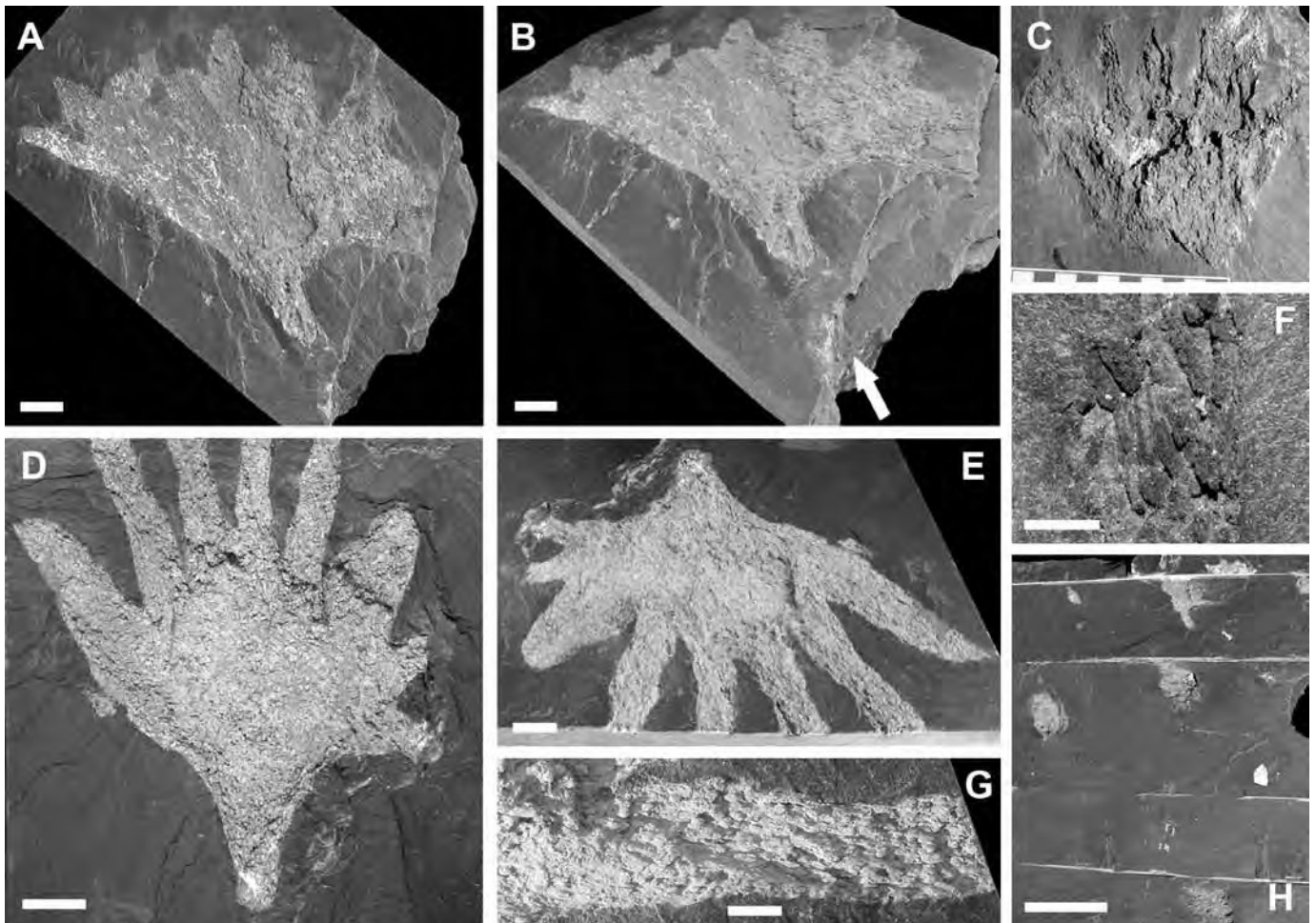


Figura 11. *Phycodes noha* Mikuláš, 1992. Ejemplares sin numerar, colección del Centro de Interpretación Geológica de Canelas. A-B, morfotipo ensanchado, con la galería principal orientada lateralmente (flecha en B, vista oblicua a la traza). C, F, ejemplar incompleto con detalle de varios *Tomaculum problematicum* Groom (F) en una de las galerías secundarias. D-E, G, ejemplar con notable desarrollo de galerías secundarias de aspecto digitado (E, vista oblicua mostrando su sección aplastada) y detalle de la contraparte de uno de los tubos mostrando relleno por *Tomaculum* mal conservados (G). Escalas gráficas 3 cm (A-E), 1 cm (G), 0,5 cm (F), 10 cm (C) y 30 cm (H).

Ichnogénero *Bicrescomanducator* Donovan, Paul, Andrew y Howe, 2010

Icnoespecie tipo.— *Bicrescomanducator rolli* Donovan, Paul, Andrew y Howe, 2010, del Jurásico Inferior de Inglaterra.

Observaciones.— El icnogénero *Bicrescomanducator* fue descrito originalmente para designar señales bioerosivas de contorno aproximadamente semilunar, registradas de manera asimétrica en el margen ventral de algunas conchas de ammonoideos jurásicos. Donovan et al. (2010) las interpretaron como mordiscos letales, inferidos por

otros cefalópodos dotados de fuertes mandíbulas ("rhyncholites"). En un trabajo previo, Klompmaker et al. (2009) habían recopilado numerosos casos de marcas de predación ventral en ammonites jurásicos y cretácicos, localizadas esencialmente hacia la base de la cámara de habitación, y concluyeron que podían ser consecuencia de ataques realizados desde atrás por cefalópodos coleoideos y, en menor grado, por ciertos peces. Además de las marcas semilunares, otros muchos mordiscos registrados en ammonoideos son irregulares y angulosos (por ejemplo Klompmaker et al., 2009, Fig 2A, 2D, 6A-B, 6D), con contornos en "W" y "V" semejantes a los que tipifican

el icnogénero *Mandibulichnus* Zamora et al. (2011). Éste fue definido como marcas irregulares de predación o carroñeo registradas en trilobites cámbricos (*Mandibulichnus serratus* Zamora et al.), que generaban roturas de borde triangular a aserrado, producidas por mandíbulas o apéndices especializados de organismos desconocidos. Comoquiera que tanto *Bicrescomanducator* como *Mandibulichnus* responden a mordiscos únicamente diferenciables a nivel icnoespecífico (semilunares en el primero, angulosos en el segundo), en el presente trabajo consideramos a *Mandibulichnus* como un sinónimo posterior del primer icnogénero.

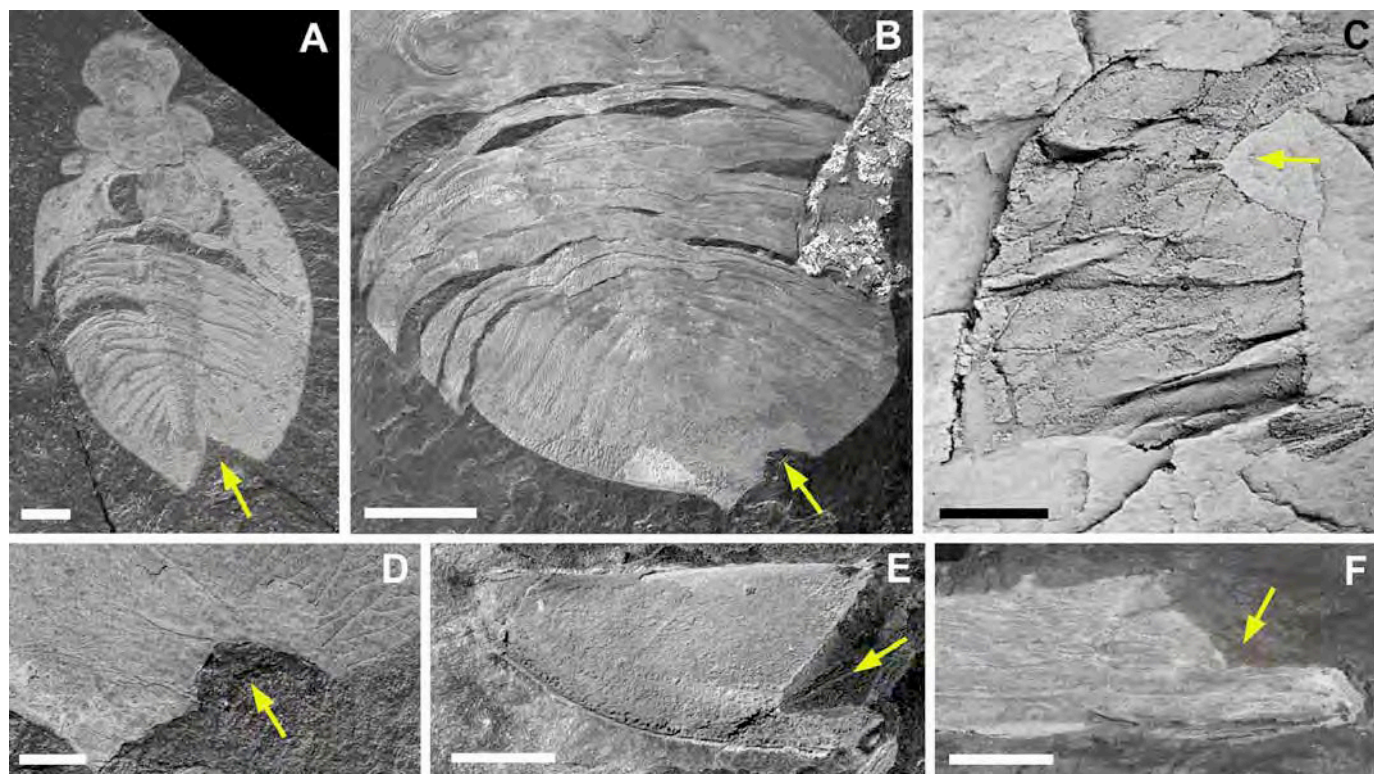


Figura 12. *Bicrescomanducator serratus* (Zamora, Mayoral, Esteve, Gámez Vintaned y Santos, 2011), marcas triangulares de bioerosión (resaltadas por las flechas) en el borde de exuvios y en fragmentos de escleritos de trilobites. Los ejemplares A, B (D es un detalle del precedente) y E proceden de Canelas; C y F (muy deformados) de sendos yacimientos del sinclinal de Moncorvo (Sá, 2005). En A y B los mordiscos afectan a pigidios de asáfidos; en E y C a escleritos de calimenáceos (E, librígena izquierda; F, mitad anterior de la glabella); C es un fragmento indeterminado. Escalas gráficas: 1 cm excepto en B (= 4 cm).

Bicrescomanducator serratus (Zamora, Mayoral, Esteve, Gámez Vintaned y Santos, 2011)
(Fig. 12A-F)

v.2005 Praedichnion igen. et isp. indet. – Sá, p. 470, lám. 64, figs 1-5.

v.2006 Marcas de bioerosão – Gutiérrez-Marco y Sá, p. 173-174, 4 figs.

v.2008 Praedichnion indet. – Gutiérrez-Marco y Sá, p. 37, fig. 1F.

v.2009 Praedichnion indet. – Sá et al., p. 142, fig. 1.12.

*2011 *Mandibulichnus serratus* nov. ichnosp. – Zamora et al., p. 670-671, figs. 2A-F, 3.

Material.– Siete ejemplares de la Formación Valongo, de los cuales seis proceden de Canelas: tres depositados en el Centro de Interpretación Geológica de Canelas (sin numerar) y tres en el Museo de Geología en Vila Real (MG-

UTAD 1116-1118), más uno obtenido en Valongo (colección Delgado, Museo Geológico de Lisboa). Adicionalmente, se han estudiado tres ejemplares procedentes de la Formación Moncorvo en Trás-os-Montes (MG-UTAD 1119-1121), derivados del trabajo inédito de Sá (2005).

Descripción.– Mordiscos triangulares de hasta 1 cm de profundidad, preservados selectivamente en el borde derecho del pigidio de los trilobites asáfidos *Asaphellus toledanus* Gil Cid (Fig. 12A), *Nobiliasaphus delessei* (Dufet) (Fig. 12B, D), en la librígena de un calimenáceo indeterminable (Fig. 12E), así como en fragmentos indeterminables de trilobites, muy deformados, procedentes de la Formación Moncorvo. Tanto en Canelas como en Moncorvo, alguna de estas marcas triangulares culmina en una parte apical más afilada (Fig. 12A, F).

Observaciones.– Los ejemplares estudiados se desarrollan sobre mudas completas de trilobites o restos

de exuvios previamente fragmentados, por lo que su génesis responde a actividades de carroñeo más que a predación. No obstante, el modo de presentación de los ejemplares ilustrados en la Fig. 12A-B, es congruente con el modo lateralizado de ataque (siempre por el flanco derecho) sobre trilobites, descrito por Babcock y Robison (1989), Babcock (1993, 2003, 2005) y trabajos posteriores. Ello implica que en estos dos casos la intención original del productor tal vez fuese predatoria, abandonando su actitud al percatarse que se trataba de un exuvio (o un cadáver) y contribuyendo con el movimiento a su desarticulación parcial, muy parecida en ambos casos.

En cuanto al productor de las trazas, la morfología sugiere un nautiloideo longicono de hábitos depredadores activos, dotado de un pico córneo de perfil triangular (Sá, 2005; Gutiérrez-Marco y Sá, 2006). En este sentido, en los mismos niveles de la Formación Valongo se conocen restos de endocéridos de más de un metro de longitud (Fig. 9 ; Sá y Gutiérrez-Marco, 2009) que podrían ser buenos candidatos como agentes bioerosivos.

Distribución.— Hasta el momento, *B. serratus* tan sólo ha sido identificado con propiedad en el Cámbrico y Ordovícico de la Península Ibérica, pero los autores disponen de material similar procedente del Ordovícico Medio de Marruecos, y en la literatura de trilobites y otros invertebrados están recogidos casos de frecuentes lesiones traumáticas triangulares en el borde de conchas y caparazones, al menos durante todo el Paleozoico, parte de los cuales podrían asimilarse a la icnoespecie. En el Ordovícico de Portugal, *B. serratus* se distribuye en las pizarras del Dobrotiviense inferior (Darriwiliense medio basal) de Canelas, Valongo (localidad clásica de Delgado, 1908), y en los yacimientos correlativos del sinclinal de Moncorvo TMC-V y TMC-II (nomenclatura de Sá, 2005). Durante el Mesozoico, la icnoespecie aparece documentada al menos en el Jurásico y Cretácico de Alemania y Francia (Klopemaker et al., 2009, figs. 2 y 6).

5. Conclusiones

El estudio de algunos icnofósiles procedentes de la cantera de Canelas incrementa notablemente la singularidad geológica y paleontológica de este Punto de Interés Geológico ubicado en el Geoparque Arouca, perteneciente a la Red Europea de Geoparques auspiciada por la UNESCO. Al internacionalmente reconocido "Fossil-Lagerstätte" de trilobites (Gutiérrez-Marco et al., 2009), se suman ahora icnofósiles raros o únicos en el mundo.

El primero es *Aroucaichnus valerioensis* igen. et isp. nov., una forma discoide de grandes dimensiones y contorno elipsoidal, producida por un sedimentívoro enigmático que se alimentaba de colonias bacterianas de la meiofauna. Éstas florecían durante la descomposición de cadáveres de nautiloideos longiconos, y eran cosechadas por un organismo productor dotado de una probóscide excavadora, que surcaba sistemáticamente el sustrato en recorridos concéntricos en torno a los restos enterrados. El único icnofósil superficialmente parecido a *Aroucaichnus* igen. nov. es *Rotundusichnium* Plička (Cretácico-Eoceno), cuyo productor habitaba ambientes igualmente pobres en oxígeno pero mucho más

profundos, y que tiene una arquitectura espiral con notorias diferencias internas.

El segundo icnofósil se desarrolla en el plano horizontal como el precedente, correspondiendo en este caso a *Phycodes noha* Mikuláš, cuya presencia en Arouca marca su segundo registro a nivel mundial. La particularidad más notoria del material portugués es constituir formas compuestas con los excrementos denominados *Tomaculum problematicum* Groom. Sin embargo, no es posible saber si el generador de la traza pudiera ser el mismo que el de los coprolitos, o si el productor de éstos recicló parte del material que constituía el relleno interno de las galerías de *Phycodes*. En estas condiciones, no cabe vincular entre sí ambos icnogéneros, ni mucho menos diferenciar una icnoespecie nueva basada en el registro de excrementos dentro de *Phycodes noha*.

Por último, se constató la presencia de mordiscos triangulares bien diferenciados en restos de exuvios y escleritos fragmentados de trilobites, cuya descripción se completó con un material deformado comparable, procedente de la Formación Moncorvo de Trás-os-Montes. Estos raros icnofósiles se identifican como *Bicrescomanducator serratus* (Zamora et al.) y fueron generados probablemente por nautiloideos longiconos de grandes dimensiones, dotados de un fuerte pico córneo que no fosiliza, similares a los endocéridos documentados en los mismos niveles. El significado y semejanza de estas marcas de bioerosión nos lleva a proponer al icnogénero *Mandibulichnus* Zamora et al., 2011 (icnoespecie tipo, *M. serratus*) como un sinónimo posterior de *Bicrescomanducator* Donovan et al., 2010 (icnoespecie tipo, *B. rolli*).

El registro icnológico de la cantera de Canelas contribuye notablemente a incrementar la icnodiversidad conocida en los materiales lutíticos y limolíticos del Ordovícico Medio a escala de la plataforma perigondwánica paleo-meridional, y su estudio es un buen ejemplo de colaboración entre la ciencia y la industria extractiva del ámbito de la piedra natural, además de un recurso patrimonial y geodidáctico en el ámbito del Geoparque Arouca.

Agradecimientos

Agradecemos a la empresa Ardósias Valério & Figueiredo Lda. (Canelas) por facilitarnos el acceso al material paleoicnológico; a Carlos Alonso (Universidad Complutense de Madrid) por su ayuda en la confección de las ilustraciones y la obtención de las fotografías que componen las figuras 1, 11 y 12; a los revisores científicos del trabajo, Guillermo F. Aceñolaza (Instituto Superior de Correlación Geológica CONICET-Universidad Nacional de Tucumán, Argentina) y César A. Chacaltana (INGEMMET, Perú), por sus comentarios al manuscrito y las mejoras introducidas al mismo.

Este artículo es una contribución a los proyectos IBEROR (CGL2012-39471), del Ministerio de Economía y Competitividad español, y PICG 591 de la IUGS-UNESCO.

Referencias

- Andrew, C., Howe, P., Paul, C.R.C., Donovan, S.K. 2010. Fatally bitten ammonites from the lower Lias Group (Lower Jurassic) of Lime Regis, Dorset. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, v. 58, p. 81-94.
- Babcock, L.E. 1993. Trilobite malformations and the fossil record of behavioral asymmetry. *Journal of Paleontology*, v. 67, p. 217-229.
- Babcock, L.E. 2003. Trilobites in Paleozoic predator-prey systems, and their role in reorganization of early Paleozoic ecosystems. *In: Predator-Prey Interactions in the Fossil Record*; Kelley, P.A., Kowalewski, M. & Hansen, T.A. (eds.), Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, p. 55-92.
- Babcock, L.E. 2005. Asymmetry in the fossil record. *European Review*, v. 13, p. 351-359.
- Babcock, L.E., Robison, R.A. 1989. Preferences of Palaeozoic predators. *Nature*, v. 337, p. 695-696.
- Bruthansová, J., Kraft, P. 2003. Pellets independent of or associated with Bohemian Ordovician body fossils. *Acta Palaeontologica Polonica*, v. 48, p. 437-445.
- Crimes, T.P., Goldring, R., Homewood, P., van Stuijvenberg, J., Winkler, W. 1981. Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous-Eocene), Switzerland. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 74, p. 953-995.
- Couto, H., Gutiérrez-Marco, J.C. 2000. Alguns fósseis raros ou pouco conhecidos da Formação de Valongo (Ordovício Médio, norte de Portugal). *In: Resumos I Congresso Ibérico de Paleontología y XV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, Edit. Universidade de Évora, p. 191-192.
- Delgado, J.F.N. 1908. Système Silurique du Portugal. Étude de stratigraphie paléontologique. *Mémoire de la Commission du Service Géologique du Portugal*, Lisboa, 245 p.
- Eiserhardt, K.-H., Koch, L., Eiserhardt, W.L. 2001. Revision des Ichnotaxon *Tomaculum* Groom, 1902. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, v. 221, p. 25-358.
- Faupl, P., Grün, W., Lauer, G., Maurer, R., Papp, A., Schnabel, W., Strum, M. 1970. Zur Typisierung der Sievinger Schichten im Flysch des Wienerwaldes. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, v. 113, p. 75-158.
- Frey, R.W., Seilacher, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, v. 23, p. 183-207.
- García-Ramos, J.C. 1984. Estudio de las trazas fósiles (icnofauna) del Campo de Gibraltar (provincia de Cádiz). Informe interno MAGNA 1:50.000, Hojas números 12-46 (Chiclana de la Frontera), 12-47/12-48 (Véjer de la Frontera), 13-47 (Tahivilla) y 13-48 (Tarifa). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 97 p.
- Gil Cid, M.D., Lebrón Moreno, J.A. 2010. Taphonomy of trilobites and associated invertebrates from Spain and NW Portugal. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, v. 257, p. 169-179.
- Gil Cid, M.D., Rodrigues, N., Lara, R., Mora-Nuñez, M., Huineman de la Cuadra, M., Torices, A. 2004. Bioerosion on Dobrotivian cystoids from Montes de Toledo, Spain. *In: Heinzeller, T. & Nebelsick, J.H. (eds.), Echinoderms: München*. Taylor & Francis Group, London, p. 403-407.
- Gómez de Llarena, J. 1946. Revisión de algunos datos paleontológicos del flysch cretáceo y nummulítico de Guipúzcoa. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, v. 15, p. 109-165.
- Gutiérrez-Marco, J.C. 1984. Una interesante señal de actividad biológica en el Ordovícico de los Montes de Toledo. *Coloquios de Paleontología*, v. 39, p. 17-25.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Bernárdez, E. 2003. Un tesoro geológico en la Autovía del Cantábrico. El Túnel Ordovícico del Fabar, Ribadesella (Asturias). Ministerio de Fomento, Madrid, 398 p.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sá, A.A. 2004. O enigma dos *tiges de végétaux terrestres* de idade ordovícica, encontrados por Nery Delgado (1908) na Formação Valongo (norte de Portugal). *Comunicações Geológicas*, v. 91, p. 37-44.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sá, A.A. 2006. Icnofósseis. *In: Trilobites gigantes das ardósias de Canelas (Arouca)*; Sá, A.A. & Gutiérrez-Marco, J.C. (eds.), *Ardósias Valerio y Figueiredo*, Madrid, p. 162-179.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sá, A.A. 2008. Nota preliminar sobre los icnofósiles de la Formación Valongo (Ordovícico Medio) en la sección de Canelas (Geoparque Arouca, norte de Portugal). *XXIV Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*, Edit. Museo del Jurásico de Asturias, Colunga, p. 37-38.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sá, A.A., Rábano, I. 2006. Patrimonio geológico y experiencias recientes de cooperación Ciencia-Sociedad civil en el Ordovícico Ibérico. *XIII Congreso Peruano de Geología; Sociedad Geológica del Perú*, Lima, *Publicación Especial 7*, p. 31-34.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Sá, A.A., San José, M.A., Pieren Pidal, A.P., Sarmiento, G.N., Piçarra, J.M., Durán, J.J., Baeza, E., Lorenzo, S. 2007. Public dissemination of knowledge regarding Ordovician geological and palaeontological heritage in protected natural areas of Iberia. *Acta Palaeontologica Sinica*, v. 46 (Suppl.), 163-169.
- Gutiérrez-Marco, J.C., Sá, A.A., García-Bellido, D.C., Rábano, I., Valério, M. 2009. Giant trilobites and trilobite clusters from the Ordovician of Portugal. *Geology*, v. 37, p. 443-446. [+ GSA Repository Item 2009109: figures DR1-DR4, stratigraphic log and supplementary fossil plates].
- Klomp maker, A.A., Waljaard, N.A., Fraaije, R.H.B. 2009. Ventral bite marks in Mesozoic ammonoids. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 280, p. 243-257.
- Knaust, D. 2012. Trace-fossil systematics. *In: Trace fossils as indicators of sedimentary environments*; Knaust, D. & Bromley, R.G. (eds.), Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, v. 64, p. 79-101.
- Książkiewicz, M. 1977. Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, v. 36, p. 1-208.
- Mayoral, E., Gutiérrez-Marco, J.C., Martinell, J. 1994. Primeras evidencias de briozoos perforantes (Ctenostomata) en braquiópodos ordovícicos de los Montes de Toledo (Zona Centroibérica meridional,

- España). *Revista Española de Paleontología*, v. 9, p. 185-194.
- Mikuláš, R. 1991a. Trace fossils from siliceous concretions in the Šárka and Dobrotivá Formations (Ordovician, central Bohemia). *Časopis pro mineralogii a geologii*, v. 36, p. 29-38.
- Mikuláš, R. 1991b. Trace fossils from the Klabava Formation (Early Ordovician, Bohemia). In: *Czechoslovak Paleontology 1990 (Addresses and Abstracts)*. Charles University, Prague, p. 18.
- Mikuláš, R. 1992. Trace fossils from the Klabava Formation (Early Ordovician), Czechoslovakia. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, v. 3-4, p. 385-419.
- Mikuláš, R. 1999. Ordovician of the Barrandian area: development of ichnoassemblages. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, v. 43, p. 155-158.
- Mikuláš, R. 2003. Ichnological aspects of fossiliferous nodules of the Šárka Formation (Ordovician, Llanvirnian, Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, v. 78, p. 83-88.
- Mikuláš, R., Gutiérrez-Marco, J.C. 2008. The ichnogenus *Arachnostega* Bertling, 1992: One of the most common trace fossils in the Mediterranean region of the Ordovician. In: *Second International Congress on Ichnology, Cracow*. Edit. Polish Geological Institute, Warszawa, p. 82-83.
- Minter, N.J., Buatois, L.A., Lucas, S.C., Braddy, S.J., Smith, J.A. 2006. Spiral-shaped graphoglyptids from an Early Permian intertidal flat. *Geology*, v. 34, p. 1057-1060.
- Plička, M. 1989. *Rotundusichnium zumayensis* ichnogen. n. a new trace fossil from the Outer Carpathian Flysch of West Slovakia (Czechoslovakia). *Západné Karpaty, séria paleontológia*, v. 13, p. 69-79.
- Richter, R. 1850. Aus der thüringischen Grauwacke. *Zeitschrift der Deutsche Geologische Gessellschaft*, v. 2, p. 198-206.
- Rodrigues, N.P.C., Gil Cid, M.D., Arroyo, F., Huinemann, M., Lara, R., Torices, A. 2005. *Arachnostega gastrochaenae* Bertling, 1992 en fósiles del Dobrotiviense (Ordovícico Medio) de los Montes de Toledo (SO de España). *Revista Española de Paleontología*, v. 20, p. 57-64.
- Romano, M. 1991. Lower to Middle Ordovician trace fossils from the Central Iberian Zone of Portugal and Spain. In: *Advances in Ordovician Geology*; Barnes, C.R. & Williams, S.H. (eds.), Geological Survey of Canada, Paper 90, p. 191-204.
- Sá, A.A. 2005. Bioestratigrafía do Ordovícico do nordeste de Portugal. Tesis Doctoral, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, 571 p.
- Sá, A.A., Gutiérrez-Marco, J.C. (coord.). 2006. Trilobites gigantes das ardósias de Canelas (Arouca). *Ardósias Valério & Figueiredo*, Edit. IGE, Madrid, 205 p.
- Sá, A.A., Gutiérrez-Marco, J.C. 2008. Giant Ordovician trilobites from Canelas (Arouca Geopark, northern Portugal). Fourth International Trilobite Conference, Pre-Conference field trip guide. Edit. Câmara Municipal de Arouca-Museo Geominero, Madrid, 20 p.
- Sá, A.A., Gutiérrez-Marco, J.C. 2009. Cefalópodos del Ordovícico Medio de la Formación Valongo, norte de Portugal. *Geogaceta*, v. 47, p. 9-12.
- Sá, A.A., Valério, M. 2005. Uma jazida paleontológica excepcional no Ordovícico do SW da Europa: a "Pedreira do Valério" em Canelas (Arouca, Portugal). In: *Cruziana'05: Actas do Encontro Internacional sobre Património Paleontológico, Geoconservação e Geoturismo*, Edit. Idanha-a-Nova Municipality, p. 23-25.
- Sá, A.A., Valério, M., Rábano, I., Gutiérrez-Marco, J.C. 2005. A paleontological site of international relevance in the Ordovician of Arouca (central Portugal), and a paradigm for cooperation between Science and industry. IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, Braga, Edit. University of Minho, p. 42.
- Sá, A.A., Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano, I., Valério, M. 2007. Palaeontology and stratigraphy of the Ordovician in the Arouca region (central Portugal). *Acta Palaeontologica Sinica*, v. 46 (Suppl.), p. 434-439.
- Sá, A.A., Gutiérrez-Marco, J.C., Rocha, D., Rábano, I., Piçarra, J.M., Brilha, J., Sarmiento, G.N., Valério, M. 2008. El patrimonio geológico del Ordovícico y Silúrico de la región de Arouca (Portugal). *Geogaceta*, v. 44, p. 95-98.
- Sá, A.A., Gutiérrez-Marco, J.C., Rocha, D., Valério, M., Brilha, J., Rábano, I. 2009a. Ordovician ichnofossils: a new scientific and educational resource for the Arouca Geopark. In: *New Challenges with Geotourism*, Edit. Idanha-a-Nova Municipality - Geopark Naturtejo da Meseta Meridional, p. 140-142.
- Sá, A.A., Brilha, J., Rocha, D., Couto, H., Rábano, I., Medina, J., Gutiérrez-Marco, J.C., Cachão, M., Valério, M. 2009b. Geopark Arouca. *Geologia e Património Geológico*. Associação Geoparque Arouca, 136 p.
- Sá, A.A., Piçarra, J., Vaz, N., Sequeira, A., Gutiérrez-Marco, J.C. 2011. Ordovician of Portugal. 11th International Symposium on the Ordovician System, Pre-Conference Field Trip Guide, Edit. Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, 80 p.
- Sá, A.A., Gutiérrez-Marco, J.C., García-Bellido, D.C., Aceñolaza, G.F. 2014. The first Paleozoic record of the trace fossil *Rotundusichnium* (Middle Ordovician of Portugal): paleoenvironment and behavioural pattern of the trace maker. In: *Gondwana 15 North meets South*, Edit. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, p. 154.
- Seilacher, A. 1978. Evolution of trace fossil communities in the deep sea. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, v. 157, p. 251-255.
- Seilacher, A. 2000. Ordovician and Silurian Arthropycid ichnostratigraphy. In: *Geological exploration in Murzuq Basin*; Sola, M.A. & Worsley, D. (eds), Elsevier, Amsterdam, p. 237-258.
- Seilacher, A. 2007. Trace fossil analysis. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, 226 p.
- Servais, T., Maletz, J. 1992. Lower Llanvirn (Ordovician) graptolites and acritarchs from the "Assise de Huy", Bande de Sambre-et-Meuse, Belgium. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, v. 115, p. 265-285.
- Thadeu, D. 1956. Note sur le Silurien beiro-durien. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, v. 12, p. 1-38.
- Uchman, A. 1991a. Diverse tiering patterns in Paleogene flysch trace fossils, Magura Nappe, Carpathian Mountains, Poland. *Ichnos*, v. 1, p. 287-292.
- Uchman, A. 1991b. [Trace fossils of the Inoceranian beds and the Szczawnica Formation in the Krynica and Bystrzyca Zones of the Magura Nappe] (in Polish, with a

- summary in English). *Przeład Geologiczny*, v. 4, p. 207-212.
- Uchman, A. 1991c. Trace fossils from stress environments in Cretaceous-Paleogene flysch of the Polish Outer Carpathians Mountains, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, v. 61, p. 207-220.
- Uchman, A. 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, v. 68, p. 105-218.
- Uchman, A. 1999. Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. *Beringeria*, v. 25, p. 65-173.
- Uchman, A. 2001. Eocene flysch trace fossils from the Hecho Group of the Pyrenees, northern Spain. *Beringeria*, v. 28, p. 3-41.
- Zamora, S., Mayoral, E., Esteve, J., Gámez Vintaned, J.A., Santos, A. 2011. Exoskeletal abnormalities in paradoxid trilobites from the Cambrian of Spain, and a new type of bite trace. *Bulletin of Geosciences*, v. 86, p. 665-673.



SGP
FUNDADA 1924

Boletín de la Sociedad Geológica del Perú

journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Análisis sedimentológico del Pensilvaniano en las montañas de Amotapes–Talara

Briant García¹, Ivette Girón¹, Martin Oviedo², Igor Astete¹, y David Cedano¹

¹ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (bgarcia@ingemmet.gob.pe)

² Karoon Energy International, Calle Santa María 110, of. 502, Miraflores, Lima, Perú

1. Introducción

La Cordillera de los Amotapes, o Montañas de los Amotapes, conforma el límite oriental de la Cuenca Talara. Su origen es discutido por diferentes autores; sin embargo, la hipótesis más aceptada hasta la fecha es la planteada por Mourier (1988), que contempla la acreción de un bloque alóctono contra el complejo metamórfico de Olmos durante el Jurásico. Las secuencias paleozoicas del bloque alóctono de los Amotapes se caracterizan por ser exclusivamente silicoclásticas. Los estratos pensilvanianos de la Formación Cerro Prieto consisten en cuarcitas, lutitas, y calizas argiláceas. Bajo estas condiciones de sedimentación, crecieron arrecifes, en los que se han registrado crinoideos inicialmente determinados como *Parolocrinus?* sp. asociado a briozoarios (Newell et al., 1953), encontrados en la localidad de Quebrada Ancha, muy cerca de la zona de estudio. De igual manera, Aldana (1994) mencionó la presencia de placas y artejos de crinoideos indeterminados.

El presente trabajo se realizó a partir de datos obtenidos durante la actualización del cuadrángulo geológico de Talara (10a) a la escala 1:50000. Tiene como objetivo organizar las facies sedimentarias asociadas a los fósiles hallados para determinar los ambientes sedimentarios donde vivieron. Para ello se levantó una columna estratigráfica en la Quebrada Palaus, ubicada en la Provincia de Talara del Departamento de Piura (Fig. 1).

2. Estratigrafía

La Formación Cerro Prieto pertenece a la secuencia paleozoica de la Cordillera de los Amotapes. Esta unidad recibe el nombre del cerro homónimo donde aflora su parte basal, ubicado a 25 km al este de Talara, donde Martínez (1970) describió una secuencia de 5,550 pies de

metalutitas gris verdosas, areniscas, limolitas, algunos lentes de conglomerados, y calizas azuladas, discordantes encima de la Formación Chaleco de Paño e infrayaciendo a la Fm Palaus (Palacios, 1994).

La sección medida por Newell et al. (1953), en la localidad tipo, consignó 1370 m de areniscas con estratificación cruzada, lutitas verde olivo a marrón, pasando en la parte superior a areniscas cuarzosas duras intercaladas con lutitas, conteniendo pelecípodos y braquiópodos en diferentes niveles. Martínez (1970) estima 1000 m, incluyendo calizas densas oscuras en la base con gran contenido fosilífero. La fauna estudiada por Newell et al. (1953), que proviene del Cerro Pan de Azúcar, es la mayor evidencia de la edad pensilvaniana de la unidad.

3. Descripción de litofacies

3.1. Asociación de facies 1 (AF1)

Se trata de calizas en capas decimétricas a métricas (Cz) intercaladas con areniscas de grano fino a medio y algunos horizontes de lutitas. Las areniscas presentan laminación horizontal (Sh), laminación oblicua (Sl), laminación cruzada (St), y ondulitas (Sr).

Interpretación: Sedimentación de conglomerados y areniscas calcáreas en talud de plataforma.

3.2. Asociación de facies 2 (AF2)

Se trata de areniscas de grano fino a medio en capas decimétricas, con laminaciones horizontales (Sh), laminaciones cruzadas (St), convolutas (Sv), intercaladas con niveles delgados de lutitas (Fm).

Interpretación: Sedimentación por corrientes de oleaje y mareas en bajíos estacionarios de plataforma somera.

3.3. Asociación de facies 3 (AF3)

Se trata de lutitas (Fm) intercaladas con areniscas de grano fino a grueso con laminaciones paralelas (Sh).

Interpretación: Sedimentación de material fino por decantación y de arena por corrientes de oleaje y mareas; retrabajamiento de montículos micríticos evidenciados por los esqueletos y artejos de briozoarios y crinoideos, los cuales se depositaban en los flancos de los montículos micríticos.

3.4. Asociación de facies 4 (AF4)

Esta asociación de facies corresponde a alternancias de areniscas de grano fino a medio con lutitas. Se observan laminaciones paralelas (Sh), laminaciones cruzadas (St),

ondulitas (Sr), y laminaciones oblicuas de bajo ángulo (Sl); existen niveles con nódulos calcáreos.

Interpretación: Sedimentación de material fino por decantación y de arena por corrientes de oleaje (tiempos de tormenta) en un ambiente marino somero.

3.5. Asociación de facies 5 (AF5)

Esta asociación de facies corresponde a alternancias de areniscas en bancos de hasta 8 m, de grano medio, con lutitas en capas métricas. Se observan laminaciones horizontales (Sh) y laminaciones de bajo ángulo (Sl).

Interpretación: Sedimentación de material fino por decantación y de arena por corrientes de marea en tiempos de relativa tranquilidad.

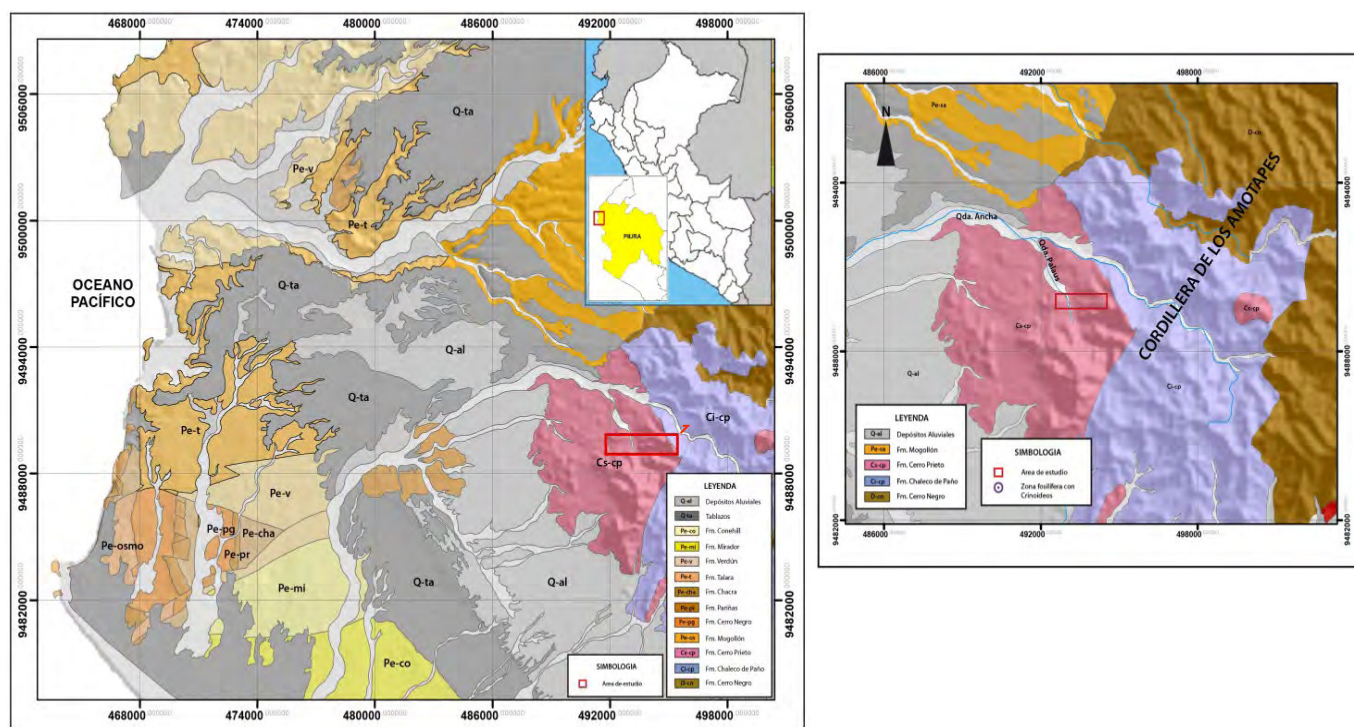


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

Tabla 1. Asociaciones de litofacies, y su interpretación en la columna estratigráfica de la Formación Cerro Prieto.

Asociación de facies	Litofacies	Interpretación	Ambiente sedimentario
AF1	Sh, Sl, St y Sr, Cz	Sedimentación de conglomerados y areniscas calcáreas.	Talud de plataforma.
AF2	Sh, St, Sv, Fm	Sedimentación por corrientes de oleaje y cambio de mareas, bajíos. estacionarios.	Plataforma somera a profunda.
AF3	Fm, Sh	Sedimentación de material fino por decantación y de arena por corrientes de oleaje y mareas, retrabajamiento de montículos micríticos.	Flancos de montículos micríticos relativamente profundos.
AF4	St, Sh, Sr, Sl	Sedimentación de material fino por decantación y arena por corrientes de oleaje.	Plataforma marina profunda.
AF5	Sh, Sl	Sedimentación de material fino por decantación y arena por corrientes de marea en tiempos de relativa tranquilidad.	Plataforma marina somera a profunda.

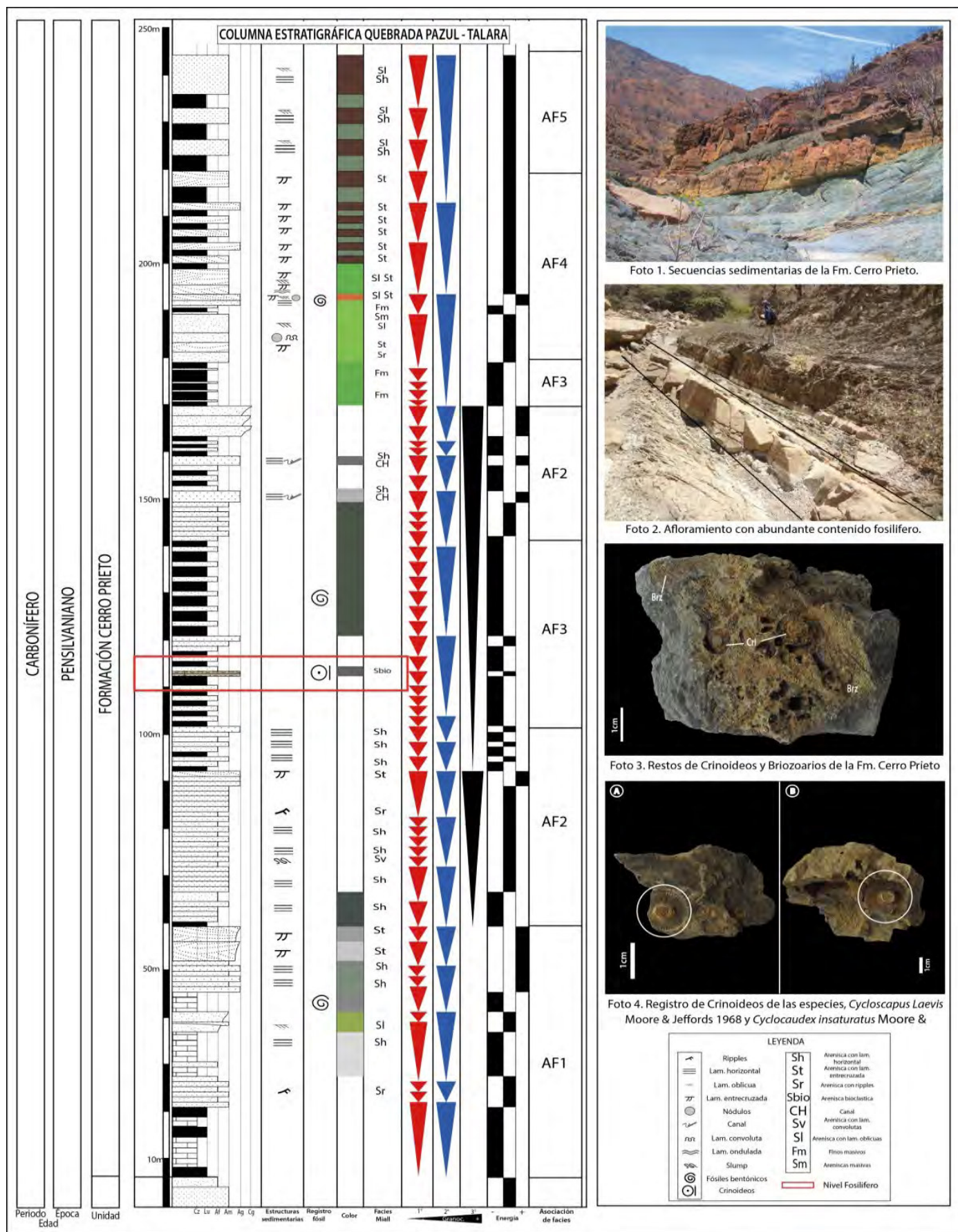


Figura 2. Columna estratigráfica de la Formación Cerro Prieto en la Quebrada Pazul, Talara.

3.6. Interpretación general

Los ambientes sedimentarios de las diferentes asociaciones litofaciales indican un medio de plataforma relativamente profundo (AF2 y AF5), con presencia de montículos micríticos (AF3) y de arrecifes costeros.

4. Registro fosilífero

El registro paleontológico corresponde a organismos epifaunales bentónicos, sésiles de aguas templadas a cálidas, de clara edad pensilvaniana.

Thomas (1928 & 1930) registró pelecípodos como *Sanguinolites peruvianus*, *Allorisma insolitum* y *Limipecten girty*. Newell et al. (1953) registraron una fauna pensilvaniana en el Cerro Pan de Azúcar, determinando pelecípodos como *Aviculopecten*, *Limipecten*, y *Allorisma*; cefalópodos como *Pseudoparalegoceras peruvianum* (marcador importante del Pensilvaniano inferior a medio); braquiópodos como *Rhynchopora magnicosta amotapensis* y *Orbiculoidea d'Orbigny*; y gastrópodos como *Bellerophon*. Aldana (1994) mencionó la presencia de todos los anteriores y restos de crinoideos indeterminados de edad carbonífera.

En el presente estudio se han registrado crinoideos de las especies *Cycloscapus laevis* y *Cyclocaudex insaturatus* (Moore & Jeffords, 1968), y briozoarios de la especie *Fenestella retiformes* Schloth, en la muestra GR25-13-252, proponiendo una edad Pensilvaniano medio para dichas especies (Girón et al., 2014).

5. Conclusiones

Las asociaciones de facies son indicativas de medios sedimentarios de plataforma silicoclástica relativamente profunda. El registro paleontológico, que incluye crinoideos, indica aguas templadas a cálidas bien oxigenadas, desarrollándose fauna epifaunal sésil en

facies calcoarenosas. La asociación faunística presente en la Fm Cerro Prieto indica una edad pensilvaniana, y en particular el Pensilvaniano medio.

Referencias

- Aldana, M. 1994. Estudio de la macrofauna de los cuadrángulos de Piura, Sullana, Paita, Talara, Negritos, Lobitos, Tumbes, Zorritos, y Zarumilla. Apéndice Paleontológico, Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 54, 190 p.
- Girón, I., García, B., Oviedo, M., Astete, I. 2014. Placas columnares de crinoideos del Carbonífero (Pensilvaniano) en la Formación Cerro Prieto. Resumen extendido, XVII Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Martínez, M. 1970. Geología del basamento paleozoico en las Montañas de Amotape y posible origen del petróleo en rocas paleozoicas del Noroeste del Perú. Primer Congreso Latinoamericano de Geología, Lima.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P., Farfán-Medrano, A. 1988. An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 88, p. 182-192.
- Newell, N.D., Chronic, J., Roberts, T. 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Geological Society of America Memoirs*, v. 58, 276 p.
- Palacios, O. 1994. Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes, Zarumilla. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 54, 190 p.
- Thomas, H.D. 1928 & 1930. An Upper Carboniferous fauna from the Amotape Mountains, northwestern Perú. *Geological Magazine*, v. 65, p. 146-301, & v. 67, p. 394-408.



La cuenca pensilvaniana-permiana de Atico–Ocoña (sur del Perú)

Esteban Taipe¹, Javier Jacay¹, Juan Quintana¹, Benita Giles¹, y Thierry Sempere²

¹ Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

² IRD e ISTerre, Université Savoie–Mont Blanc, 73376 Le Bourget-du-Lac, Francia (thierry3@icloud.com)

ABSTRACT

The Pennsylvanian-Permian sub-basins of Atico and Ocoña (southern coast of Peru) represent remnants of a larger basin that formed through pervasive extension of the Precambrian basement. These sub-basins were filled mainly by alluvial deposits including conglomerates, sandstones, siltstones and

mudstones. A few marine carbonate beds occur in the lower part of the Atico section. These sedimentary infills were deposited over active detachments, making that the corresponding basin resembles the Hornelen Basin of Norway in its tectonic framework and characteristics.

1. Introducción: problemática y objetivos del estudio

La existencia de cuencas sedimentarias continentales controladas por zonas de cizallamiento dúctil con bajo buzamiento es una de las características de las zonas de extensión continental (Chauvet, 1989). A lo largo de la región costera del sur del Perú, las unidades sedimentarias continentales del Paleozoico superior afloran desde Tacna (18°S, frontera con Chile) hasta Paracas (14°S). Cerca de Atico y Ocoña (Fig. 1), depósitos pensilvanianos y permianos pertenecientes al Grupo Yamayo (Sempere et al., 2014), reposan en contacto anormal, de tipo *détachement*, sobre el zócalo precámbrico migmatítico (Taipe, 2004).

Las sub-cuencas pensilvanianas-permianas de Atico y Ocoña se sitúan en la región costera del sur del Perú, entre las coordenadas 16°10' y 16°25' de longitud Oeste, y 73°37' y 73°08' de latitud Sur (Fig. 1). Ellas son separadas por una distancia de 50 km y se caracterizan por un relleno clástico continental así como por una deformación de su zócalo metamórfico debido al funcionamiento del *détachement* en mención. La cuenca estudiada se sitúa en el interior del Bloque Camaná-Mollendo (BCM), el cual consiste esencialmente de migmatitas precambrianas con intrusiones ordovícicas (Caldas, 1978; Shackleton et al., 1979; Martignole y Martelat, 2003; Loewy et al., 2004).

2. Los depósitos sintectónicos pensilvanianos-permianos de Atico y Ocoña

En el área de estudio, los afloramientos del Pensilvaniano-Permiano pertenecen al Grupo Yamayo y se presentan en dos bandas prácticamente paralelas a la costa. La banda de Atico aflora sobre más de 56 km de largo y unos 6 km de ancho, menos de 10 km al NO de la costa. La banda de Ocoña se sitúa más cerca de la última y tiene una extensión menor. El relleno de cada sub-cuenca está en contacto con el zócalo a través de un *détachement* principal, cuyas trazas en el mapa son generalmente orientadas ONO-ESE (Fig. 1).

2.1. Zona de Atico

La serie pensilvaniana-permiana de esta zona se compone principalmente de conglomerados, areniscas, y pelitas. La Formación Atico está constituida por un conjunto granocreciente de 2100 m de espesor aparente. En el valle de Atico, pelitas y areniscas finas dominan la parte basal de la Formación Atico, gradando a areniscas hacia la parte media, y a conglomerados en la parte superior. Los clastos corresponden a cantos rodados de rocas del Precámbrico (migmatitas, gneises), granitos rojos, rocas volcánicas alteradas, y calizas de origen indeterminado.

La Formación Atico aflora a lo largo de la carretera Atico-Caravelí, en particular entre los kilómetros 9 y 14. Las primeras descripciones corresponden a Bellido y Narváez (1960), quienes la describieron mediante la adopción de nombres definidos en el centro del Perú, como “Formación Tarma” por su parte basal (es decir, parte septentrional) que consiste principalmente de sedimentos finos y calizas, y “Formación Mitu” por su parte principal, que consta de areniscas y conglomerados marrones rojizos, lo que suponía correlaciones de muy larga distancia. Esta serie posteriormente fue mencionada por Rüegg (1968) y Morales (1997).

En la zona norte de Atico, la parte inferior de la serie se compone principalmente de alternancias de lutitas y limolitas de color rojo y verdoso. Los conglomerados están presentes localmente, con clastos de litologías variadas, observándose cuarcitas, rocas volcánicas, granitos, y migmatitas. Los conglomerados son seguidos por areniscas verdosas, de grano fino a grueso, en capas masivas o laminadas, con estratificación oblicua y rizaduras de corriente; se observa algunas veces clastos

angulosos de caliza de varios centímetros de diámetro. Los bancos de limos son masivos o finamente laminados, de color marrón oscuro a rojizo, alternando con areniscas y conglomerados. Las intercalaciones de pelitas son a su vez ricas en materia orgánica, lo que les da un color oscuro característico, y se observan comúnmente restos vegetales (hojas y tallos fragmentados) indeterminables. En esta zona, las mediciones de paleocorrientes (rizaduras, imbricaciones de cantos rodados, ejes de los paleocanales) indican que el transporte de sedimentos se realizó principalmente hacia el cuadrante Sur (SO a SE). Los horizontes estratiformes de bloques calcáreos disjuntos, de color gris, decamétricos en dimensión horizontal, se observan al norte de Atico, y parecen corresponder a niveles fragmentados tectónicamente, siendo testigo de una extensión penecontemporánea de la sedimentación. Estas calizas contienen una fauna marina de corales, fusulínidos (del género *Triticites*; Pensilvaniano a Permiano inferior), y bivalvos (Bellido y Narváez, 1960).

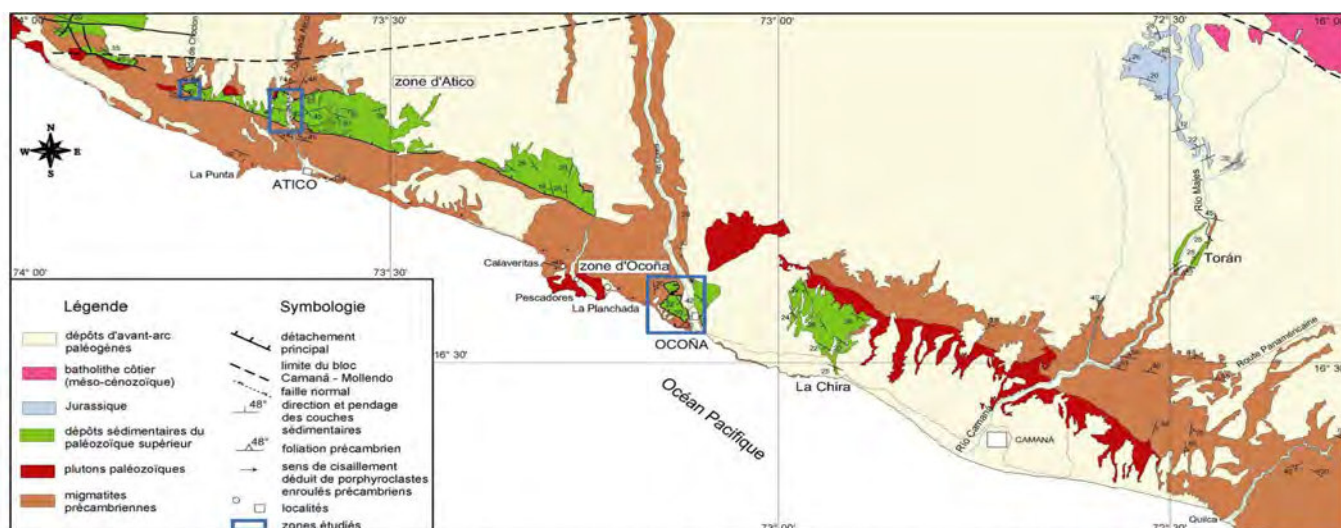


Figura 1. Localización de los depósitos sedimentarios del Paleozoico superior de Atico y Ocoña. Mapa establecido a partir de las hojas geológicas de Atico, Ocoña, La Yesera, Aplao, Camaná, y Mollendo (INGEMMET), con correcciones y modificaciones.

En la quebrada de Choclón, al oeste de la zona de Atico, se observan igualmente facies finas rojizas de lutitas, limolitas, y areniscas, en general estratificadas groseramente. Los bancos tienen espesores de 0,5 a 1 m, siendo similares a los observados en la parte norte de Atico, y forman horizontes estratiformes apenas fragmentados, plurimétricos en dimensión horizontal. En la Formación Atico se observa localmente angularidades en la estratificación general, que traducen igualmente una tectónica sinsedimentaria en extensión (quebrada Atico; quebrada de Choclón); es lo más comúnmente visto a lo largo del borde norte de la sub-cuenca.

La masa principal de conglomerados aflora al sur de la zona de Atico, por encima y cerca del *détachement principal*, sobre un ancho de varios cientos de metros, en donde se observa “discordancias progresivas”, es decir estratos de crecimiento (*growth strata*). Estos conglomerados generalmente de color marrón rojizo se presentan en bancos masivos de 1 a 3 m de espesor. Sus

clastos flotan en una matriz microconglomerádica marrón rojizo y verde, y son de gneis gris-verdoso, cuarzo blanco, granitos rosados, rocas volcánicas, y caliza gris.

Mediciones de paleocorrientes (imbricación de clastos, marcas de corriente en areniscas) sugieren que hubo dos regiones fuentes de sedimentación, respectivamente al norte y al sur de la sub-cuenca:

- En la zona norte de Atico, las direcciones de paleocorrientes se dirigen hacia el SE y el SO, mientras que los ejes de los canales están orientados N-S.
- En la zona sur, cerca del *détachement principal*, las direcciones de paleocorrientes se orientan principalmente hacia el NNO, con cierto grado de solapamiento de clastos hacia el NO.

La presencia de clastos volcánicos en los conglomerados situados al sur y norte de la sub-cuenca implica que rocas volcánicas (de edad desconocida) se encontraban aflorando en la región de Atico en el Pensilvaniano, al NE y SO de la sub-cuenca. Sin embargo, la forma

subredondeada a redondeada de estos clastos sugiere que éstos sufrieron un transporte significativo antes de la sedimentación definitiva en Atico. La aparente ausencia de rocas volcánicas interestratificadas en el relleno de la sub-cuenca implica sea que ningún arco estaba activo en esta época, sea que, si es que había un arco activo, entonces estaba lejos de la zona. Sin embargo, se observa una roca volcánica dacítica, de edad todavía desconocida, intruida en el mismo *détachement* aflorando a lo largo del borde norte de la sub-cuenca. En la ausencia de resultados geocronológicos sobre estas rocas volcánicas (en clastos o intrusiones), se especula que pueden corresponder a clastos que reflejen la erosión de lo que quedaba en el

Pensilvaniano de las acumulaciones volcánicas del arco construido en el BCM en el Ordovícico, y/o a un magmatismo coetáneo, por lo menos parcialmente, de la extensión responsable de la formación de la cuenca.

La existencia de niveles calcáreos delgados con fauna marina en la parte inferior de la serie indica que esta parte de la sub-cuenca fue esporádicamente invadida por el mar, cerca del comienzo de su evolución. La presencia de clastos de caliza de litología similar en los conglomerados visibles a lo largo de los bordes NE y SO de la sub-cuenca sugiere que estos niveles calcáreos estuvieron parcialmente sometidos a la erosión durante el funcionamiento de la cuenca.

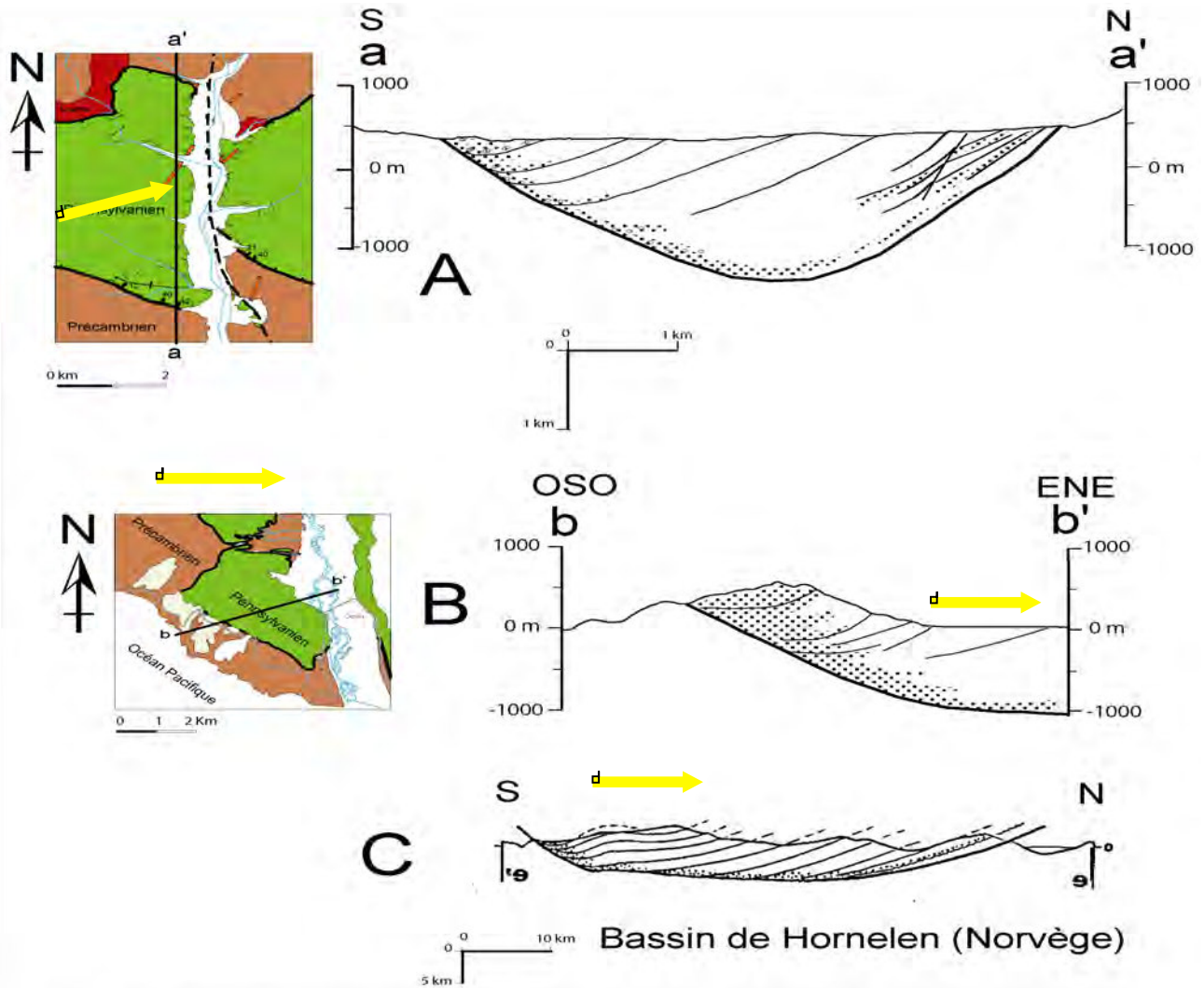


Figura 2. Cortes esquemáticos a través de las sub-cuenclas de Atico (A) y Ocoña (B), y la cuenca de Hornelen (C). Se observa similitudes entre las estructuras y reparticiones de facies.

2.2. Zona de Ocoña

La sucesión expuesta en las proximidades de Ocoña (en ambas orillas del río Ocoña, en el Cerro Quichín y Pumacoto) tiene un espesor mínimo de 1100 m. La sección tipo está situada en la orilla oeste del Río Ocoña. El estudio inicial de esta unidad se debe a Mendívil y Castillo (1960), quienes la describieron como Formación Ambo, asignándole implícitamente una edad misisipiana. Sin embargo, Morales (1997) señaló la determinación, por parte de H. Pfefferkorn, de una flora pensilvaniana

descubierta en esta unidad.

La sucesión de Ocoña incluye conglomerados, areniscas microconglomerádicas, areniscas arcósicas, limolitas, y lutitas, y localmente algunas capas de yeso y caliza. Hacia el oeste del río, las facies conglomerádicas pasan de unos pocos cientos de metros a facies de areniscas arcillosas de color marrón rojizo, donde se observa algunas capas de calizas azuladas a negras intercaladas entre las pelitas. Hacia la margen este del Río Ocoña, las facies son

netamente más finas: se observa limos, pelitas, y calizas. Existe pues una marcada polaridad en la distribución de facies sedimentarias: la sub-cuenca se profundizaba rápidamente hacia el este, tal como lo confirman las paleocorrientes medidas en conglomerados y areniscas.

Los conglomerados se encuentran principalmente en la parte suroeste de la sub-cuenca donde están adosados a una falla normal que se conecta al *détachement* principal (Fig. 2). Presentan un aspecto monótono y masivo: se trata de depósitos de conos aluviales, con elementos flotantes (*debris-flows*), en los cuales se observan unidades elementales con granoclasificación normal. La litología de los clastos es variada: gneis verde-gris a negro, granitoides blancos y a veces rosados, cuarzo lechoso. Sus colores evolucionan desde rojo, cerca de la falla que bordea la sub-cuenca al sur, hacia tonos rosados hacia la elongación norte. El diámetro de los clastos, que son generalmente redondeados a sub-angulares, varía de unos pocos centímetros hasta 30 cm. La matriz, generalmente compacta, consta de una arenisca heterogénea microconglomerádica. El espesor de las capas varía desde unos pocos metros a aproximadamente 30 m en el caso de depósitos de flujo de escombros. Este tipo de deposición es característico del borde SO de la sub-cuenca de Ocoña. Hacia el NE, estas facies conglomerádicas pasan lateralmente, en una distancia de unos 2 km, a facies de areniscas arcósicas microconglomerádicas localmente laminadas.

3. Conclusiones

El estudio de la cuenca de Atico-Ocoña y de los *détachements* asociados conduce a las siguientes conclusiones:

El mapeo pone en evidencia un *détachement* extensional que afectó el zócalo del bloque Camaná-Mollendo (BCM), compuesto de migmatitas de edad grenviliana y granitoides ordovícicos. La cuenca sedimentaria que se ha desarrollado por encima de los *détachements* es de edad pensilvaniana-permiana.

La organización espacial de las facies conglomerádicas muestra que las dos sub-cuenca estudiadas son sintectónicas, lo que demuestra que los *détachements* funcionaron al menos durante el Pensilvaniano-Permiano (Fig. 2). Es probable que las edades aparentes fanerozoicas obtenidas en rocas metamórficas precámbricas de este zócalo corresponden al intervalo de tiempo durante el cual se llevó a cabo la exhumación.

La sub-cuenca de Ocoña se profundizaba hacia el este, es decir en la dirección de la depresión sinsedimentaria creada por el desplazamiento hacia el este del compartimiento superior, lo que demuestra la consistencia de los resultados proporcionados por el análisis de la cuenca, por una parte, y el análisis estructural, por otra parte.

El cizallamiento del zócalo profundo se efectuó en condiciones dúctiles durante la primera etapa de la evolución extensional, pero luego prosiguió en condiciones más someras y por lo tanto frágiles. Esta

evolución produjo la exhumación del zócalo y la formación de la cuenca estudiada.

Tanto la geometría como la arquitectura de la cuenca de Atico-Ocoña y el mapeo de la zona recuerdan claramente a las cuencas devónicas de Noruega (Hornelen, etc.), que también se originaron por extensión marcada de su basamento caledoniano.

Referencias

- Alemán, A., León, W. 2002. A Carboniferous volcanic arc along coastal Cordillera? 5th International Symposium on Andean Geodynamics, Toulouse, Francia, p. 23-26.
- Bellido, E., Narváez, S. 1960. Geología del Cuadrángulo de Atico. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 2, 59 p.
- Caldas, J. 1978. Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí, y Yauca, Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 30, 78 p.
- Chauvet, A. 1989. Étude pétrostructurale du substratum des bassins dévoniens de l'ouest de la Norvège : Les processus d'amincissement de la croûte calédonienne épaissie. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc (Montpellier II), 212 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. Geological Society of America Bulletin, v. 116, p. 171-187.
- Martignole, J., Martelat, J.-E. 2003. Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes). Journal of Metamorphic Geology, v. 21, p. 99-120.
- Mendivil, S., Castillo, W. 1960. Geología del cuadrángulo de Ocoña. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 3, 54 p.
- Morales, G. 1997. Nuevos datos geocronológicos y bioestratigráficos del macizo antiguo de Arequipa. Actas, IX Congreso Peruano de Geología, p. 365-369.
- Rüegg, W. 1968. Mil kilómetros de geología en la faja pacífica del Perú meridional: excursión desde Arequipa. Actas de las Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, Buenos Aires, tomo I, p. 355-374.
- Shackleton, R.M., Ries, A.C., Coward, M.P., Cobbold, P.R. 1979. Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Peru. Journal of the Geological Society (London), v. 136, p. 195-214.
- Taipe, E. 2004. *Détachements en extension et sédimentation : les bassins pennsylvaniens d'Atico et Ocoña (sud-Pérou)*. Mémoire de DEA, Université Paul-Sabatier, Toulouse, Francia, 38 p.
- Sempere, T., Boekhout, F., Noury, M., Taipe, E., Garcia, F., Jacay, J., Spikings, R. A., Schaltegger, U. 2013. Reinstauración del Grupo Yamayo (Bellido y Guevara, 1963) y su significado en la evolución de la margen peruana del Carbonífero al Triásico. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 108, p. 227-231.



Diacronismo en la sedimentación del Pensilvaniano-Pérmico inferior entre la Zona Subandina y la Cordillera Oriental: la sección de Hacienda Huanca (Cerro de Pasco) y su relación con los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene

Rildo Rodríguez¹, Enrique Díaz-Martínez², y Mariël Reitsma³

¹ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima (rrodriguez@ingemmet.gob.pe)

² Instituto Geológico y Minero de España, Ríos Rosas 23, 28003 Madrid, España (e.diaz@igme.es)

³ Département de minéralogie, Section des Sciences de la Terre, Université de Genève, Ginebra, Suiza

1. Introducción

A lo largo de la Cordillera Oriental, la secuencia estratigráfica del Pensilvaniano-Pérmico inferior está compuesta por el Grupo Tarma (lutitas negras, calizas, areniscas, y conglomerados), el Grupo Copacabana (calizas), y la Formación Ene (lutitas, calizas, y areniscas). Los contactos entre estas unidades estratigráficas son progresivos (Newell, 1953; Mégard, 1978) desde el Ecuador hasta Bolivia, lo que llevó a que varios autores hayan propuesto su redefinición como Grupo Titicaca, (Díaz-Martínez, 1999; Díaz-Martínez et al., 2000; Azcuy & di Pasquo, 2005).

En las altiplanices del centro del Perú, secuencias volcano-sedimentarias con intercalaciones de calizas marinas han sido atribuidas al Grupo Mitu (Harrison, 1951; Mégard, 1978; Cobbing et al., 1996). Los estudios realizados al este de Cerro de Pasco, al noreste de la localidad de Hacienda Huanca, ponen en evidencia una secuencia volcano-sedimentaria del Pensilvaniano-Pérmico inferior coetánea con los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene (Grupo Titicaca).

En este trabajo se presenta su análisis estratigráfico y su comparación con otros afloramientos similares de la misma región y se realiza una correlación litológica y temporal para demostrar el cambio lateral de facies entre la Cordillera Oriental y la Zona Subandina, confirmando la paleogeografía regional identificada por otros autores para este periodo.

2. Marco geológico

En la Cordillera Oriental, entre las fallas Tarma y San Vicente-Oxapampa (Fig. 3), las facies sedimentarias del Grupo Tarma fueron descritas por Mégard (1978). En Acobamba, a 10 km de la sección tipo, el Grupo Tarma alcanza los 1000 m de espesor y está compuesto por areniscas con niveles de calizas que lateralmente desaparecen hacia el norte, pasando por la laguna Alcacocha hasta llegar a Hacienda Huanca (noreste de Curhuamayo). Allí, sobreyaciendo a lutitas negras del Devónico, se encuentra una potente secuencia volcánica de 500 m, compuesta por tobas soldadas con estructuras de flujo ignimbrítico (*fiamme*) que podrían corresponder a la Formación Lavasen del Grupo Ambo (Carbonífero inferior). Por encima y en discordancia angular, se encuentra una secuencia volcano-sedimentaria que en anteriores estudios fue considerada dentro del Grupo Mitu (Harrison, 1951; Mégard, 1978; Cobbing et al., 1996) y que infrayace en discordancia angular al Grupo Mitu s.s. (Fig. 1).

3. Litoestratigrafía

En Hacienda Huanca, el Grupo Tarma se puede dividir en tres unidades. La unidad inferior (A) tiene 100 m de espesor; empieza con lutitas negras intercaladas con areniscas calcáreas de origen deltaico, que pasan a una

secuencia de calizas gris-verdosas con intercalaciones de lutitas y areniscas, depositada en un ambiente de plataforma carbonatada perturbado por desembocaduras fluviales, y finaliza con calizas en estratos delgados con

intercalaciones de lutitas negras, depositadas en un ambiente de plataforma carbonatada con influencia de medios deltaicos.

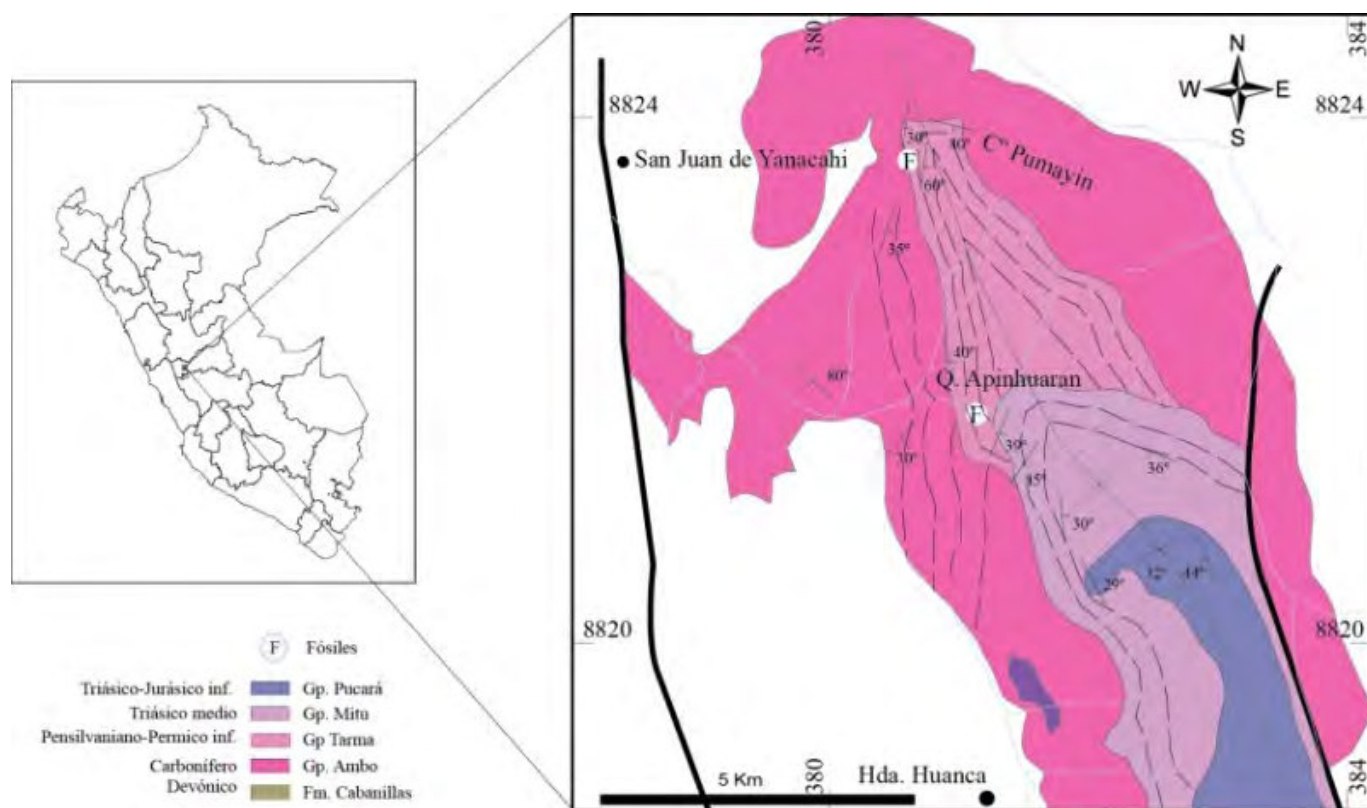


Figura 1. Ubicación y mapa geológico del Grupo Tarma al noreste de Hacienda Huanca.

La unidad intermedia (B), con 140 m de espesor, sobreyace en discordancia de erosión a la unidad A. Está compuesta por tres secuencias granodecrecientes que empiezan con conglomerados y terminan con areniscas finas con intercalaciones de calizas o calcarenitas. Los conglomerados por lo general presentan clastos angulosos de tobas o calizas; también presentan laminaciones oblicuas métricas, que se interpretan como originadas por oleadas piroclásticas. Calizas y calcarenitas ocurren al techo de las tres secuencias mencionadas, representando transgresiones marinas sobre flujos volcánogénicos.

Finalmente, la unidad superior (C), de 110 m de espesor, se inicia con areniscas de grano fino a medio, feldespáticas, con matriz limosa de color gris amarillento. Hacia el techo presenta algunas intercalaciones de areniscas rojas finas, marcando el paso al Grupo Mitu.

Por lo general, la secuencia volcano-sedimentaria del Grupo Tarma se depositó en una zona litoral con áreas de deltas y plataforma carbonatada cercanas a un arco volcánico.

3. Edad

Al norte de Hacienda Huanca, la edad de las facies volcano-sedimentarias ha sido determinada en base a fósiles y dataciones de circones detríticos. Champion (en

Harrison, 1951) encontró dentro de estas calizas *Productus* sp. y corales solitarios, que indican el Carbonífero superior-Pérmico. Durante el cartografiado del cuadrángulo de Cerro de Pasco, Rodríguez et al. (2011) encontraron *Linoproductus cora* d'Orbigny (Misipiano medio-Pérmico inferior), *Rhipidomella* sp. (Silúrico-Pérmico), *Stereostylus* sp. (Carbonífero inferior-Pérmico inferior), *Kochiproductus* sp. (Carbonífero superior-Pérmico), y *Polypora inimica* Chronic (Pérmico inferior), esta última ubicada en la parte superior de la secuencia.

Dos dataciones de circones detríticos fueron realizadas en la sección de Hacienda Huanca (Reitsma et al., 2012). En la parte media de la sección, una muestra de arenisca sólo entregó circones del Carbonífero medio, con una edad máxima de 308.2 Ma (Fig. 2). Este importante dato indica que la parte media de la sección de Huanca no es más vieja que el Pensilvaniano medio (Moscoviano terminal), mientras que los fósiles indican que su base corresponde al Pensilvaniano y su techo al Pérmico inferior.

Otra muestra, tomada de la base del Grupo Mitu, corresponde a una arenisca roja cuarzo-feldespática que contiene 7.5 % de circones triásicos, y muchos pérmicos (31 %) y neo-mesoproterozoicos (55 %). Estos resultados proporcionan una edad máxima de 241.5 Ma para la base del Grupo Mitu.

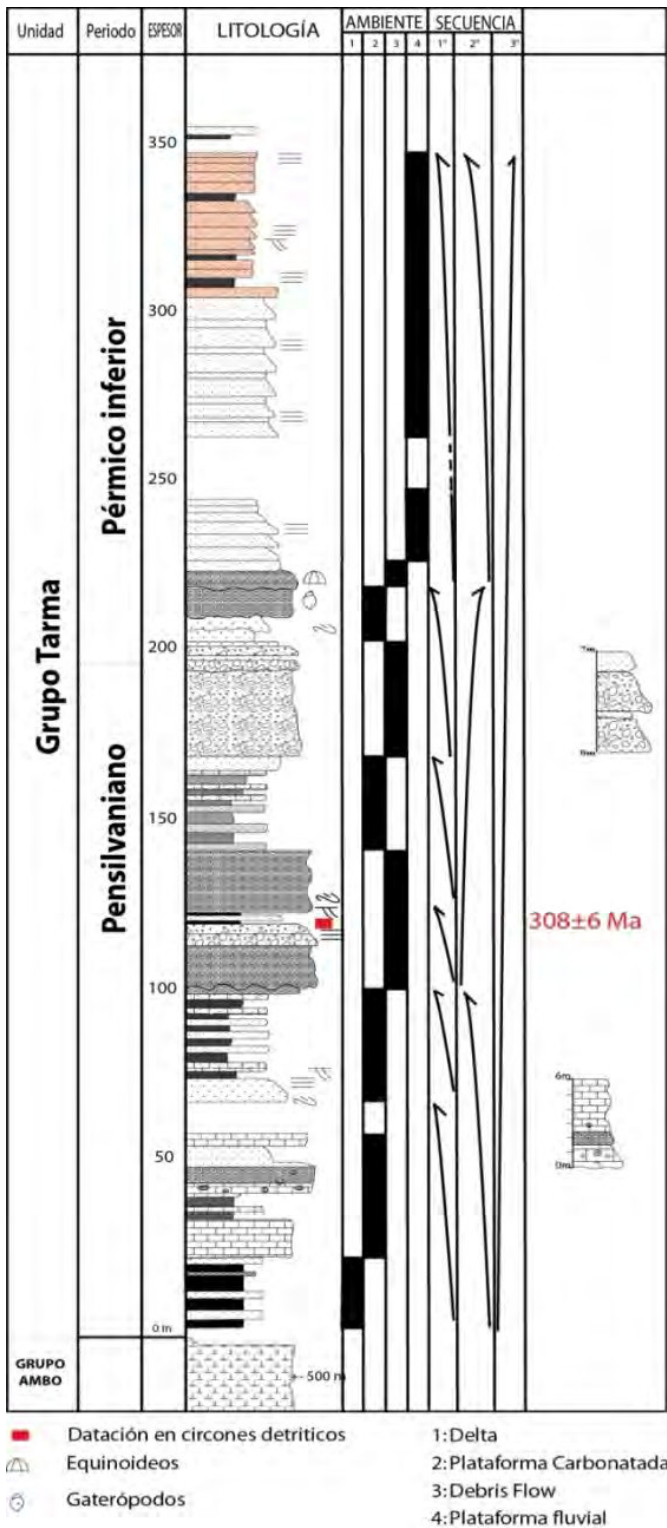


Figura 2. Columna estratigráfica del Grupo Tarma al norte de la localidad de Hacienda Huanca

4. Correlaciones regionales

4.1. Altiplanicies

Alrededor de la laguna Alcacocha existen otros afloramientos volcano-sedimentarios y afloran más de 1000 m de areniscas cuarzosas con laminación cruzada, que incluyen muchas oleadas piroclásticas.

Al noroeste de Huancayo, Mégard (1968) asignó una

edad carbonífera-pérmica a una secuencia de 150 m compuesta a la base por conglomerados parduzcos, seguidos de areniscas y lutitas con restos de plantas, e intercalaciones de calizas marinas con fusulínidos. Las características litológicas y estratigráficas de esta secuencia, junto con la presencia de calizas, indica que se trata del Grupo Tarma.

En el borde este de la Cordillera Occidental, en los domos de Yauli y Malpaso, Kobe (1986) definió una serie sedimentaria de color verde atribuida al Carbonífero. En el Domo de Yauli, la secuencia alcanza 190 m y es grano- y estratodecreciente, sobreyaciendo en discordancia angular a las rocas metamórficas de la Formación Excélsior. Esta sucesión está constituida por secuencias grano- y estratodecrecientes que pueden llegar a medir 15 m de potencia, compuestas por brechas sedimentarias y areniscas conglomerádicas. En la parte superior, la secuencia sedimentaria se hace menos gruesa, siendo conformada por conglomerados finos y areniscas conglomerádicas con clastos aislados de cuarcitas y pizarras de la Formación Excélsior.

Al sureste de Lircay, Mégard et al. (1983) encontraron 250 m de espesor de una secuencia terrígena de areniscas y conglomerados con esporádicos niveles de caliza que sobreyacen en discordancia a la Formación Excélsior e infrayacen de la misma forma al Grupo Mitu.

Más al este, en la margen derecha del río Mantaro, el Pensilvaniano-Pérmico inferior alcanza más de 2000 m. La parte inferior está compuesta por lutitas grises intercaladas con areniscas cuarzosas grises, blancas, y verdosas, conglomerados con clastos de cuarzo, cuarcita, y esquistos; existen algunos estratos de calizas grises con fósiles del Carbonífero superior (Mégard, 1983). La parte superior está compuesta por una serie de calizas sucias con fauna del Pérmico que infrayace a las areniscas típicas del Grupo Mitu.

4.2. Otras áreas

En el borde este de la Cordillera Oriental, Dunbar & Newell (1946) definieron el Grupo Tarma como una unidad lutácea con intercalaciones de calizas, y en menos proporción con areniscas cuarzosas, niveles de conglomerado, y un nivel de yeso al techo. En su sección tipo, el Grupo Tarma alcanza 300 m e infrayace discordantemente al Grupo Mitu sin presentarse las calizas del Grupo Copacabana.

En la Cordillera Oriental, entre las fallas Ayacucho, San Vicente-Oxapampa, y Satipo-Pangoa (Fig. 3), las facies marinas son más potentes. En la sección de Huanta, Mégard (1978) describe una sucesión sedimentaria del Carbonífero superior-Pérmico inferior formada en la base por 2050 m de lutitas con intercalaciones de calizas y areniscas, que conforman el Grupo Tarma, seguidas de 1900 m de calizas gris oscuras, con intercalaciones de lutitas en la parte inferior y areniscas en la parte media (Newell, 1953), que se asignan al Grupo Copacabana.

Más al sur, entre San Miguel y el río Pampas, la sucesión sedimentaria del Carbonífero superior-Pérmico inferior es más monótona, compuesta por más de 2000 m de lutitas negras con intercalaciones aisladas de calizas (Marocco et al., 1996).

En el borde este de la cuenca Ene, los afloramientos del Pensilvaniano-Pérmico inferior consisten de una secuencia incompleta de calizas con fósiles del Pérmico inferior, que corresponde a la Formación Copacabana. La parte superior está cubierta por la secuencia detrítica-carbonatada de la Formación Ene. Análisis palinológicos (Martin & Paredes, 1977; Robertson Research, 1990) indican una edad Pérmico inferior (Artinskiano-Kunguriano?).

En el Pongo de Mainique, la secuencia del Pensilvaniano-Pérmico inferior está compuesta por los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene. La edad del Grupo Tarma, que sólo alcanza 237 m de espesor, ha sido determinada por palinología como Pensilvaniano inferior a medio. El contacto superior es progresivo con las calizas del Grupo Copacabana, que abarca el Pensilvaniano superior y Pérmico inferior (Azcuy et al., 2002). Sin embargo, otros estudios de foraminíferos y palinomorfos, realizados en los pongos de Paquizapango y Mainique y en los ríos Camisea y Alto Manu, indican que en otras áreas el Grupo Copacabana se inicia antes, hasta en el Pensilvaniano inferior, y abarca hasta el Pérmico

inferior (Groves et al., 1997; Díaz-Martínez, 1999; Wood et al., 2002).

5. Paleogeografía en el Pensilvaniano-Pérmico

Las edades obtenidas mediante fósiles y dataciones radiométricas en las diferentes unidades del Pensilvaniano-Pérmico inferior evidencian que los medios depositacionales fueron diacrónicos y controlados por fallas regionales (Fig. 3).

Entre las fallas Tarma y Oxapampa-San Vicente se desarrolló un arco volcánico en donde se depositaron tobas de bloques y flujos de oleadas piroclásticas que estuvieron cerca de la línea de costa. Más al este, entre las fallas Ayacucho, Oxapampa-San Vicente y Satipo-Pangoa, la sedimentación pensilvaniana depositó lutitas negras con intercalaciones de calizas delgadas (Fig. 3). En el Pérmico inferior se instaló una plataforma carbonatada; lateralmente, hacia el oeste, las lutitas se intercalan con areniscas y conglomerados, probablemente en transición con la zona volcano-sedimentaria de Hacienda Huanca.

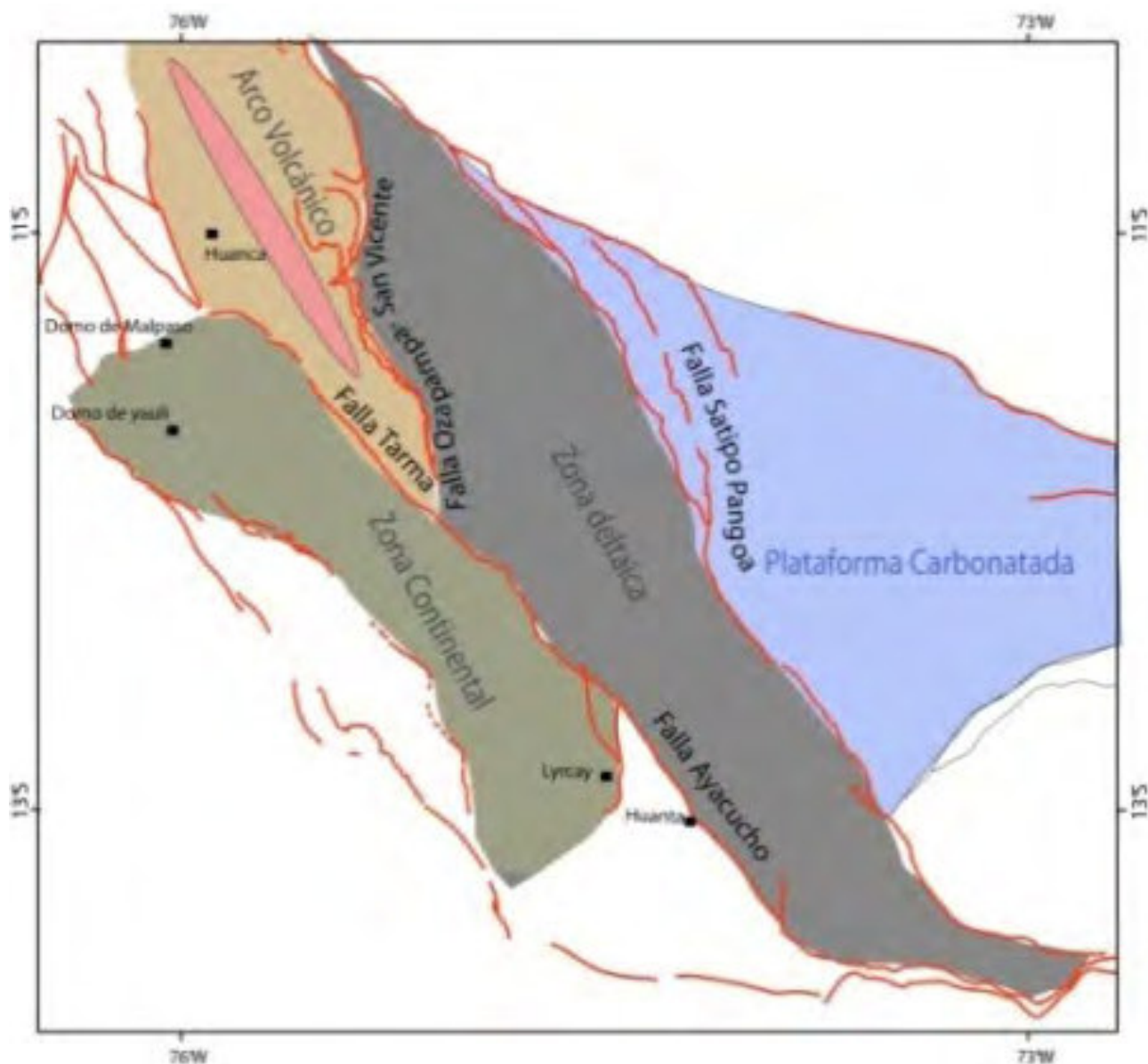


Figura 3. Esquema paleogeográfico para el Pensilvaniano-Pérmico inferior.

Finalmente, al este de la falla Satipo-Pangoa las facies son más calcáreas, ilustrando que una plataforma carbonatada se desarrolló allí desde el Pensilvaniano inferior hasta el Pérmico inferior (Fig. 3). Hacia arriba, estas calizas pasan a lutitas negras y areniscas cuarzosas de la Formación Ene, la cual conformaría la parte terminal del Grupo Copacabana (Gil, 2002).

La paleogeografía estuvo gobernada por un alto estructural hacia el oeste, que abarca la actual Cordillera Oriental y las altiplanices (domos de Yauli y Malpaso). Sobre el alto, se instaló un arco magmático relacionado a granitoides del Pensilvaniano (Rodríguez et al., 2009) y con el relleno volcánico-sedimentario de la zona de Hacienda Huanca (Fig. 3).

Referencias

- Azcuy, C., di Pasquo, M. 2005. Early Carboniferous palynoflora from the Ambo Fm, Pongo de Mainique, Peru. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 134, 153-184.
- Azcuy, C., di Pasquo, M., Valdivia, H. 2002. Late Carboniferous miospores from the Tarma Fm, Pongo de Mainique, Peru. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 118, p. 1-28.
- Cobbing, J., Quispesivana, L., Paz, M. 1996. Geología de los cuadrángulos de Ambo, Cerro de Pasco, y Ondores. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 77, 238 p.
- Díaz-Martínez, E. 1999. Estratigrafía y paleogeografía del Paleozoico superior del norte de los Andes Centrales (Bolivia y sur del Perú). In: Macharé, J., Benavides, V., Rosas, S. (eds.), *Volumen Jubilar de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 3, p. 19-26.
- Díaz-Martínez, E., Mamet, B., Isaacson, P., Grader, G. 2000. Permian marine sedimentation in northern Chile: New paleontological evidence from the Juan de Morales Formation, and regional paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 511-525.
- Gil, W. 2002. Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: Ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. *Publicación Especial de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 4.
- Groves, J., Wahlman, G.P., Alemán, A., Brenckle, P., Wood, G. 1997. The paleogeographic, biostratigraphic and evolutionary significance of smaller foraminifers, fusulinids and palynomorphs from the Copacabana Formation (Pennsylvanian-Lower Permian), Peru. *IX Congreso Peruano de Geología*.
- Harrison, J.V. 1961. Geología de los Andes Orientales del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 21, p. 3-97.
- Kobe, H. 1986. Apuntes sobre el Paleozoico del Domo de Malpaso, Perú central. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 76, p. 35-44.
- Marocco, R., Lipa, V., Quispe, L. 1996. Geología del cuadrángulo de San Miguel. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 83, 131 p.
- Martin, C., Paredes, J. 1977. Données nouvelles sur le Paléozoïque de la zone subandine du Pérou central. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 284, p. 1647-1650.
- Mégard, F. 1968. Geología del cuadrángulo de Huancayo. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 18, 123 p.
- Mégard, F. 1978. Etude géologique des Andes du Pérou central. *ORSTOM, Paris*, 310 p.
- Mégard, F., Marocco, R., Vicente, J., 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). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 71, p. 255-262.
- Newell, N.D., Chronic, J., Roberts, T. 1953. Upper Paleozoic of Peru. *Geological Society of America Memoirs*, v. 58, 276 p.
- Reitsma, M. 2012. Reconstructing the Late Paleozoic: Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru: Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana. *Thèse de doctorat, Université de Genève, Suiza*, no. Sc. 4459, 226 p.
- Rodríguez, R., Mamani, M., Carlotto, V., Cueva, E. 2009. Geocronología y geoquímica de las rocas graníticas del Pensilvaniano y Triásico medio en la Cordillera Oriental del Perú Central (10°45'S-13°30'S). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 103, p. 245-253.
- Rodríguez, R., Cueva, E., Carlotto, V. 2011. Geología del cuadrángulo de Cerro de Pasco. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 144, 160 p.
- Wood, D., Groves, J., Wahlman, G., Brenckle, P., Alemán, A. 2002. The paleogeographic and biostratigraphic significance of fusulinacean and smaller foraminifers, and palynomorphs from the Copacabana Formation (Pennsylvanian-Permian), Madre de Dios Basin, Peru. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, v. 19, p. 630-664.



La Formación Aramachay del Jurásico inferior en el centro de Perú: distribución de facies, paleoecología y su relación con la formación de cuerpos minerales

Silvia Rosas¹, Kathleen A. Ritterbush², y David J. Bottjer³

¹ Pontificia Universidad Católica de Perú, Sección de Ingeniería de Minas e Ingeniería Geológica, San Miguel, Lima, Perú

² University of Chicago, Department of Geophysical Sciences, Chicago, Illinois, 60637, USA

³ University of Southern California, Department of Earth Sciences, Los Angeles, California, 90018, USA

1. Introducción

El estudio en la región central del Perú de la Formación Aramachay del Jurásico Inferior, perteneciente al Grupo Pucará de origen marino (Triásico Superior – Jurásico Inferior), revela importantes variaciones E-W de facies sedimentarias, probablemente debido a diferentes características paleogeográficas dentro de la cuenca, así como a cambios en la ecología bentónica a consecuencia de la extinción de masas (gran desaparición de especies de invertebrados marinos) del final del Triásico.

2. Distribución de facies

Análisis detallados, tanto sedimentológicos, como de fósiles y microfacies, llevados a cabo en seis afloramientos de la Formación Aramachay en la parte central de la Cordillera Occidental entre las regiones de los domos de Malpaso y Yauli (Malpaso, Tingocancha, Toldo, Gavilán, San Antonio, y Alapampa; Figs. 1, 3) muestran dolomías ricas en chert que incluyen estructuras sedimentarias que demuestran un ambiente sedimentario de plataforma marina en contraste con facies ricas en “shales” de color negro (Fig. 3) en afloramientos de esta unidad de la parte central de la Cordillera Oriental de los Andes (Tarmatambo, Shalipayco, y, en parte, San Vicente; Figs. 1, 2; Rosas et al., 2007) que representan ambientes de

deposición más profundos en esta región de la cuenca.

La Formación Aramachay en los domos de Malpaso y Yauli no muestra ambientes sedimentarios más profundos que el resto de la columna del Grupo Pucará. Los afloramientos en su conjunto demuestran facies sedimentarias someras propias de sedimentación en el interior de la plataforma marina.

Afloramientos en Tingocancha con facies sedimentarias cercanas a la línea de costa son particularmente cruciales para este análisis. La falta de comprensión del origen sedimentario de las rocas de la Formación Aramachay invoca una transgresión masiva cerca del límite Triásico/Jurásico en interpretaciones anteriores (véase Rosas, 1994).

Una transgresión de este tipo probablemente ocurrió en localidades de la Cordillera Oriental, por lo menos en su región central, en donde ocurren las facies *shales* de color negro antes mencionadas. En contraste, la sedimentación cercana a la línea de costa, que exhibe la Formación Aramachay en Tingocancha, es continua a lo largo de las tres formaciones del Grupo Pucará de esta localidad. En otros sitios del centro de la Cordillera Occidental, las dolomías de la parte inferior de la Formación Aramachay representan el mismo escenario de deposición sedimentaria que las dolomías superiores de la Formación Chambará. La diferencia clave en la litología es un cambio en el tipo de metazoarios que constituyen los bioclastos de estas rocas.

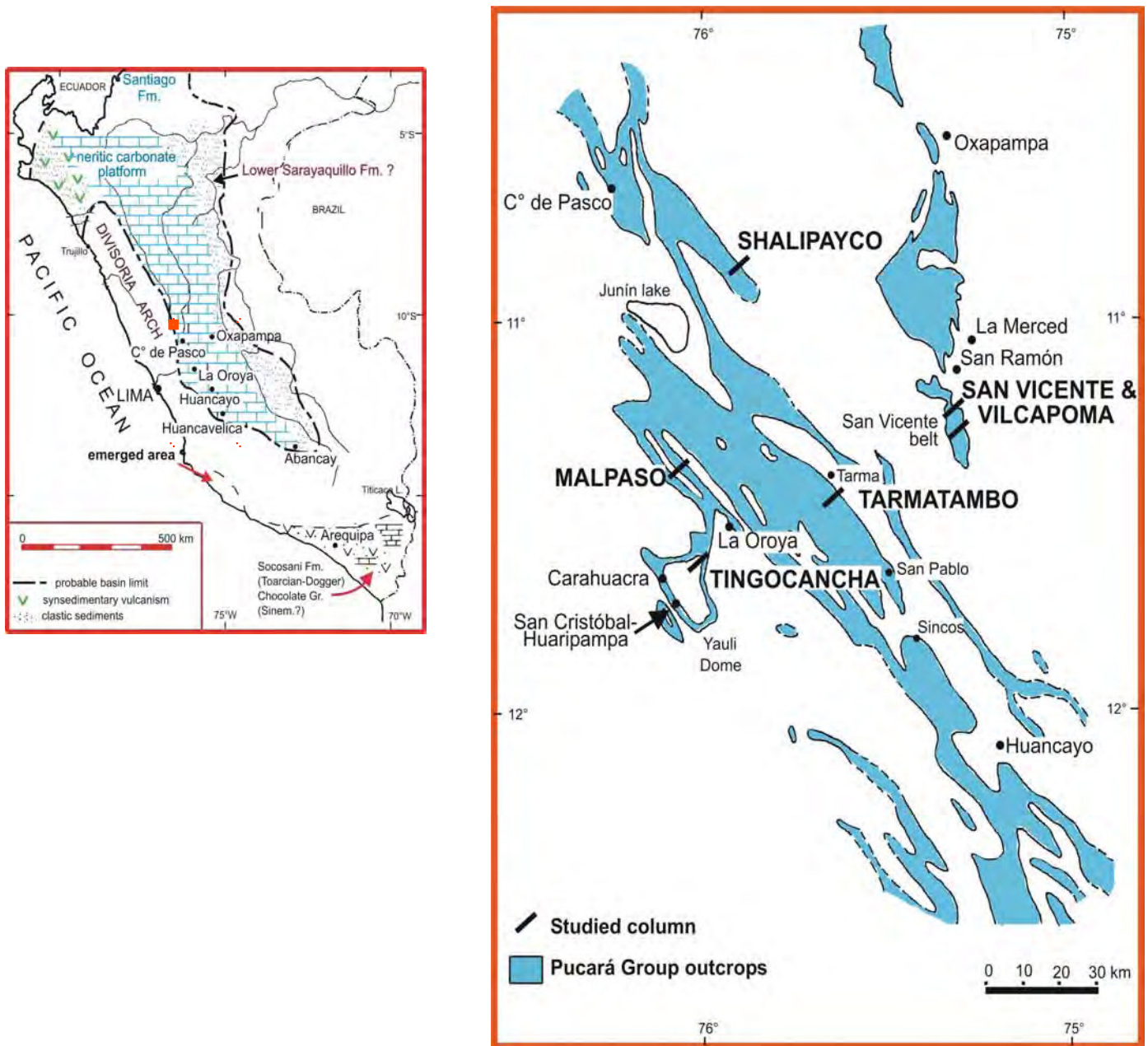


Figura 1. Mapa de afloramientos del Grupo Pucará entre Cerro de Pasco y Huancayo.



Figura 2. Afloramiento de la Formación Aramachay en San Vicente (foto L. Fontboté).



Figura 3. La Formación Aramachay (AF) en Toldo (superior izquierda), Alapampa (superior derecha), San Antonio (inferior izquierda), y Gavilán (inferior derecha). ChF = Formación Chambará; CoF = Formación Condorsinga.

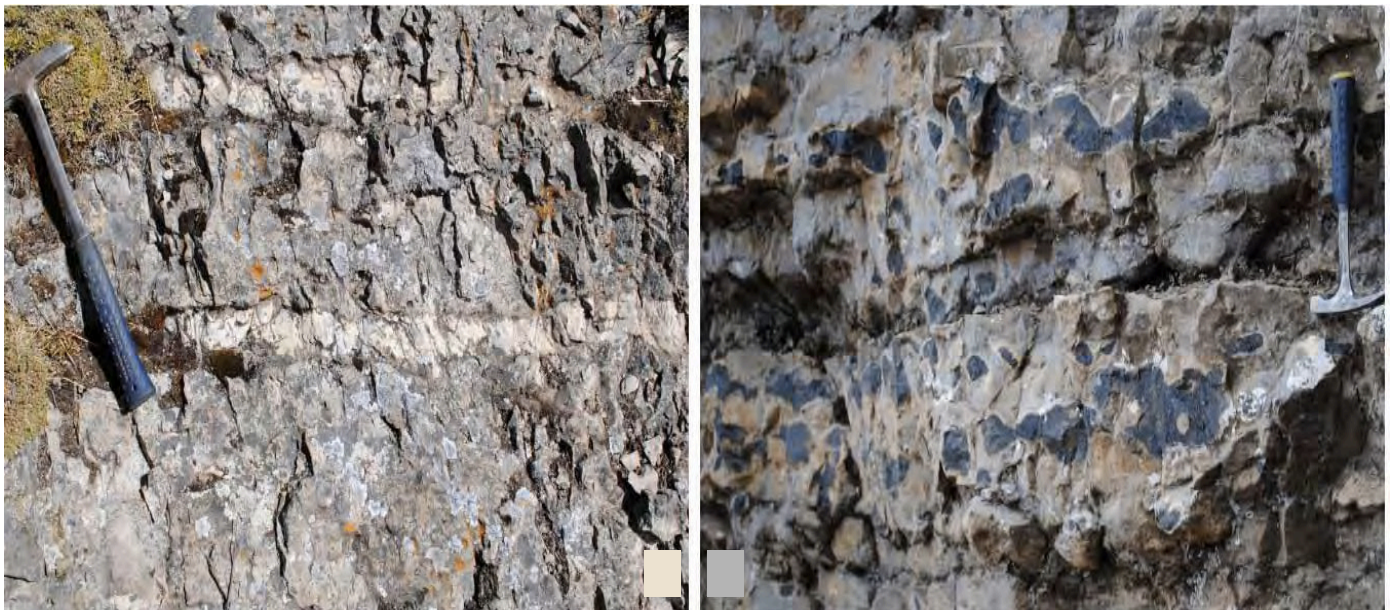


Figura 4. Dolomías ricas en chert de la Formación Aramachay en Morococha.

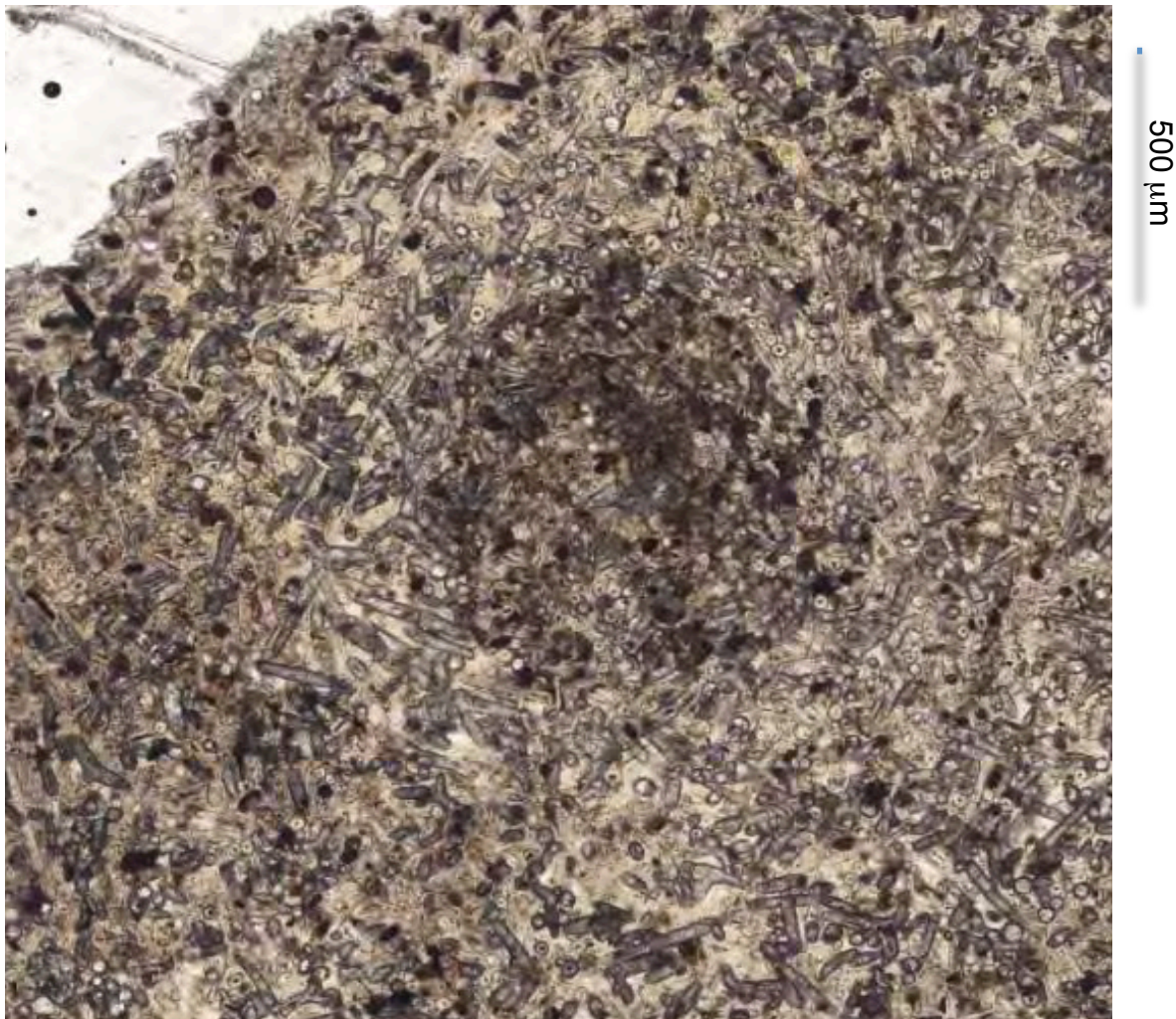


Figura 5. Espiculita de la Formación Aramachay en Malpaso.

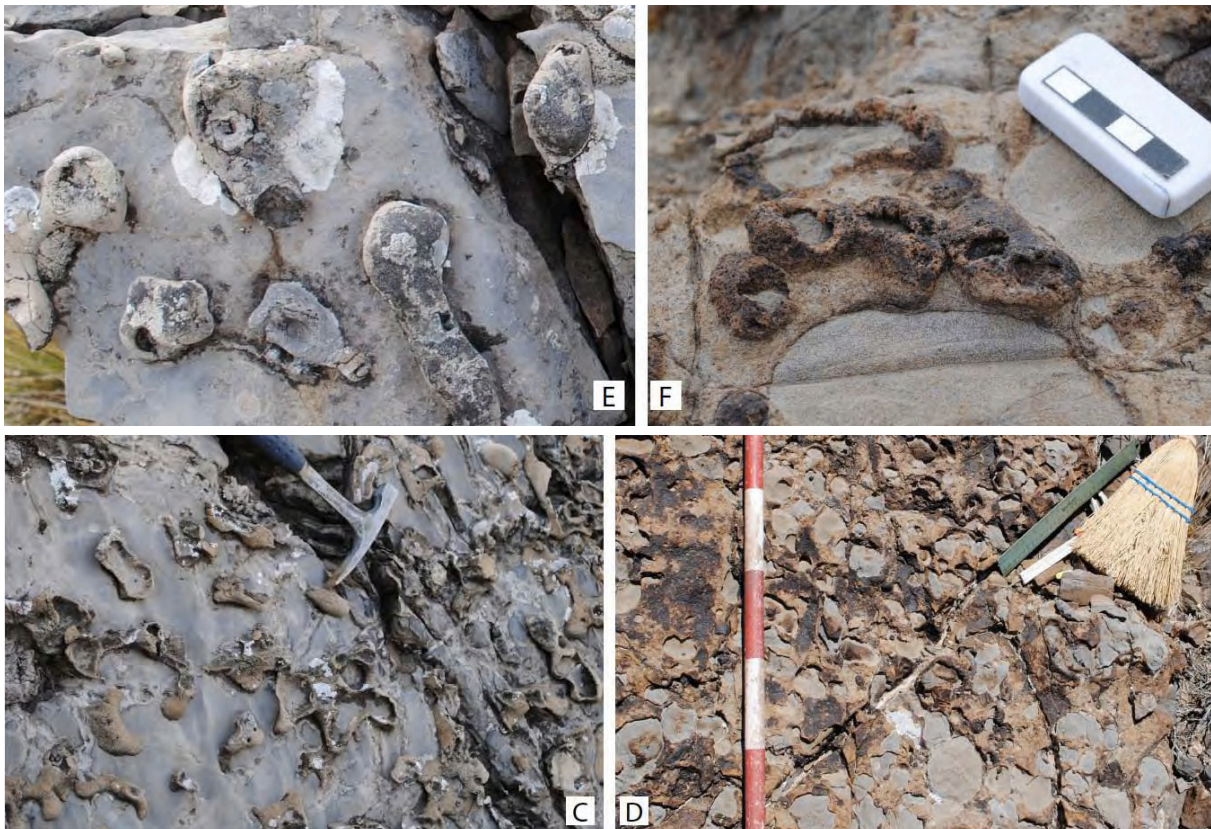


Figura 6. Nódulos de chert, posibles cuerpos de esponjas, en la base del Jurásico en Nevada (arriba) y Morococha (abajo).

3. Paleoecología

El examen de las dolomías ricas en chert (Figs. 4, 6) de la Formación Aramachay en el centro de la Cordillera Occidental, revela un ecosistema dominado por espongiarios silíceos que incluye fósiles de cuerpos de esponjas, restos de esponjas deformados por compactación *in situ* y abundantes sedimentos espiculíticos transportados (Figs. 5, 6). Las esponjas silíceas dan lugar a abundante chert en estas rocas y habrían dominado la ecología local durante las etapas más tempranas del Jurásico, en donde el papel de metazoarios de caparazón calcárea en la producción de sedimentos y en la estructura ecológica fue profundamente reducido en comparación con las formaciones sub- y suprayacentes (formaciones Chambará y Condorsinga, respectivamente), lo que representa un claro cambio del estado ecológico previa- a posteriormente a la extinción de masas, desde un ecosistema carbonatado a otro dominado por sedimentación silícea, hasta que el sistema carbonatado se recuperó aproximadamente 2 Ma después de la extinción.

Ocurrencias de este tipo y edad han sido registradas antes en otros lugares geográficamente distantes (Nevada, Fig. 6; Europa, Marruecos). Análisis sedimentológicos y de biofacies en secuencias estratigráficamente amplias en la base de estratos jurásicos del cañón de Nueva York, Nevada, fueron hechos a través de observaciones de alta resolución de orden paleoambiental, fosilífero, y de microfacies (Ritterbush y Bottjer, 2011). Estos estudios muestran que luego del colapso de la plataforma carbonatada del Triásico Superior, las unidades del Jurásico más inferior registraron un hábitat de plataforma marina interna dominado por esponjas silíceas, antes no reconocidas, por un espacio aproximado de dos millones de años. Las facies registradas en el Perú central representarían mundialmente, luego de Nevada, la segunda localidad en donde este importante evento de

sedimentación silícea en plataformas epicontinentales es reconocido, con alta resolución estratigráfica, para el Jurásico temprano.

Una de las diferencias entre las ocurrencias en la localidad de Nevada y en la Cordillera Occidental del centro del Perú es que el registro bioestratigráfico en Nevada incluye al Hetangiano, mientras que en Perú los ammonites recolectados (*Arnioceras*) representan exclusivamente al Sinemuriano. Para establecer la edad de las ocurrencias con mayor precisión y su coincidencia con las de Nevada, se encuentran en curso análisis de edades isotópicas de tobas intercaladas en estos estratos.

4. Papel jugado por la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP)

El dominio de espongiarios posteriormente a la extinción de masas parece ser un fenómeno global subestimado previamente. Cálculos simples de distribución de masas sugieren que la toma de posesión de los espongiarios silíceos probablemente fue permitida por al aumento del contenido de sílice en el ambiente a consecuencia del intemperismo de los basaltos de la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP; Fig. 7). El predominio de los espongiarios silíceos posteriormente a la extinción de masas es entonces probablemente el resultado de la confluencia del colapso arrecifal, por un lado, y de las condiciones geoquímicas, por el otro, que permitió el relevo de especies carbonatadas por espongiarios silíceos a lo largo de aproximadamente 2 millones de años, como consecuencia probable de las erupciones masivas y el intemperismo subsecuente de basaltos del CAMP.

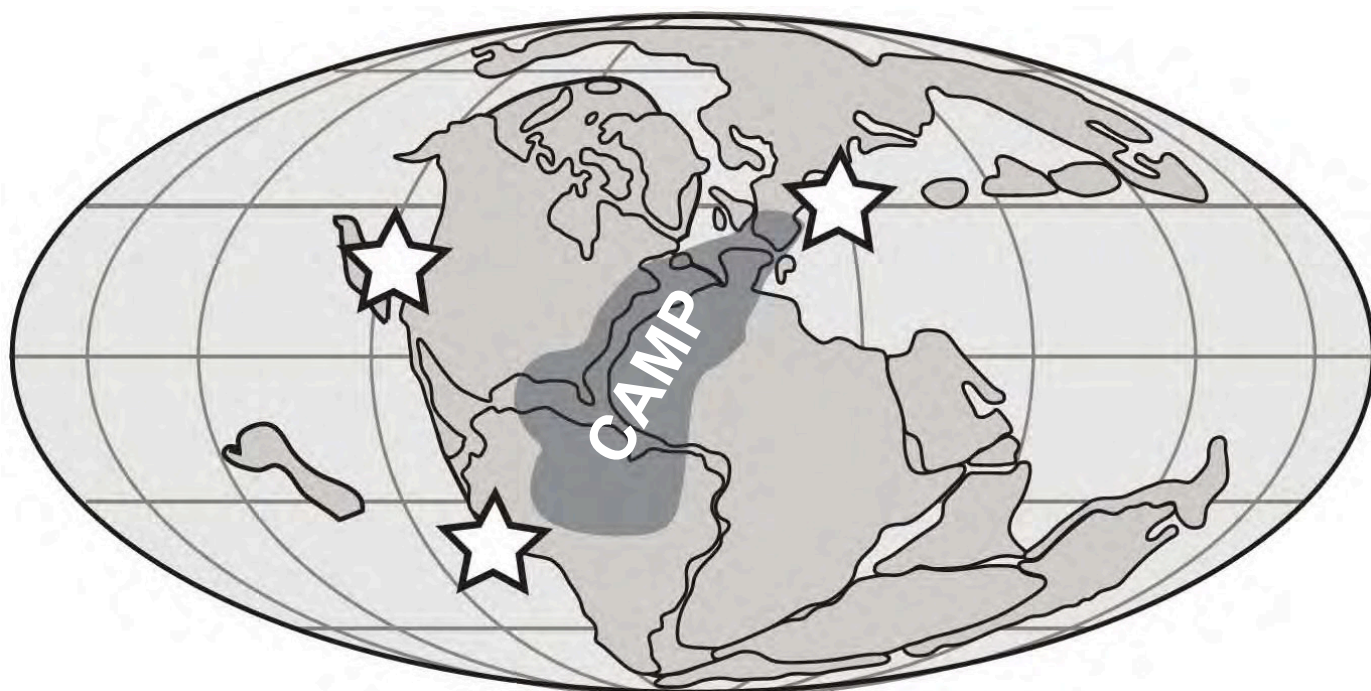


Figura 7. Paleogeografía triásica-jurásica de Pangea, mostrando la extensión de la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP), según Whiteside et al. (2010).

5. Relación con yacimientos minerales

Los carbonatos del Grupo Pucará en el Domo de Yauli alojan un número importante de depósitos polimetálicos miocénicos de tipo reemplazamiento, que han sido descritos por varios autores desde la primera mitad del siglo pasado (Harrison, 1943; Szekely y Grose, 1972; Mégard, 1979; Loughman y Hallam, 1982; Kobe, 1995) y que han sido estudiados e interpretados en detalle en años recientes (Beuchat, 2003; Beuchat et al., 2004; Catchpole et al., 2011, 2012). En las localidades vecinas a estos yacimientos, la secuencia Aramachay ha sido reconocida y descrita como "caliza silicificada" por geólogos locales, indicándose que en general esta unidad no ha sufrido reemplazamiento por mineralización metálica de origen hidrotermal. La litología silícea de la secuencia Aramachay en este sentido habría impedido este reemplazamiento y habría actuado como trampa o sello parcial para el ascenso de los fluidos hidrotermales que habrían modificado las rocas más reactivas del Triásico Superior (Formación Chambará), unidad en la que principalmente se desarrollan los cuerpos mineralizados de tipo reemplazamiento. Estas "calizas silicificadas" se reinterpretan en este estudio como "dolomías ricas en espongiarios silíceos" y representan un caso en el que los rasgos facial-sedimentarios de la roca de caja tienen una conexión con el desarrollo de los yacimientos, desempeñado en este caso el papel de "trampa" para el acceso de fluidos hidrotermales según se explica antes.

Referencias

- Beuchat, S. 2003. Geochronological, structural, isotopes and fluid inclusion constraints of the polymetallic Domo de Yauli district, Peru. Thèse de doctorat, Université de Genève, Suiza, section Terre & Environment, v. 41, 130 p.
- Beuchat, S., Moritz, R., Pettke, T. 2004. Fluid evolution in the W-Cu-Zn-Pb San Cristobal vein, Peru: Fluid inclusion and stable isotope evidence. *Chemical Geology*, v. 210, p. 201-224.
- Catchpole, H., Kouzmanov, K., Fontboté, L., Guillong, M., Heinrich, C.A. 2011. Fluid evolution in zoned Cordilleran polymetallic veins: Insights from microthermometry and LA-ICP-MS of fluid inclusions. *Chemical Geology*, v. 281, p. 293-304.
- Catchpole, H., Kouzmanov, K., Fontboté, L. 2012. Copper-excess stannoidite and tennantite-tetrahedrite as proxies for hydrothermal fluid evolution in a zoned Cordilleran base metal district, Morocochoa, central Peru. *Canadian Mineralogist*, v. 50, p. 719-743.
- 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. *Sociedad Geológica del Perú*, volumen jubilar Alberto Benavides, p. 179-191.
- 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. *Sedimentary Geology*, v. 32, p. 161-194.
- Mégard, F. 1979. Estudio geológico de los Andes del Perú central. *Boletín del INGEMMET*, serie D, v. 8, 227 p.
- Ritterbush, K.A., Bottjer, D.J. 2011. Paleogeology of disaster fauna sponges after the end-Triassic mass extinction. 2011 GSA Annual Meeting, Minneapolis: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 43 (5), p. 211.
- 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. *Heidelberger Geowissenschaftliche Abhandlungen*, 300 p.
- Rosas, S., Fontboté, L., Tankard, A. 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 24, p. 1-24.
- Szekely, T.S., Grose, L.T. 1972. Stratigraphy of the carbonate, black shale, and phosphate of the Pucará Group (Upper Triassic-Lower Jurassic), central Andes, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, v. 83, p. 407-428.
- Whiteside, J.H., Olsen, P.E., Eglinton, T., Brookfield, M.E., Sambrotto, R.N. 2010. Compound-specific carbon isotopes from Earth's largest flood basalt eruptions directly linked to the end-Triassic mass extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, v. 107, p. 6721-6725.



Primera evidencia de peces jurásicos en el Perú

**Elizabeth Ordóñez¹, Pedro Navarro¹, Luz Tejada¹, Diana Pajuelo¹,
Lisenia Chávez¹, Flor Rodríguez¹, Pilar Martiarena¹, y Giorgio Carnevale²**

¹ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (eordonez@ingemmet.gob.pe)

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino, Via Valperga Caluso 35, I-10125 Torino, Italia

1. Introducción

El área de estudio se encuentra comprendida en parte de los distritos de Aija y La Merced, provincia de Aija y departamento de Ancash (Fig. 1), conformando parte de la Cordillera Occidental del Norte del Perú y del substrato del campo volcánico Cordillera Negra de edad cenozoica (Navarro et al., en preparación).

El objetivo principal de este artículo es dar a conocer la existencia de peces fósiles del Jurásico, nunca antes reportados en el Perú (pero sí en Chile y Argentina; Arratia et al., 1975, 1985). Estos especímenes fueron encontrados en las secuencias pelíticas del Grupo Chicama de edad Jurásico Superior – Cretácico Inferior, cuya característica es la abundante presencia de flora fósil (hojas, tallos, etc).

2. Contexto geológico

Los afloramientos más antiguos del área corresponden al Grupo Chicama, el cual constituye un alto estructural que ha condicionado la distribución de los depósitos volcánicos cenozoicos del Grupo Calipuy (Fig. 2). La orientación regional de esta unidad jurásica es aproximadamente NO-SE. Está constituida por intercalaciones de facies pelíticas, calcáreas, y volcánicas. Sobreyacen en discordancia angular diversos depósitos piroclásticos, emitidos por diferentes paleocentros volcánicos. Ambas unidades se encuentran cortadas por cuerpos intrusivos y subvolcánicos, responsables de la mineralización de la región, con una edad K-Ar de 21.78 ± 0.1 Ma. (Noble et al., 2004).

3. Estratigrafía

La columna estratigráfica generalizada del Grupo Chicama (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) en la zona (Fig. 3) presenta, hacia la base, areniscas grises a gris blanquecinas, de grano fino a medio, con intercalaciones de lutitas grises y depósitos de flujos piroclásticos.

Sobreyaciendo se tiene intercalaciones de lutitas beige a grises con niveles de calizas grises a gris azulinas, con olor fétido. Es en este tramo estratigráfico que se han recolectado diferentes muestras fósiles de ammonites, peces, restos de escamas, y bivalvos.

Finalmente, la parte superior consiste en lutitas pardas a grisáceas con intercalaciones de areniscas blanquecinas a grises.

4. Paleontología

El muestreo recolectó fósiles de:

- peces clupeomorfos (Figs. 4, 5),
- peces teleosteos (Fig. 6),
- escamas de peces (Fig. 7),
- pequeños bivalvos (*Astarte* sp.),
- ammonites (*Berriasella chillonensis* Rivera; Fig. 8),

La presencia de este ammonite es importante puesto que marca la Zona de *Berriasella callisto*, indicando una edad Titoniano–Berriasiano (Jurásico Superior – Cretácico Inferior).

El presente hallazgo extiende a esta parte del Gondwana la presencia de peces pertenecientes a los grupos Clupeomorpha y Teleostei en el Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

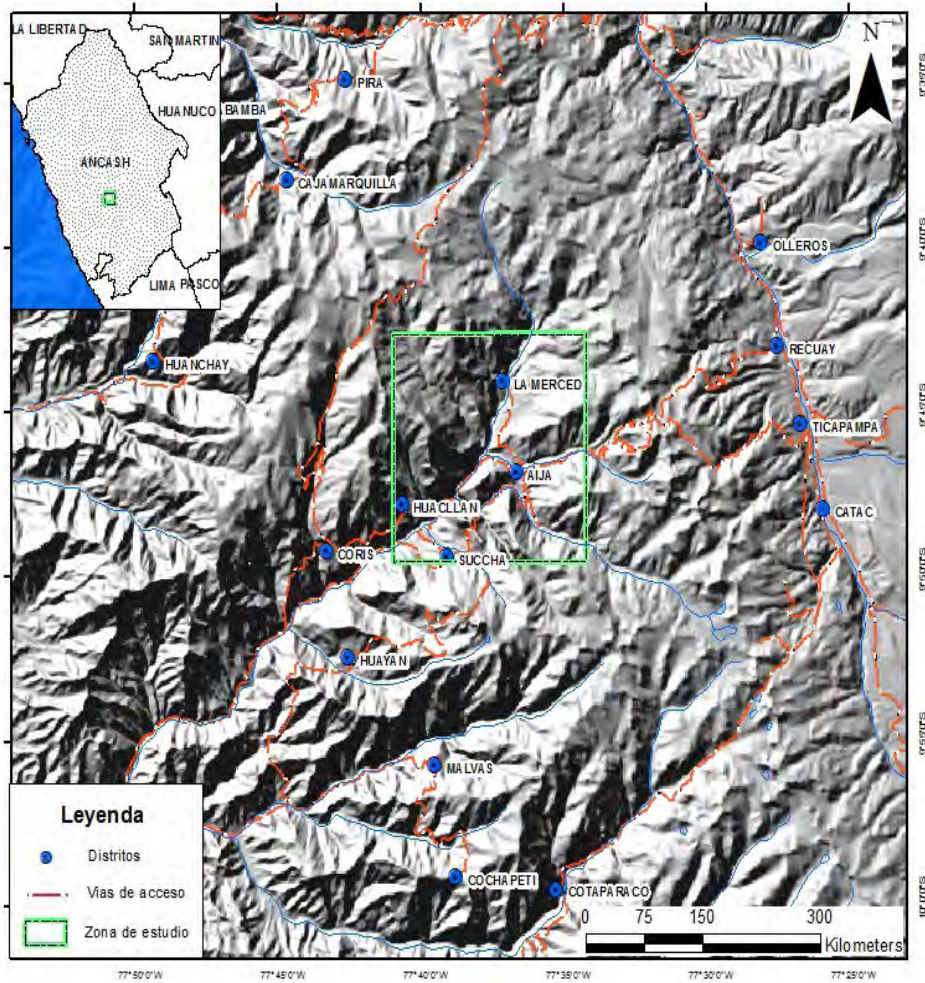


Figura 1. Mapa de ubicación y accesos.

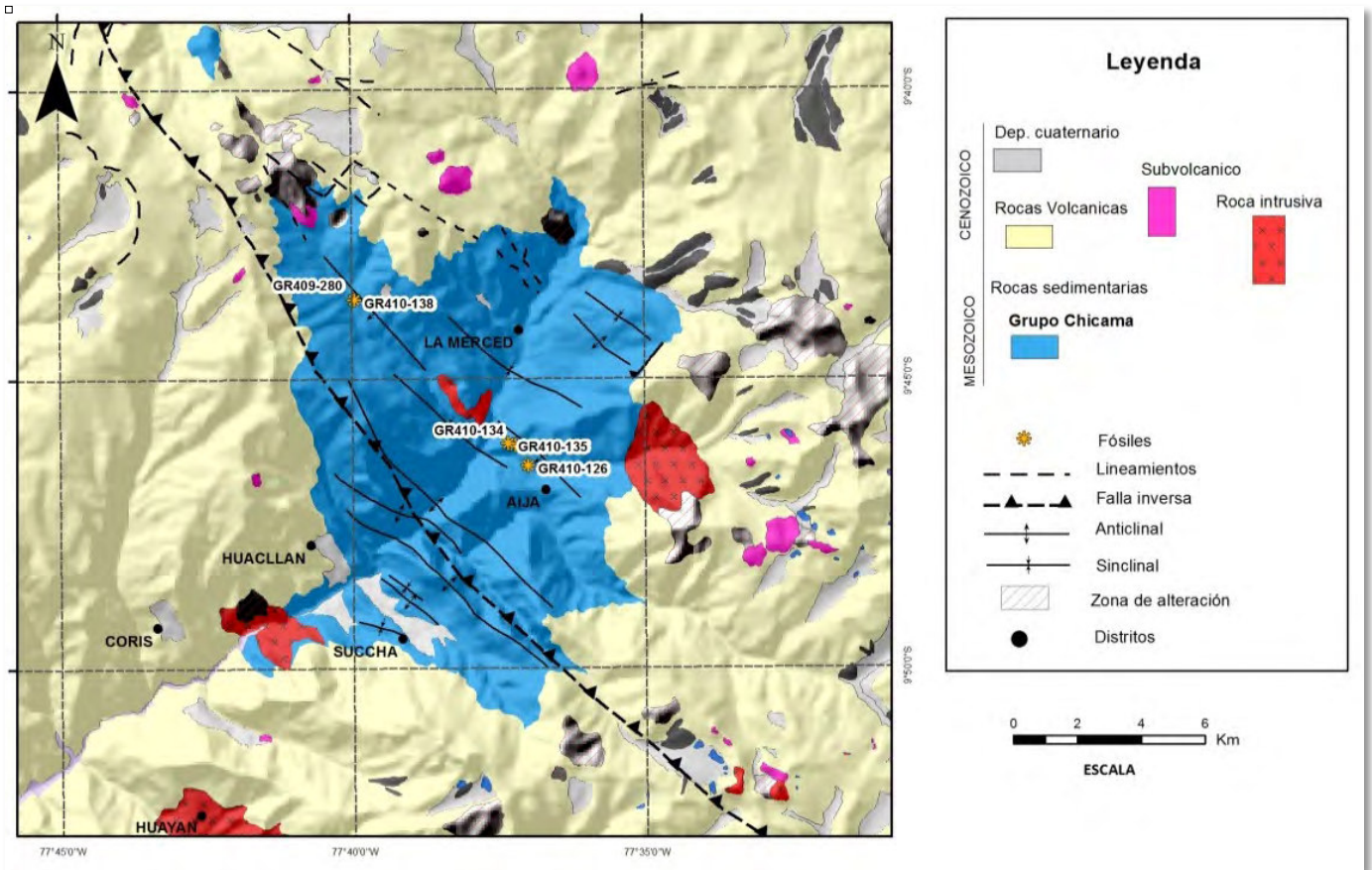


Figura 2. Mapa geológico regional del área de estudio.

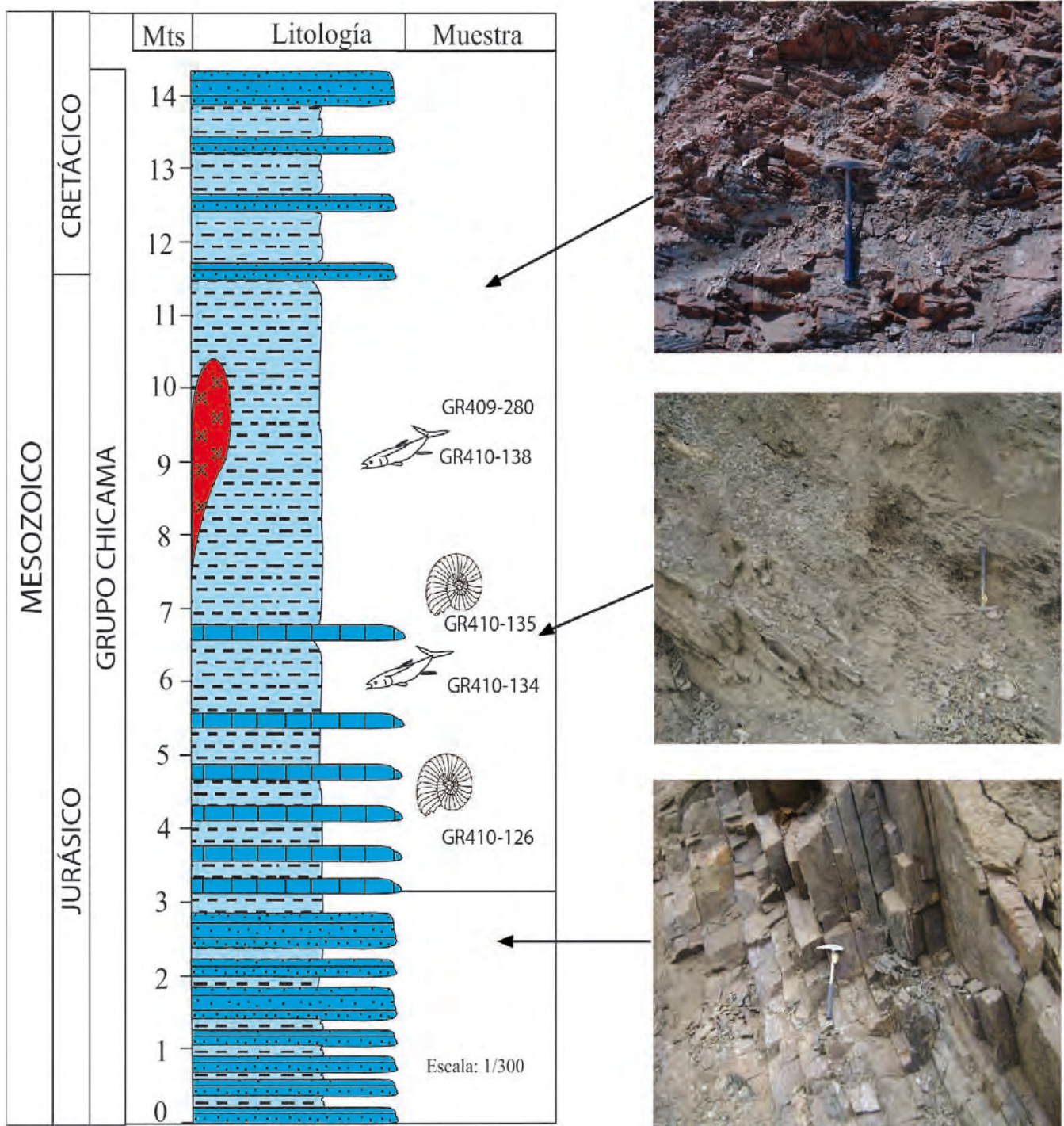


Figura 3. Columna estratigráfica y distribución de las muestras tomadas en el Grupo Chicama.



Figura 4. Vistas dorsales del pez clupeomorfo (muestras GR410-138).

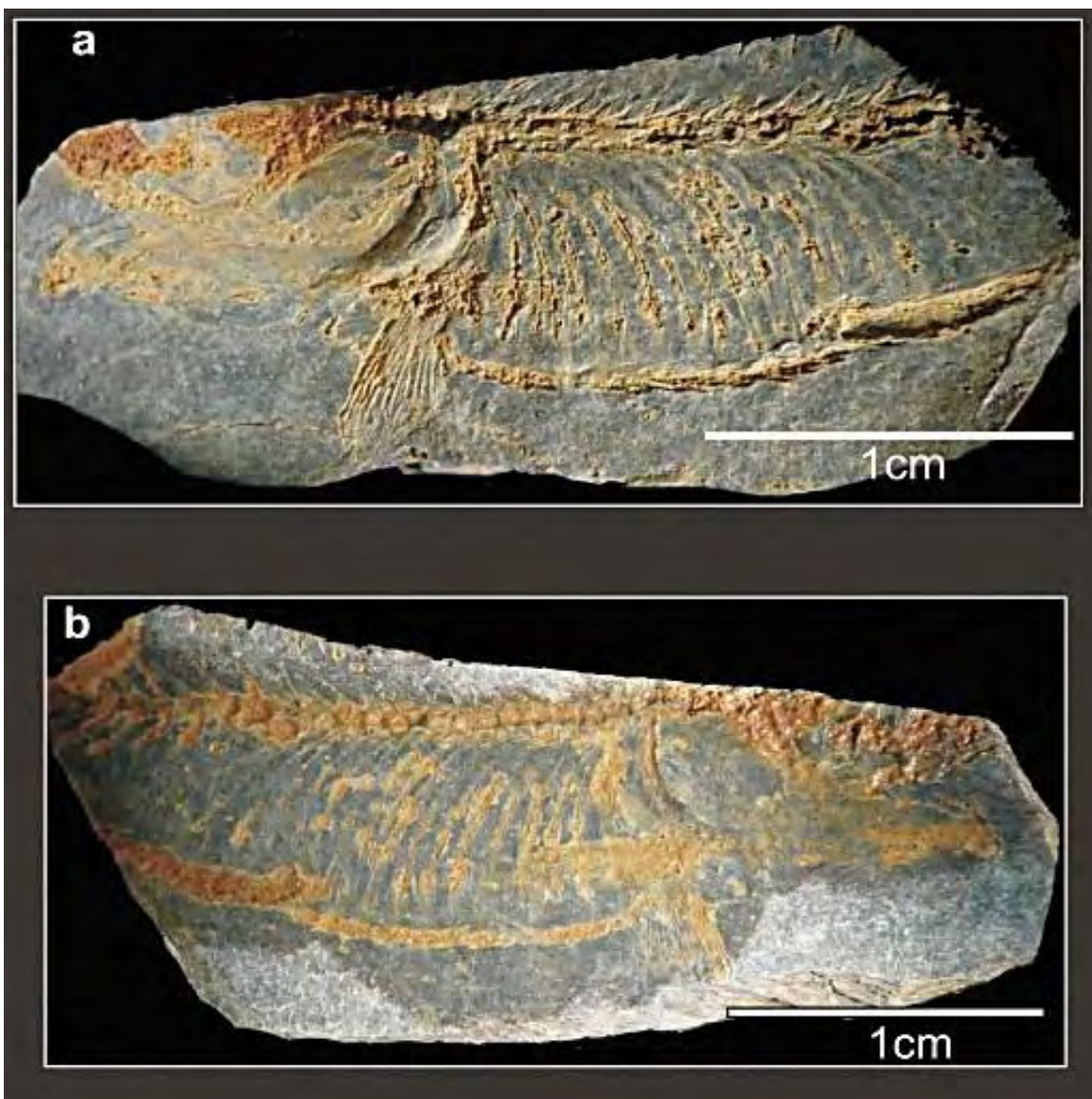


Figura 5. Vista longitudinal de pez clupeomorfo (muestra GR410-134).



Figura 6. Vista longitudinal del pez teleósteo (muestra GR410-138).

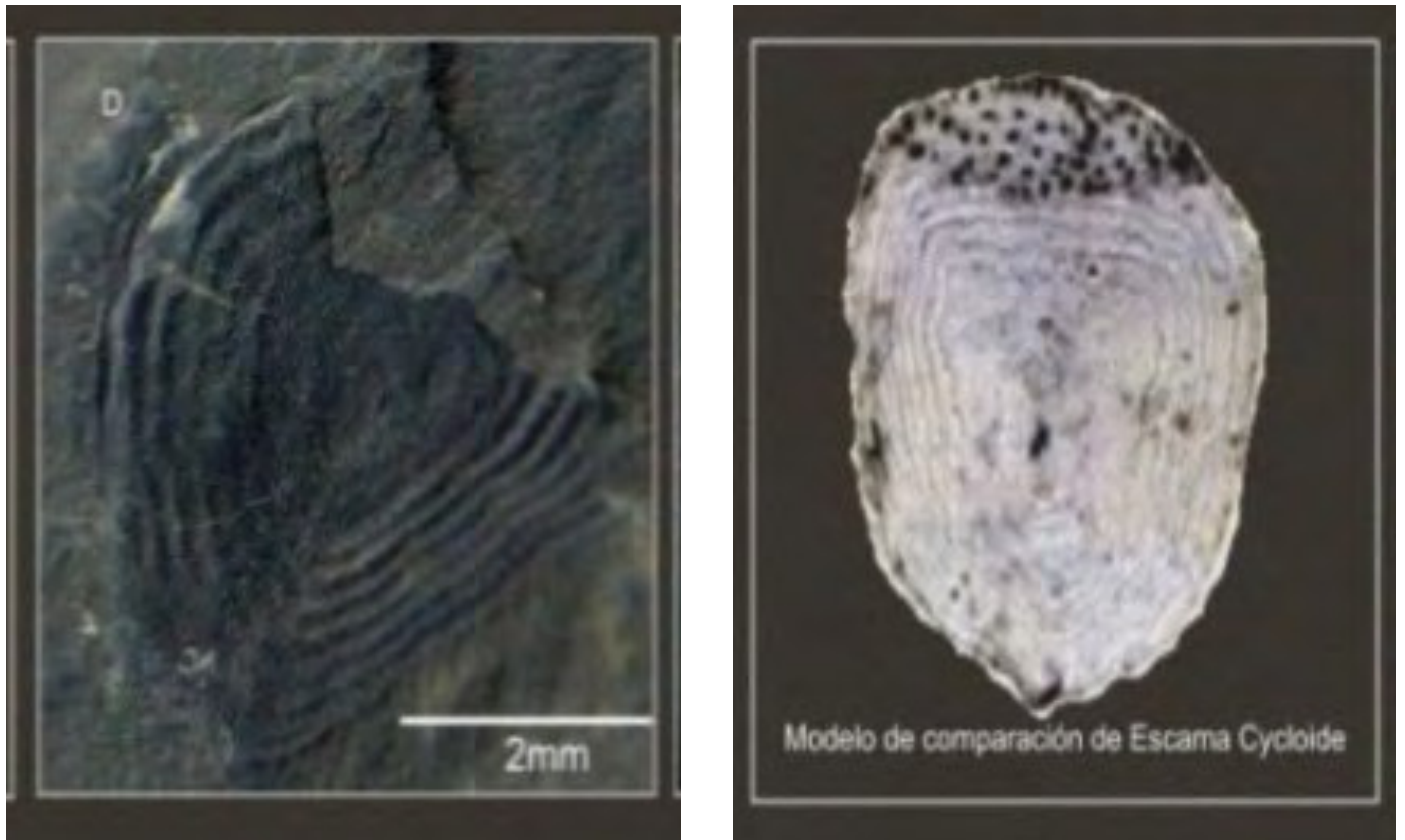


Figura 7. Escamas formando anillos concéntricos (muestra GR409-280).

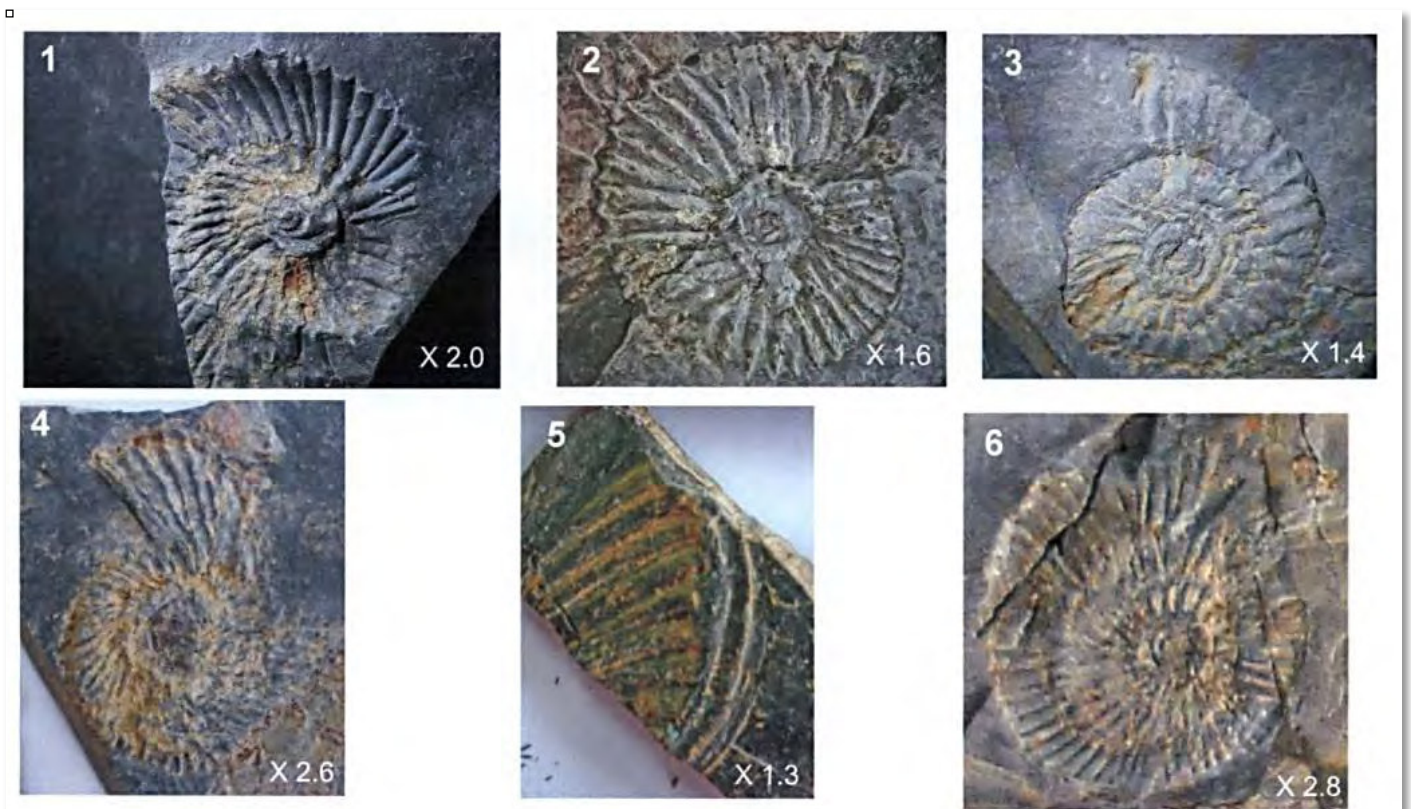


Figura 7. Muestras GR410-126, 134, y 135 de ammonites. 1 y 2: *Berriassella chillonensis* Rivera). 3: *Riasanites* cf. *R. riasanensis* Lahusen. 4: *Substeueroceras* cf. *S. permulticostatum* Steuer. 5 y 6: *Berriassella* sp.

En la Figura 4a se observa un esqueleto parcialmente articulado que carece de la porción posterior del cuerpo, incluyendo la aleta caudal y el esqueleto. En la Figura 4b se observa que el cuerpo se comprime lateralmente con el perfil ventral suavemente convexo de la región abdominal. La profundidad del cuerpo máximo observable se encuentra en el nivel del origen de la aleta dorsal. El perfil dorsal de la cabeza es recto. El perfil dorsal del cuerpo se curva suavemente, al menos hasta el origen de la aleta dorsal. El hocico es corto y el diámetro de la órbita es considerablemente grande. Este grupo de peces desarrollan escamas cicloideas, de aspecto muy fino, sin contener espinas o dentículos en el borde de su porción libre, superponiéndose y permitiendo una gran flexibilidad de movimientos. A medida que el pez crece, las escamas también crecen, formando anillos concéntricos (Fig. 6).

Sistemática

Subdivisión TELEOSTEI Müller 1845

Cohort CLUPEOCEPHALA Patterson & Rosen 1977

Superorder CLUPEOMORPHA Greenwood et al. 1966

De acuerdo al reporte emitido por el área de Paleontología de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET, se le asignó una edad Jurásico Superior a Cretácico Inferior, en base a los ammonites encontrados en la misma unidad estratigráfica, los cuales fueron identificados como *Berriasella chillonensis* Rivera (que constituye un fósil guía).

5. Conclusiones

En la zona de estudio, los peces clupeomorfos se encuentran asociados a otros peces teleósteos y también a moluscos, destacando la presencia de *Berriasella chillonensis* Rivera de la Zona de *Berriasella callisto*, que indica una edad Titoniano-Berriasiano (Jurásico Superior – Cretácico Inferior).

Por lo tanto hasta el momento se puede asumir una edad aproximada de 150 Ma para los peces reportados en el presente artículo; sin embargo, un próximo estudio taxonómico más detallado brindará mejores luces al respecto.

Referencias

- Arratia, G., Chang, A., Chong, G. 1975. Sobre un pez fósil del Jurásico de Chile y sus posibles relaciones con clupeidos sudamericanos vivientes. *Revista Geológica de Chile*, v. 2, p. 10-21.
- Arratia, G. 1985. Peces del Jurásico de Chile y Argentina. *Ameghiniana*, v. 21, p. 205-210.
- Navarro, P., Chávez, L., Pajuelo, D., Ordóñez, E. (en preparación). Geología del Grupo Calipuy: Campo Volcánico Cordillera Negra, Norte del Perú. *Boletín del INGEMMET, Serie D: Estudios Regionales*.
- Noble, D., Vidal, C., Perelló, J., Rodríguez, O. 2004. Space-time relationships of some porphyry Cu-Au, epithermal Au, and other magmatic-related mineral deposits in northern Perú. *Society of Economic Geologists Special Publication*, v. 11, p. 313-318.



Clave de identificación de las especies de Ammonoidea del Grupo Morro Solar, Valanginiano-Hauteriviano de Lima, Perú

Vera Alleman H.

Museo de Historia Natural "Vera Alleman Haeghebaert" y Facultad de Ciencias Biológicas, Universidad Ricardo Palma, Lima, Perú (vmealleman@yahoo.es)

RESUMEN

Se presenta una clave diferencial dicotómica de cinco especies de ammonites Berriasellidae de la cuenca de Lima: *Argentiniceras pardoii* (Lissón, 1906),

Favrella lorensis (Lissón, 1907), *Lissonia riveroi* (Lissón, 1907), *Raimondiceras pflückeri* (Lissón, 1904), y *Raimondiceras raimondii* (Gabb, 1877).

Palabras claves: Taxonomía, Berriasellidae, Cretáceo Inferior.

1. Introducción

La determinación de los fósiles de Ammonoidea del Morro Solar se ha basado hasta el momento en la comparación con descripciones detalladas de autores que trabajaron dichas especies. Sin embargo, no existe una metodología estandarizada de determinación taxonómica para estos ammonites. Es así que presentamos esta clave taxonómica como un instrumento de trabajo que sirva como apoyo práctico y que facilite la identificación de ejemplares descritos e ilustrados por Carlos Lissón en 1907.

La aplicación de esta clave está destinada a un amplio público, compuesto por ejemplo, de estudiantes de la asignatura de Paleontología, conservadores de museos, profesores de colegios, y el público en general interesado en determinar el nombre científico de los cinco fósiles más comunes que se encuentran en el Morro Solar de Lima y en la Isla San Lorenzo.

El objetivo del uso de la clave es con un fin didáctico y de difusión, ya que sirve de base en el dictado de nuestras prácticas de Paleobiología y en el registro del material de las colecciones del Museo.

Esta clave no incluye los nuevos taxones en proceso de investigación.

2. Antecedentes

Las únicas claves de identificación taxonómica de ammonites peruanos son aquellas elaboradas para el género *Berriasella* (Alleman, 2000) y la de los géneros más ocurrentes de Ammonoidea de la Formación Puente Inga (Alleman, 2011).

3. Resultados

Los alumnos de la asignatura de Paleobiología examinaron un total de sesenta ejemplares depositados en las colecciones Alleman del Museo de Historia Natural "Vera Alleman Haeghebaert", registrados con el código VA010413 al VA990413. Estos ejemplares fueron recolectados en su mayoría por alumnos de las asignaturas de Paleontología y Paleobiología de la carrera de Biología durante las prácticas de campo en los afloramientos de la localidad Morro Solar de Chorrillos, al sur de ciudad de Lima. Estos afloramientos están atribuidos al Grupo Morro Solar, de edad valanginiana, del Cretáceo Inferior (Palacios et al., 1992).

La determinación taxonómica de las muestras y terminología se realizó en base a las descripciones originales de los tipos por Lissón (1907), y a la consulta del material de "tipos" conservados en el Museo de

Paleontología de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). No se han realizado revisiones o actualizaciones taxonómicas en base a Tapia (1988).

3.1. Parte taxonómica

- Phylum MOLLUSCA (Moore, 1957)
- Clase CEPHALOPODA Leach, 1817
- Orden AMMONOIDEA Zittel, 1884
- Suborden AMMONITINA Hyatt, 1889
- Superfamilia PERISPHINCTACEAE Steinmann, 1890
- Familia BERRIASSELLIDAE Spath, 1922
- Subfamilia BERRIASSELLINAE Spath, 1922
- Género *Raimondiceras* Spath, 1924
- Raimondiceras raimondi* (Gabb, 1877)
- Raimondiceras pflückeri* (Lissón, 1904)
- Género *Argentiniceras* Spath, 1924
- Argentiniceras pardo* (Lissón, 1906)
- Subfamilia NEOCOMITINAE Spath, 1924
- Género *Lissonia* Gerth, 1925
- Lissonia riveroi* (Lissón, 1907)
- Género *Favrella* Douvillé, 1909
- Favrella lorensis* (Lissón, 1907)

3. Discusión

La construcción de la clave tiene como base las cinco especies de ammonites taxonómicamente justificados y discutidos por Lissón (1907) y Tapia (1988).

La presencia de otros géneros o especies de ammonites ha sido mencionada ocasionalmente en la literatura pero sin las debidas discusiones, descripciones y/o ilustraciones, y carecen de la precisión necesaria para su estudio. Eventuales cambios de nomenclatura o actualizaciones, que podrían haber sido introducidos en la literatura sin las debidas justificaciones y discusiones taxonómicas correspondientes sobre los tipos de Carlos Lissón, no han sido tomados en consideración en el presente estudio.

El estudiante usuario de la clave debe ser consciente de que, al poder encontrarse otras especies en las Formaciones litológicas mencionadas, no todas las muestras del material colectado calzarán de forma apropiada con las características de la clave, pudiendo o no coincidir con éstas. Sin embargo, estas muestras pueden ser clasificadas por el alumno en forma preliminar como cefalópodo Ammonoidea sp.

La implementación del uso de claves taxonómicas para la determinación de nuestras especies es un paso importante en la paleontología nacional para la estandarización del tratamiento de los fósiles en la investigación y la correcta denominación de los mismos.

4. Conclusiones y recomendaciones

La clave permite identificar cinco de las especies reportadas en los afloramientos de las formaciones Salto del Fraile y La Herradura, del Grupo Morro Solar, ubicados en la localidad del Morro Solar: *Argentiniceras pardo* (Lissón, 1906), *Favrella lorensis* (Lissón, 1907), *Lissonia*

riveroi (Lissón, 1907), *Raimondiceras pflückeri* (Lissón, 1904), y *Raimondiceras raimondii* (Gabb, 1877).

Por razones didácticas, otros taxones, incompletamente descritos, reportados por diferentes autores (entre otros Lissón, 1907; Alleman, 1982; Palacios et al., 1992; Rosselló et al., 2013), no han sido incorporados en la presente clave.

Los alumnos de dos semestres consecutivos lograron individualmente con éxito la identificación de los ejemplares.

Es indispensable que se completen las colecciones científicas de Lima con un aporte de nuevo material de tipos taxonómicos. Es necesario publicar el catálogo ilustrado del registro de la colección de tipos taxonómicos por las instituciones depositarias para consolidar las bases de próximas investigaciones sobre estos fósiles

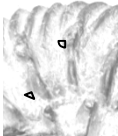



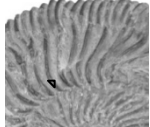
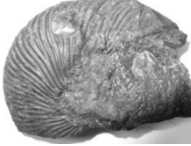
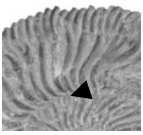

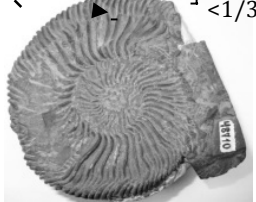

Los afloramientos de las formaciones del Morro Solar están en peligro de desaparición debido a la urbanización del sector. Es urgente poner los principales afloramientos del Morro Solar bajo protección del Estado peruano (Alleman, 2009).

Agradecimientos

Agradecemos a los estudiantes Oshin Arias S., Brigitte Arista L., Luis Hiyo B., Karina Jiménez S., Eduardo Larrañaga G., Nelson Serrano P., Gianfranco Villamonte C., por el uso experimental de la clave, y especialmente a la estudiante Andrea Villaseca R. por acompañarnos en la edición de la clave.

Referencias

- Alleman, V. 1982. Fósiles de la Región de Lima. Revista de la Universidad Ricardo Palma, v. 5, p. 118-127.
- Alleman, V. 2000. Clave de identificación para ammonites del género *Berriasella* de la Formación Puente Piedra, Miembro Puente Inga, Lima. Biotempo, v. 4, p. 50-52.
- Alleman, V. 2009. Patrimonio paleontológico de la Nación: Región Lima. XVII Congreso Nacional de Biología, Tacna, p. 81-82.
- Lisson, C. 1907. Contribución a la geología de Lima y sus alrededores. Lima, Ed. Gil, p. 1-125.
- Moore, R. 1975. Treatise of Invertebrate Paleontology. Part L, Mollusca, v. 4. University of Kansas, Kansas.
- Palacios, O., Caldas, J., Vela, C. 1992. Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay, y Chosica. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 43., p. 1-163.
- Rosselló, C., Romero, M., López, W., Aquino, V. 2013. La fauna de Ammonoidea del Miembro La Virgen (Formación La Herradura, Grupo Morro Solar): Implicancias paleoambientales. Resúmenes, I Simposio Internacional de Paleontología del Perú, Lima, INGEMMET, p. 55-58.
- Tapia, P. 1988. Revisión bibliográfica de los Ammonoidea (Cephalopoda, Mollusca) del Cretáceo de Lima. Tesis de bachiller en Biología, Universidad Ricardo Palma, Lima (inédito).

CLAVE DICOTÓMICA: AMMONITES DEL MORRO SOLAR		
1	1.1. Con nudos sobre algunas costillas 2	
	1.2. Sin nudos sobre las costillas 3	
2	2.1. Con 1 nudo sobre alguna costilla <i>Raimondiceras raimondii</i>	
	2.2. Con 2 nudos sobre alguna costilla <i>Raimondiceras pfluckeri</i>	
3	3.1. Inicio de la costilla con inclinación atrás 4	
	3.2. Inicio de la costilla sin inclinación atrás <i>Lissonia riveroi</i>	
4	4.1.1. Bifurcación visible en vuelta anterior <i>Argentiniceras pardoii</i>	
	4.1.2. Bifurcación no visible en vuelta anterior <i>Favrella lorensis</i>	
	4.2.1. Costillas intercaladas hasta un tercio de la vuelta <i>Argentiniceras pardoii</i>	
	4.2.2. Costillas intercaladas más de un tercio de la vuelta <i>Favrella lorensis</i>	



Volcanismo y aspectos sedimentarios de las secuencias inferiores del Grupo Casma, y su asociación de faunas de ammonites

Yuly Mamani y Javier Jacay

EAP Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Av. Venezuela cd. 34 s/n., Lima, Perú (yovana91_7@hotmail.com; j.jacay@yahoo.com)

RESUMEN

El Grupo Casma aflorante en la zona occidental del margen peruano se compone de una sucesión volcánica y volcano-sedimentaria compuesta por facies que varían desde turbiditas a brechas,

incluyendo deslizamientos (*slumps*) probablemente asociados a eventos distensivos. Estas secuencias contienen una numerosa fauna de cefalópodos, lo que ha permitido asignarles una edad Albiano-Cenomaniano.

Palabras claves: ammonite, estratigrafía, bioestratigrafía, paleogeografía, Cretácico.

1. Introducción

Las sucesiones volcánicas y volcano-sedimentarias del Cretácico Inferior (Albiano-Cenomaniano) de la región costera del Perú central (Lima, Ancash), llamadas Grupo Casma, fueron depositadas en las subcuencas Cañete y Huarney (Cobbing et al., 1981). La sucesión estratigráfica en ambas subcuencas presenta estratos volcánicos y volcano-sedimentarios con una abundante fauna de ammonites.

Espesas sucesiones estratigráficas pueden ser observadas en los afloramientos ligados a los grandes valles de los ríos de la costa, como el río Chillón, y en los acantilados costaneros de las provincias de Chancay, Huacho, Huarney, y Casma, entre otros, pertenecientes a los departamentos de Lima y Ancash (Fig. 1). En este trabajo se presenta las características sedimentológicas observadas en los diferentes cortes del Grupo Casma en los que se ha podido reportar fauna de cefalópodos, así como esbozar el ambiente sedimentario de esta unidad.

2. Estratigrafía y sedimentología del Grupo Casma

Son muchos los trabajos referentes a la estratigrafía del Grupo Casma. El trabajo pionero de Trottereau y Ortiz (1963) describió una secuencia de ~1700 m de espesor

compuesta por rocas volcánicas andesíticas intercaladas con grauvacas, lutitas, y materiales piroclásticos. Posteriormente, gracias a los levantamientos de la Carta Geológica Nacional, esta misma unidad estratigráfica se fue reconociendo a través de toda la región de la costa del Perú central (aproximadamente entre Trujillo, por el norte y el Departamento de Ica, por el sur).

Una buena síntesis de esta unidad litoestratigráfica se puede apreciar en el trabajo de Guevara (1980), quien hace énfasis en sus correlaciones. También están los trabajos de Atherton et al. (1985), Atherton & Webb (1989), y Aguirre et al. (1989), quienes consideraron que dicho grupo corresponde al relleno de una cuenca marginal ensiálica "abortada" (sin creación de corteza oceánica). Soler (1991) consideró que el Grupo Casma constituyó un arco volcánico de carácter distensivo, mientras que Santos et al. (2000) y Jacay et al. (2003) hicieron una síntesis de los aspectos sedimentológicos de esta serie a lo largo del valle del río Chillón.

Entre Pasamayo y Punta Chancay, la sucesión consiste en areniscas volcanoclásticas, con lutitas en la parte inferior; la parte media superior está compuesta por areniscas con grano medio a grueso correspondientes a corrientes submarinas de alta y baja densidad, entre los que se puede reconocer turbiditas y megaturbiditas.

Al norte de Huacho, en el Grupo Casma aflorante en Huaura, Punta Atahuanca, Caleta Vidal, y Punta Gramadal, es posible diferenciar una secuencia inferior esencialmente volcánica y una secuencia superior volcanoclástica. La secuencia inferior está conformada por intervalos de brechas, lavas almohadilladas, e hialoclastitas, las que, de acuerdo a las descripciones estratigráficas y de facies volcánicas de Myers (1980), corresponderían a la Formación Punta Gramadal y a las

partes inferiores de la Formación La Zorra. Entre los bancos de lavas almohadilladas, generalmente se encuentran delgados niveles de sedimentos detríticos que en algunos casos corresponden a autobrechamientos y/o a materiales autoclásticos procedentes de la ruptura y desescamación de la corteza externa de las lavas en almohadillas. Se pueden observar también *slumps* sinsedimentarios que se intercalan entre los bancos de estas lavas.



Figura 1. Afloramientos del Grupo Casma a lo largo de la costa peruana (modificado de INGEMMET).

Entre Punta Atahuana y Playa la Mina (sur de Huarmey), en esta secuencia inferior se pueden diferenciar tres tipos de facies:

(1) Facies de lavas almohadilladas: lavas basálticas que se disponen en una sucesión estratocreciente de lavas groseramente cilíndricas; presentan secciones transversales semicirculares que poseen una estructura interna concéntrica y/o radial, En las almohadillas ocurren drusas con calcita, prehnita, y cuarzo.

(2) Facies de brechas y lavas almohadilladas: secuencias transicionales entre facies de lavas almohadilladas y facies de brechas que corresponden al autobrechamiento de las lavas, con hialoclastitas y/o almohadillas aisladas.

(3) Facies de brechas de lavas: brechas basálticas producto de la destrucción de los niveles volcánicos, que corresponderían a una pausa en el volcanismo.

Al tope de la secuencia inferior, estas sucesiones están intercaladas con gruesos bancos de lutitas que presentan una deformación sinsedimentaria de tipo "slump" y numerosos niveles de megaturbiditas, que probablemente corresponden a periodos de desestabilización durante la evolución distensional de la cuenca.

3. Fauna de cefalópodos

En esta unidad litoestratigráfica, la fauna de cefalópodos ha sido reportada por diferentes autores (Myers, 1980; Guevara, 1980; Palacios et al., 1992; etc.). En el presente estudio hemos reconocido cefalópodos reportados en las publicaciones antes mencionadas, e identificamos otros, que en conjunto ubicamos en la parte media superior de la Formación Punta Gramadal, por lo menos para la subcuenca Huarmey.

En la subcuenca Huarmey, ocurren: *Oxytropidoceras peruvianum* (von Buch, 1839), *Oxytropidoceras carbonarium* (Gabb, 1877), *Venezolicerias* sp., *Laymeriella*, *Broncoceras* sp., y Hamitidae en los acantilados de Punta Gramadal, así también *Lyelliceras* sp., *Venezolicerias* sp., y *Mortoniceras* sp. en Chancay y Pasamayo.

En la subcuenca Cañete, en Cerro Temblador (valle del río Chillón), se identificaron: *Oxytropidoceras peruvianum* (von Buch, 1839), *Mantelliceras* sp., *Mortoniceras* cf. *inflatum* (Sowerby, 1818), *Pervinqueria* cf. *P. marrecasia* Maury, *Sonneratia* sp, y Hoplitidae. En la Quebrada Gangay se reportó *Parengonoceras tetranodosum* (Lisson, 1925). En la "Formación Yangas" se reportaron cefalópodos, entre los cuales *Oxytropidoceras* sp. (Martínez, 1959).

La fauna de cefalópodos es relativamente abundante en toda la sucesión volcano-sedimentaria, lo que ha permitido atribuirle un rango estratigráfico comprendido entre el Albiano y el Cenomaniano.

4. Conclusiones

La sucesión sedimentaria del Grupo Casma (formaciones Punta Gramadal y La Zorra) presente en la región costera del Perú central está compuesta por lavas almohadilladas y brechas que se intercalan con delgados niveles sedimentarios, seguidas por una potente sucesión de areniscas volcanoclásticas. Deformaciones

sinsedimentarias (*slumps* y megaturbiditas) presentes en diferentes niveles estratigráficos se interpretan como manifestaciones de una fuerte actividad tectónica distensiva en la cuenca Casma.

La numerosa fauna de cefalópodos presentes en la parte media superior de la formación Punta Gramadal y base de la Formación La Zorra ha permitido asignarle una edad que va del Albiano al Cenomaniano.

Referencias

- Aguirre, L., Levi, B., Nystrom, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In: Evolution of metamorphic belts, J. S. Daly et al. (eds.), Geological Society Special Publication, v. 43, p. 223-232.
- Atherton, M.P., Warden, V., Sanderson, L.M. 1985. The Mesozoic marginal basin of central Perú: A geochemical study of within-plate-edge volcanism. In: Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes, W.S. Pitcher et al. (eds.), Blackie, p. 47-58.
- Atherton, M.P., Webb, S. 1989. Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of central Perú. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 241-261.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J., Baldock, J., McCourt, W., Snelling, N.J. 1981. Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. *Boletín del INGEMMET*, serie D, v. 10, 252 p.
- Guevara, C. 1980. El Grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 67, p. 73-83.
- Jacay, J., Castillo, J., Reátegui, T., Pari, H. 2003. Características sedimentológicas del Albiano (Grupo Casma) en el valle del Río Chillón. *Revista del Instituto de Investigación de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos*, v. 5, p. 43-47.
- Martínez, M. 1959. Estudio geológico preliminar de la zona de Santa Rosa de Quives (Provincia de Canta). Tesis de grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 52 p.
- Myers, J.S. 1980. Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. *Boletín del INGEMMET*, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 33, 153 p.
- Palacios, O., Caldas, J., Vela, C. 1992. Geología de los cuadrángulos de Lima, Lurín, Chancay, y Chosica. *Boletín del INGEMMET*, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 43, 163 p.
- Santos, I., Jacay, J., Bedia, C., Taipe, E. 2000. Facies volcano-sedimentaria del Grupo Casma, sector occidental (valle del Río Chillón). *Resúmenes, X Congreso Peruano de Geología*, p. 235.
- Soler, P. 1991. El volcanismo Casma del Perú Central: cuenca marginal abortada o simple arco volcánico? *Resúmenes, VII Congreso Peruano de Geología*, p. 659-663.
- Trotter, G., Ortiz, G. 1963. Geología de los cuadrángulos de Chimbote y Casma. Comisión de la Carta Geológica Nacional (inédito).

**SGP**
FUNDADA 1924**Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Aspectos geológicos y tectónica sinsedimentaria albiana-cenomaniana en el área de Casma

Josué Sánchez, Lizbeth Calizaya, y Javier Jacay

Universidad Nacional Mayor de San Marcos: EAP Ingeniería Geológica, Av. Venezuela cuadra 34 s/n, Ciudad Universitaria, Lima, Perú
(sanchez_llontop@hotmail.com, lpalizaya@gmail.com, j_jacay@yahoo.com)

RESUMEN

La zona de Casma presenta unidades estratigráficas que pertenecen a la cuenca marginal Casma. Se observa comúnmente deformaciones sinsedimentarias de origen gravitacional, que llegan a

conformar un sistema de pliegues con vergencia al oeste. Este sistema se ve intruido por cuerpos ígneos que pertenecen al Batolito de la Costa. Delgadas sucesiones sedimentarias cuaternarias descansan sobre las unidades anteriores.

1. Introducción

Casma está ubicada a 375 km al norte de Lima, en el departamento de Ancash, entre los 9°28'25" de latitud Sur y 78°18'15" de longitud Oeste de Greenwich, a una altitud de 30,9 msnm. El río Casma tiene una longitud aproximada de 100 km y una cuenca hidrográfica de 2775 km². Geológicamente, esta parte de la región costanera pertenece a la cuenca marginal del Grupo Casma.

El Grupo Casma ha sido estudiado del punto de vista de la geoquímica magmática (Aguirre et al., 1989; Atherton et al., 1985; Atherton & Webb, 1989; Soler, 1991; Rivera et al., 2006), y por correlaciones estratigráficas a lo largo de la margen occidental de los Andes (Guevara, 1980; Cobbing et al., 1981). Estudios estratigráficos más detallados incluyen contribuciones a la Carta Geológica Nacional (Trottereau y Ortiz, 1963; Myers, 1980; Sánchez, 1995; Acosta & Santisteban, 2007). Estudios de los aspectos sedimentológicos y de geología general, especialmente en los valles de los ríos Casma y Sechín, figuran en Kuag (1962), Olchanski (1962), Rospigliosi (1962), y Meza (1968).

Este trabajo analiza la estratigrafía y los aspectos sedimentológicos de los depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios aflorantes en el lado occidental de la ciudad de Casma (Puerto Casma; Fig. 1), y propone una interpretación de los aspectos tectónicos de esta área.

2. Aspectos geomorfológicos

La zona de estudio pertenece a la región morfológica costanera, en la que se distinguen tres zonas fisiográficas.

2.1. Acantilados y playas

Esta zona está comprendida entre el mar y las pampas de Las Salinas. Se caracteriza por la forma abrupta en que terminan los cerros, presentando cortes naturales y pendientes bien inclinadas, donde se observan cuevas en la Formación La Zorra del Grupo Casma.

2.2. Pampas

Esta zona axial está formada por planicies de pendiente suave, pertenecientes a la llanura de inundación del valle del río Casma, y pequeñas lomas cuyas alturas no exceden 300 msnm. En casi toda la parte oeste de esta faja existen arenas eólicas cubriendo parcialmente el Cerro Manchan.

2.3. Estructuras de la Cordillera Occidental

Es la zona donde la pendiente crece bruscamente y comienzan a aparecer elevaciones de cierta importancia topográfica, cuya cota máxima llega a los 1400 msnm, como en los cerros Buenos Aires, Pan de Azúcar, San Francisco, Tucushuanca, etc., que corresponden al Batolito de la Costa o al Grupo Casma.

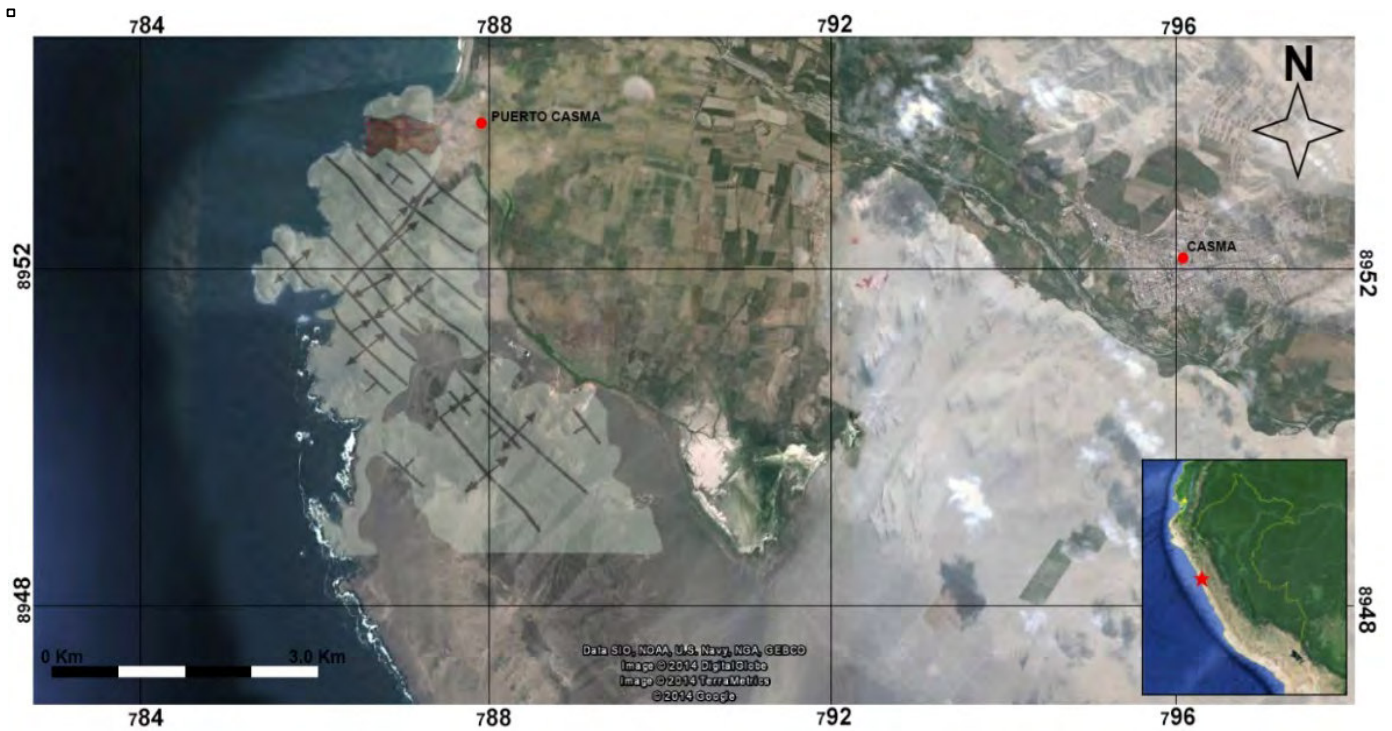


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio en Puerto Casma (Google Earth).

3. Estratigrafía y tectónica

3.1. Grupo Casma

Esta unidad litoestratigráfica tiene sus afloramientos mejor desarrollados en el lado occidental del Batolito de la Costa. Se trata de una unidad volcano-detritica reconocida por geólogos de la Carta Geológica Nacional (Trottereau & Ortiz 1963; Myers, 1974; Sánchez, 1995), quienes describieron una secuencia de ~1700m de espesor, compuesta de estratos volcánicos andesíticos intercalados con areniscas, grauvacas, lutitas, y depósitos piroclásticos.

Esta unidad estratigráfica tiene un gran desarrollo en el área sur, donde consiste en gruesas acumulaciones volcánicas y volcano-sedimentarias. Se reconocen gruesas secuencias de lavas andesíticas almohadilladas y niveles carbonatados en la Formación Punta Gramadal; y secuencias de turbiditas volcanoclásticas, tobas brechosas, y areniscas volcánicas tobáceas de color gris verdoso, en la Formación La Zorra.

En el área de trabajo se puede reconocer una gruesa sucesión de intercalación de rocas volcánicas y lutitas negras a lo largo de las lomas de los cerros Calvario y Santa Cristina: andesitas, de coloración que varía entre gris claro a gris oscuro y verde, se hallan intercaladas con lutitas grises y niveles delgados de calizas *mudstone*, donde ciertos niveles de limolitas gris oscuras presentan delgados bancos de *slumps* con vergencia al este.

Esta primera secuencia corresponde a depósitos turbidíticos que se produjeron en los flancos de un arco volcánico submarino, con una constante desestabilización para generar los delgados *slumps* observados.

En la parte media superior del corte de la loma de Cerro Calvario se puede observar intercalaciones rítmicas de areniscas y lutitas en la base, que se vuelven

estratocrecientes en la parte superior, presentando generalmente laminación horizontal a masiva. Hacia la parte media superior de esta secuencia, los estratos se hallan despegados de su posición original a manera de pseudo-cabalgamientos con vergencia al este, lo que manifiesta una desestabilización de los depósitos durante la sedimentación.

La parte superior consiste en secuencias grano- y estratocrecientes con neto dominio de facies arenosas, con una granulometría gruesa, que se generaron como productos de corrientes de turbidez formadas por desestabilización en las pendientes de un arco volcánico.

Diversas estructuras de deslizamientos, como *slumps* y *micro-slumps*, se observan en diferentes niveles estratigráficos. Así mismo todo el conjunto es afectado por una deformación sinsedimentaria, pues presentan un gran aumento de espesor en el sector del sinclinal por lo que algunos estratos no guardan uniformidad lateral de espesores y/o son afectados por fallas sinsedimentarias. Estas deformaciones han sido favorecidas por sismos y microsismos generados por el juego de las principales fallas durante la tectónica extensional que mantuvo activa la cuenca Casma.

Son estos *mega-slump* los que forman (por lo menos localmente) anticlinales, sinclinales, y otros plegamientos cuyos ejes presentan un rumbo generalmente NW-SE. Su origen es de clara tendencia a ser una deformación sintectónica gravitacional. De manera general toda esta sucesión sedimentaria se halla con fuerte esquistosidad de fractura paralela a la estratificación.

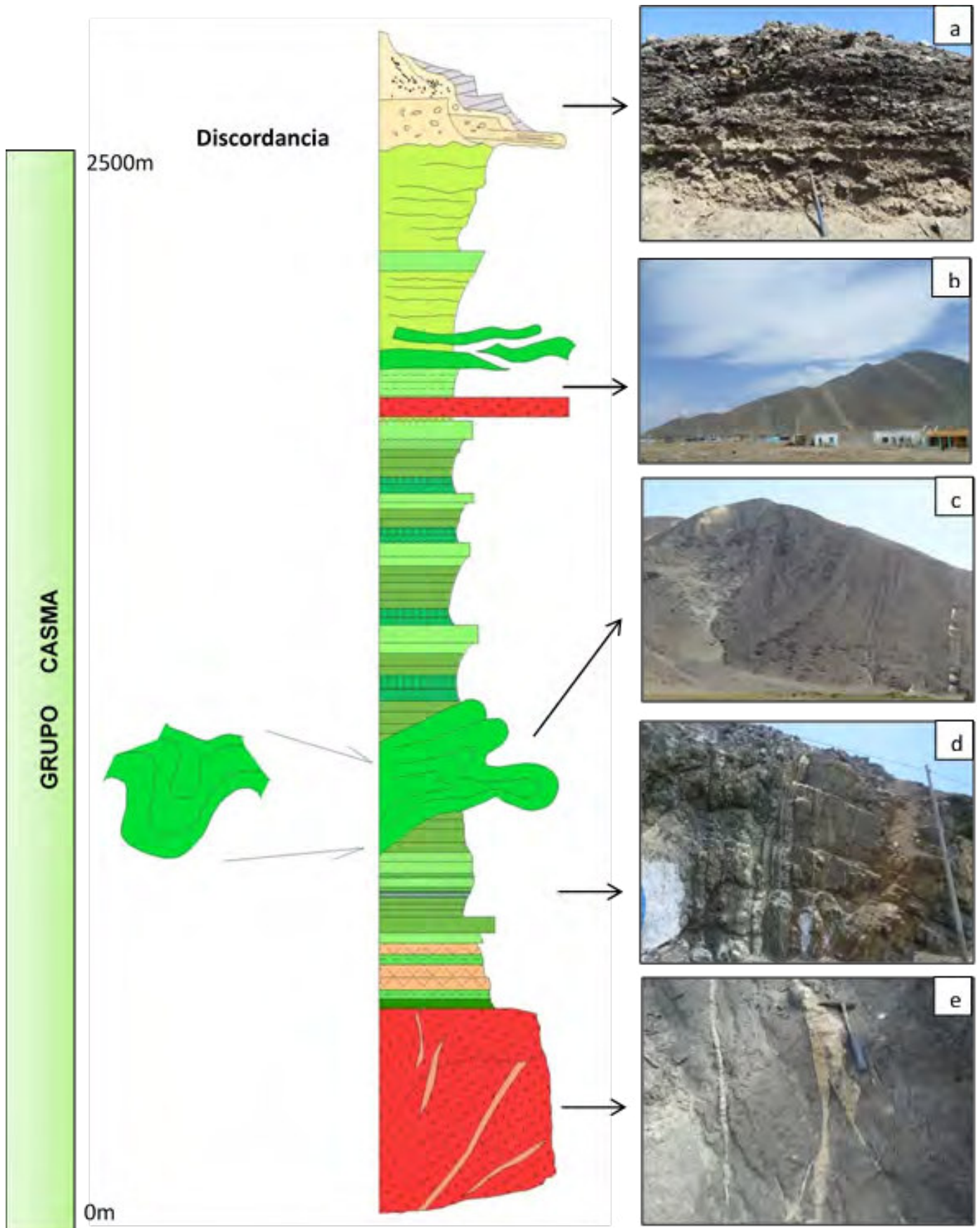


Figura 1. Sucesión del Grupo Casma aflorando al sureste de Puerto Casma: a) Detalle del cono aluvial; b) Imagen panorámica de la secuencia volcano-sedimentaria aflorando en la loma del Cerro Calvario; c) Detalle de la secuencia inferior; d) Intercalación rítmica de areniscas y lutitas, estratocreciente en la parte superior (generalmente presentan laminación horizontal a masiva); e) Venillas con ortoclasa relleno de fracturas que cortan al intrusivo microdiorítico aflorante en Puerto Casma.

3.2. Cuerpos intrusivos

Estas unidades litodémicas ocurren en gran parte del área de estudio, y pertenecen a la superunidad Santa Rosa del segmento Lima del Batolito de la Costa (Cobbing et al., 1977). En éste se puede reconocer facies dioríticas, tonalíticas, granodioríticas.

Cortando a este conjunto, se puede observar sistemas de diques, principalmente con composiciones de pegmatitas, andesitas y aplitas. Así mismo se observan en diferentes niveles de la sucesión sedimentaria cuerpos tabulares de sills, principalmente con composición de microdiorita.

3.3. Materiales cuaternarios

Los materiales cuaternarios se hallan principalmente siguiendo el eje del valle del río Casma, en el que se puede diferenciar materiales de albufera en los alrededores de Puerto Casma. Este valle es cubierto principalmente por materiales que corresponden a la gran llanura aluvial (planicie de inundación) del río Casma.

Materiales eólicos son presentes en gran parte de los segmentos sur y oeste del área de estudio, tratándose de una potente cubierta de arenas de tipo *seif*, con una dirección del viento hacia el este-noreste.

Materiales coluviales se hallan restringidos a pequeños conos adosados a las partes laterales del valle de Casma, siendo generalmente compuestos por fragmentos angulares que fueron transportados por la gravedad, intercalándose ocasionalmente con depósitos de tipo *debris flow*.

3.4. Tectónica

El sistema tectónico de la zona es extensional. Dos generaciones de fallas predominan: una primera generación es N-S (donde se alojaron diques básicos), siendo cortada por una segunda generación NE-SW a E-W.

4. Conclusiones

En la zona de Casma, el Grupo Casma consiste en estratos volcano-sedimentarios albianos, que presentan depósitos por corrientes de turbidez y deformaciones por deslizamiento gravitacional vinculados a la tectónica extensional que regía la cuenca homónima, lo que sugiere que en esa época ocurrían muchos sismos y microsismos. Todo este sistema fue afectado por mega-deslizamientos que podrían corresponder a una etapa de extensión o colapso parcial de la margen de la cuenca Casma.

Los cuerpos ígneos corresponden al Batolito de la Costa.

Estas rocas cretácicas son cubiertas por materiales fluviales, eólicos y/o aluviales, que reflejan una etapa de erosión regional durante el Cuaternario.

Referencias

- Aguirre, L., Levi, B., Nystrom, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. In: Evolution of metamorphic belts, J. S. Daly et al. (eds.), Geological Society Special Publication, v. 43, p. 223-232.
- Atherton, M.P., Webb, S. 1989. Volcanic facies, structure and geochemistry of the marginal basin rocks of central Perú. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, p. 241-261.
- Atherton, M.P., Warden, V., Sanderson, L.M. 1985. The Mesozoic marginal basin of central Perú: A geochemical study of within-plate-edge volcanism. In: Magmatism at a Plate Edge: The Peruvian Andes, W.S. Pitcher et al. (eds.), Blackie, p. 47-58.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Taylor, W.P. 1977. Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru. *Journal of Geology*, v. 85, p. 625-631.
- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J., Baldock, J., McCourt, W., Snelling, N.J. 1981. Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. *Boletín del INGEMMET*, serie D, v. 10, 252 p.
- Guevara, C. 1980. El Grupo Casma del Perú central entre Trujillo y Mala. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 67, p. 73-83.
- Kuag, J. 1962. Geología del valle de Casma (curso medio). Tesis de grado de bachiller, Escuela de Geología, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 56 p.
- Meza, C. 1968. Geología del valle de Sechín (curso superior). Tesis de grado de bachiller, Escuela de Geología, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 56 p.
- Myers, J.S. 1980. Geología de los cuadrángulos de Huarmey y Huayllapampa. *Boletín del INGEMMET*, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 33, 153 p.
- Olchanski, E. 1962. Geología del valle de Sechín (noreste de la Provincia de Casma). Tesis de grado de bachiller, Escuela de Geología, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 37 p.
- Rospigliosi, C. 1962. Geología del valle de Casma (curso superior). Tesis de grado de bachiller, Escuela de Geología, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 39 p.
- Sánchez, A., Molina, O., Gutiérrez, R. 1995. Geología de los cuadrángulos de Chimbote, Casma, y Culebras. *Boletín del INGEMMET*, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 59, 270 p.
- Soler, P. 1991. El volcanismo Casma del Perú Central: cuenca marginal abortada o simple arco volcánico? *Resúmenes, VII Congreso Peruano de Geología*, p. 659-663.
- Trottereau, G., Ortiz, G. 1963. Geología de los cuadrángulos de Chimbote y Casma. Comisión de la Carta Geológica Nacional (inédito).



SGP
FUNDADA 1924

Boletín de la Sociedad Geológica del Perú

journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Estratigrafía de Punta Crepín, Isla Rey Jorge, Islas South Shetland, Antártida

Luis Cerpa

Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (lcerpa@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

La Estación Científica Antártica Machu Picchu (ECAMP) se encuentra en la parte central de la isla Rey Jorge, que es parte de las islas South Shetland. Éstas se encuentran separadas del continente sudamericano por el Paso Drake, y de la Península Antártica por el estrecho de Bransfield (Fig. 1).

Uno de los objetivos de la expedición ANTAR XXII fue actualizar la geología de Punta Crepín, donde se encuentra la Estación Científica Antártica Machu Picchu, para que constituya un aporte a una futura ampliación de la estación peruana.

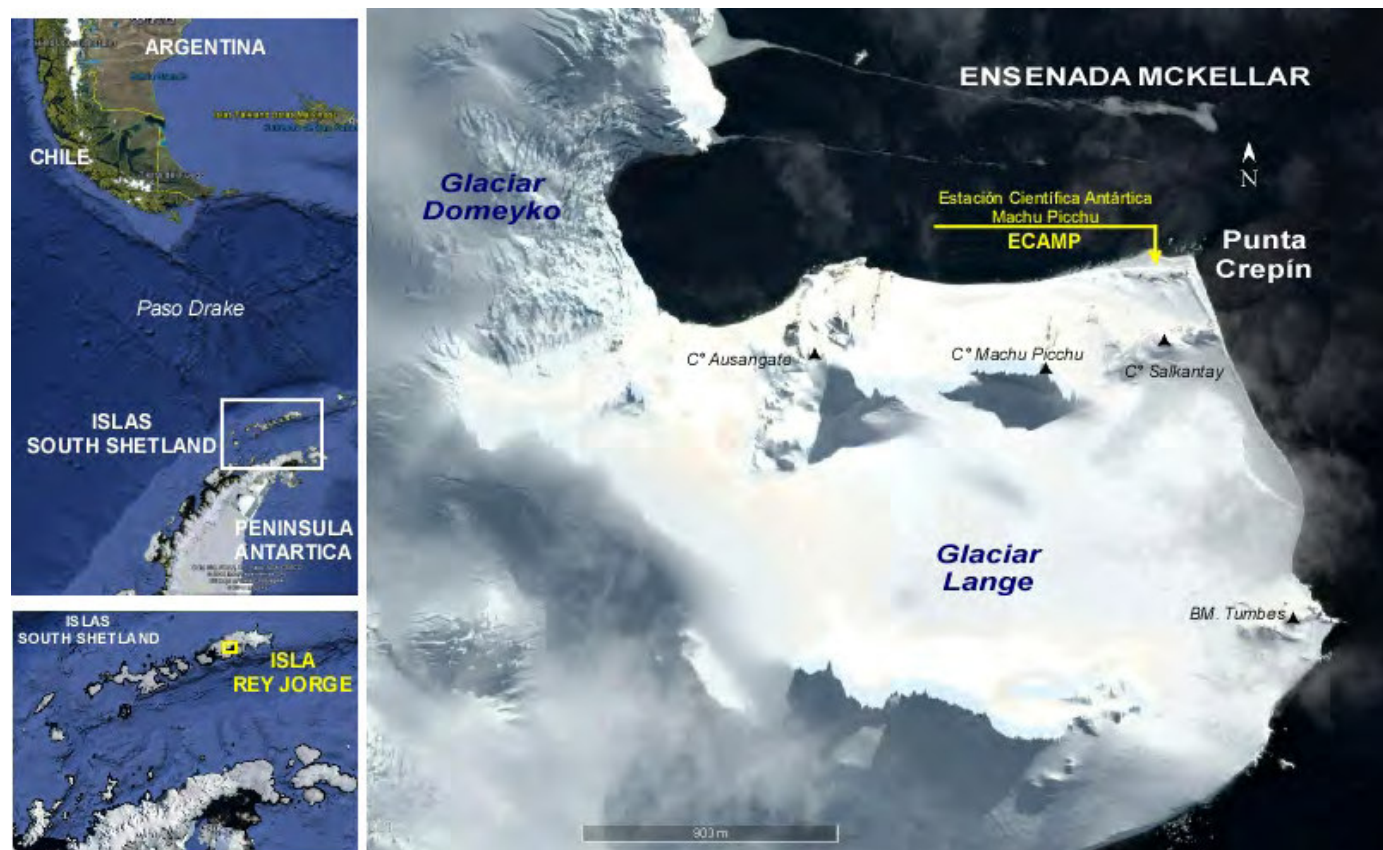


Figura 1. Ubicación de la Estación Científica Antártica Machu Picchu (ECAMP) en las Islas South Shetland, Antártida.

2. Antecedentes

La geología de Bahía Almirantazgo fue definida por Birkenmajer (1980), quien sintetizó un extenso trabajo de campo entre 1977 y 1979, llegando a realizar las primeras descripciones y sistematizaciones estratigráficas.

El primer trabajo de reconocimiento en el sector peruano fue realizado por Palacios (1988) en la expedición Antar II. Se definieron las unidades geomorfológicas y estratigráficas presentes. Trabajos posteriores realizados en Punta Crepín y alrededores fueron dirigidos a establecer características geotécnicas (Fidel, 1991; Guzmán, 1999; Pari & Zavala, 2000), mineralógicas (Quispesivana, 1995; Aranda, 1997), y paleontológicas (Romero, 2000; Morales, 2002) que establecieron y contribuyeron al conocimiento geológico de Punta Crepín.

3. Estratigrafía

La sucesión estratigráfica de Punta Crepín presenta afloramientos que van del Cenozoico al presente (Fig. 2).

La unidad estratigráfica más antigua es el Grupo Cardozo Cove, cuyo mejor afloramiento (250 m) está registrado en el Cerro Machu Picchu. Esta unidad está compuesta por una sucesión de rocas volcánicas y volcanoclásticas, de naturaleza andesítica-dacítica, la cual en Punta Crepín presenta tres subunidades estratigráficas (Quispesivana, 1995). La subunidad inferior está constituida por flujos lávicos andesíticos, de color gris a gris oscuro, con textura porfirítica. La subunidad

intermedia presenta una sucesión de lavas y escasos niveles volcanoclásticos, alterados por la intrusión de diques y sills andesíticos. La subunidad superior está compuesta por flujos volcanoclásticos andesíticos intercalados con lavas andesíticas de color gris oscuro, con textura porfirítica. A nivel regional, esta unidad presenta edades que van de 60.4 ± 5.3 Ma (Kawashita & Soliani, 1988) a 56.8 ± 1.2 Ma (Birkenmajer et al., 1983); sin embargo, se considera que su edad se encuentra entre el Cretácico Superior y el Paleoceno en su parte terminal (Birkenmajer, et al. 1991; Birkenmajer, 2003).

Hacia el oeste, las andesitas están cortadas por un stock compuesto por cuarzo-monzodioritas a granodioritas (Aranda, 1997) y conforman el cerro Ausangate. A nivel regional, estos stocks presentan composiciones granodioríticas a cuarzo-gabroicas, con edades que varían de 60.7 a 31 Ma (Birkenmajer et al., 1991). En el contacto entre estos intrusivos y las andesitas, existe una zona de alteración argílica, con silicificación asociada a estructuras y atravesada por vetillas de cuarzo-clorita. Análisis anteriores mostraron valores anómalos de Au (3,1 gr/TM), Ag (2 gr/TM) y Cu (170 ppm) (Quispesivana, 1995).

Ambas unidades, andesitas y cuarzo-monzodioritas, están intruídas a su vez por diques y sills de composición diorítica y monzonítica, que causaron en las sucesiones volcanoclásticas una alteración argílica y el desarrollo de vetillas de cuarzo y cuarzo-clorita. Los diques tienen dos orientaciones promedio, N120°E y N40°-70°E. Algunos diques muestran un cambio de orientación con deformación relacionada a su emplazamiento, lo cual evidencia su carácter sintectónico.

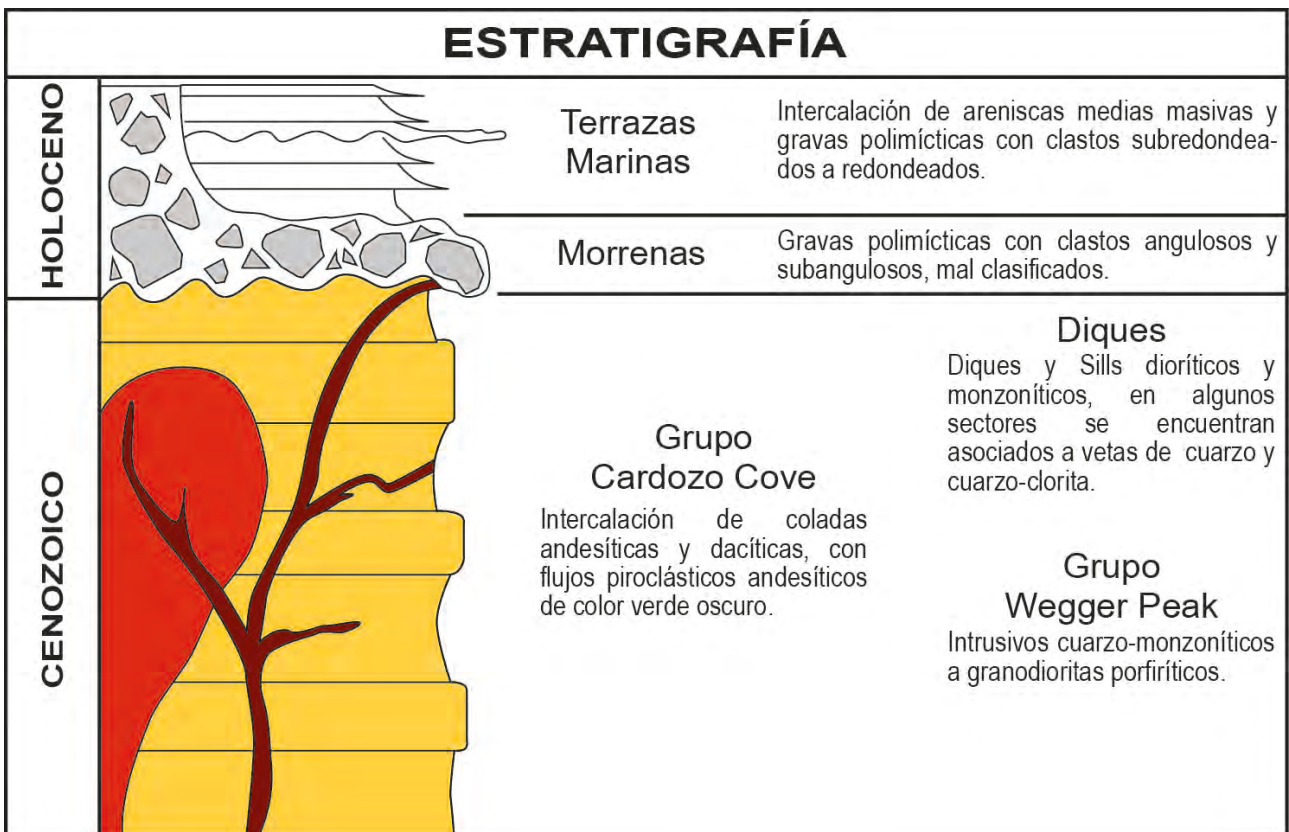


Figura 2. Columna estratigráfica generalizada de Punta Crepín y alrededores.

Estas unidades son erosionadas por los depósitos morrénicos del glaciar Lange (Fig. 1); éstos formaron un sistema aluvial-fluvial, que interactuó con el desarrollo de depósitos de terrazas marinas (Fig. 3)

Los depósitos glaciares afloran en el cerro Salkantay (Fig. 1), estando constituidos por gravas de clastos angulosos de rocas volcánicas e intrusivas, mal clasificados, caóticos, y con matriz areno-arcillosa.

Hacia la parte central se tiene un sistema aluvial-fluvial que generó depósitos fluviales y fluvio-aluviales, donde se intercalan depósitos de gravas y arenas regularmente clasificadas. Las gravas son polimícticas, clasto-soportadas y regularmente clasificadas, mostrando una gradación en el tamaño de los clastos (con diámetros cercanos al metro, cuanto más cerca se encuentran de la morrena lateral del glaciar Lange).

Se han reconocido 6 niveles de terrazas marinas. Son compuestas por gravas con clastos subredondeados a redondeados, polimícticos, regularmente clasificados, que se intercalan con niveles de arenas medias a gruesas. Las más antiguas (T1 y T2) se encuentran al oeste de la

ECAMP y están parcialmente cubiertas por depósitos coluviales-aluviales del Cerro Machu Picchu. No se reportaron microfósiles en estas terrazas. En la Terraza T3 se encuentra ubicada la ECAMP, siendo esta terraza la geoforma más representativa de la línea de costa. Litológicamente la T3 está compuesta por gravas bien clasificadas, polimícticas, con clastos subangulosos a subredondeados, intercaladas con niveles de arena media. Estudios micropaleontológicos reportan en la T3 el bivalvo *Limopsis* sp. de edad pleistocena (Romero, 2000). Las terrazas T4 y T5 son las más cercanas a la terraza actual (T6). Litológicamente las T4 y T5 presentan alternancia de gravas polimícticas, bien clasificadas, con clastos subangulosos a subredondeados, ocasionalmente bien redondeados, con lentes de arenas de grano medio a grueso con estratificación plana. En estas terrazas se reportan restos de algas (Romero, 2000) y en estudios micropaleontológicos se registra la presencia de *Amphopora* cf. *A. antártica* Husted, que confirma la edad holocena de estos niveles (Romero, 2000).

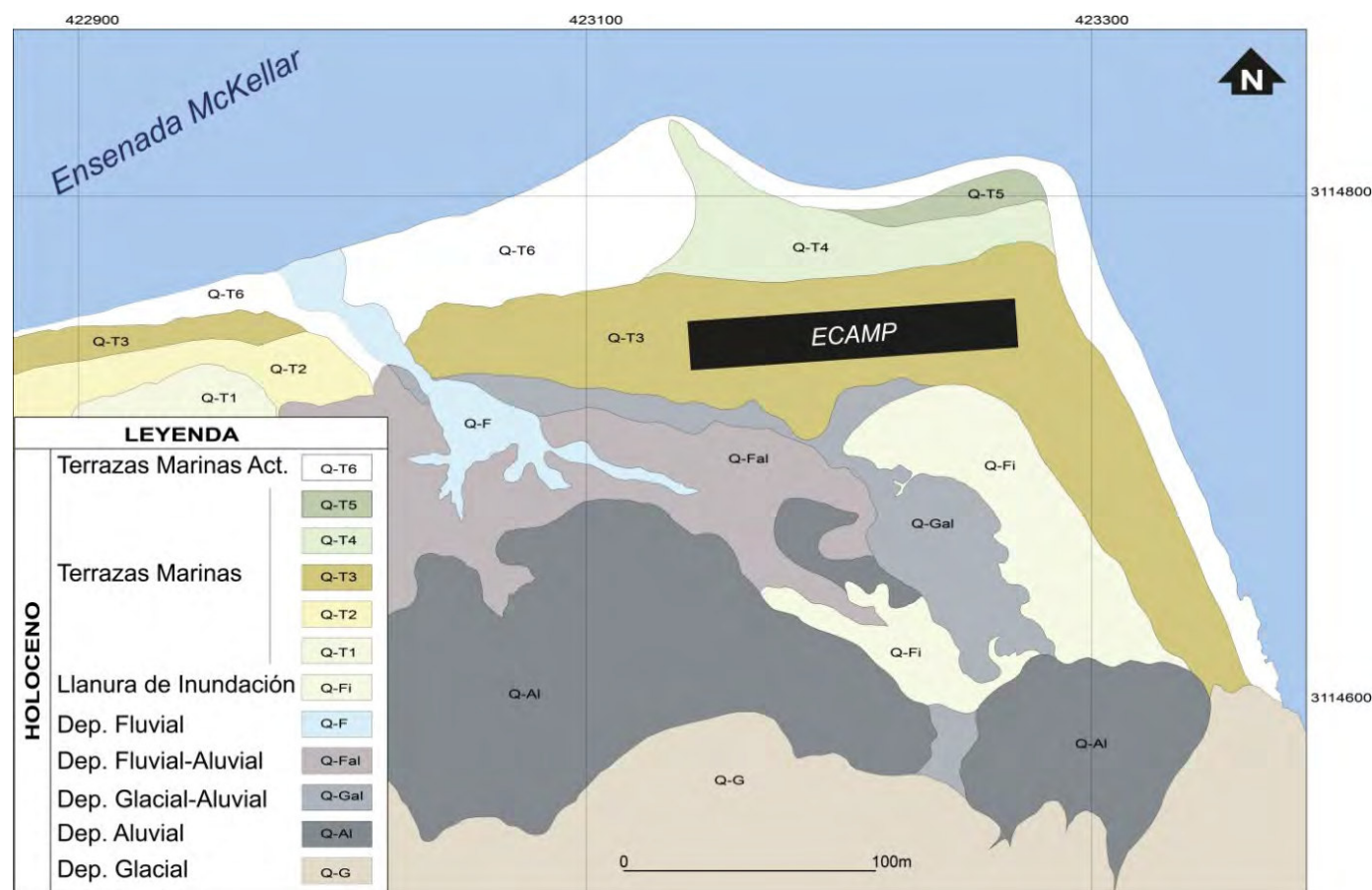


Figura 3. Mapa geológico del Holoceno de Punta Crepín y alrededores. El rectángulo oscuro es el área donde se encuentra construida la Estación Científica Antártica Machu Picchu (ECAMP).

4. Conclusiones

Las rocas más antiguas que afloran, formando el basamento de Punta Crepín, corresponden a secuencias volcánicas del Grupo Cardozo Cove, de edad Cretácico Superior-Paleoceno. Estas rocas están intruídas por las cuarzo-monzodioritas del Grupo Wegger Peak, de edad paleógena. Ambas unidades están intruídas por diques y

sills andesítico-dacíticos que presentan evidencias de emplazamiento sintectónico. En el contacto entre las andesitas y las cuarzo-monzodioritas, se tiene una zona de alteración argílica, incluyendo sectores de alteración argílica avanzada y anomalías en Au, Ag, y Cu.

Referencias

- Aranda, A. 1997. Estudio litogeoquímico en los alrededores de la Estación Científica Peruana Machu Picchu, Isla Rey Jorge, Antártida. Informe interno, INGEMMET, Expedición Antar VIII, 33 p.
- Birkenmajer, K. 1980. Geology of Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands): An outline. Polish Polar Research, v. 1, p. 29-54.
- Birkenmajer, K. 1989. A guide to Tertiary geochronology of King George Island, West Antarctica. Polish Polar Research, v. 10, p. 555-579.
- Birkenmajer, K. 2003. Admiralty Bay, King George Island (South Shetland Islands, West Antarctica): A geological monograph. Studia Geologica Polonica, v. 120, p. 5-73.
- Birkenmajer, K., Narebski, W., Nicoletti, M., Petrucciani, C. 1983. K-Ar ages of the "Jurassic volcanics" and "Andean" intrusions of King George Island, South Shetland Islands (West Antarctica). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Terre, v. 30, p. 133-143.
- Birkenmajer, K., Francalanci, L., Peccerillo, A. 1991. Petrological and geochemical constraints on the genesis of Mesozoic-Cenozoic magmatism of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. Antarctic Science, v. 3, p. 293-308.
- Fidel, L. 1991. Investigaciones ingeniero-geológicas en la Estación Peruana Machu Picchu (Isla Rey Jorge, Antártida). Comisión Nacional de Asuntos Antárticos, Informe científico de la Tercera Expedición Peruana a la Antártida, Lima: Imprenta H. Jacinto Moreno, p. 221-246.
- Guzmán, A. 1999. Características ingeniero-geológicas de los suelos de fundación de la estación Machu Picchu y abastecimiento de agua a sus instalaciones. Informe interno INGEMMET, 72 p.
- Kawashita, K., Soliani, E. 1988. A Rb-Sr isochron diagram for the Znosko Glacier Formation (Cardozo Cove Group), Admiralty Bay, King George Island, Antarctica. Instituto Antártico Chileno, Serie Científica, v. 38, p. 59-66.
- Morales, M. 2002. Caracterización micropaleontológica de las terrazas holocénicas y sedimentos marinos recientes de Bahía Almirantazgo, Isla Rey Jorge, Antártida Occidental. Informe interno INGEMMET, Decimotercera Expedición Antártica (Antar XIII), 33 p.
- Palacios, O. 1989. Geología de Punta Crepín (Isla Rey Jorge, Antártida). Informe interno INGEMMET, Expedición Antar III, Programa de Geología.
- Pari, W., Zavala, B. 2000. Estudio geofísico de los suelos en Punta Crepin, Estación Científica Peruana Macchu Picchu (Isla Rey Jorge, Antártida). Comisión Nacional de Asuntos Antárticos, Informe sobre las actividades científicas de la Décima Expedición Peruana a la Antártida, Lima: Córdova System, 2000, p. 353-385.
- Quispesivana, L. 1995. Estudio estratigráfico-petrográfico de la Base Antártica Machu Picchu (Isla Rey Jorge, Antártida). Informe interno INGEMMET, Expedición Antar V, Programa de Geología, 30 p.
- Romero, L. 2000. Estudio paleontológico de las terrazas marinas en Punta Crepín, Antártida (Estación Peruana Machu Picchu). Informe sobre las actividades científicas de la Décima Expedición Científica Peruana a la Antártida, Lima: Córdova System, p. 387-408.



La Formación Chota en la cuenca Bagua: Evaluación e implicancias del criterio de clasificación litoestratigráfico

César Chacaltana, Waldir Valdivia, Alexandra Benites, y Marco Chumpitaz

INGEMMET, Av. Canadá 1470, San Borja, Apartado 889, Lima 41, Perú (cchacaltana@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

Se presenta un estudio litoestratigráfico de la Formación Chota, unidad definida por Broggi (1942) al oeste de la ciudad de Chota, en el departamento de Cajamarca, y reconocida en amplias extensiones del nororiente peruano. El área se ubica al este de la provincia de Jaén, sector suroriental de la cuenca Bagua (Fig. 1).

La Formación Chota tiene afloramientos reconocibles por su color rojo que varía verticalmente a púrpura. Sobreyace transicionalmente a la Formación Celendín (Mourier et al., 1988; Sánchez, 1995) y subyace concordantemente a la Formación Cajaruro. El objetivo del presente trabajo es reevaluar sus aspectos estratigráficos para una división litoestratigráfica de sus secuencias, con la finalidad de precisar límites estratigráficos en la variación vertical de sus depósitos.

2. La Formación Chota en la cuenca Bagua

En la cuenca Bagua, el estudio de los afloramientos de la Formación Chota fue abordado con un enfoque sedimentológico por Córdova (1986), quien las designó como Capas Rojas de Rentema. Luego, Mourier et al. (1988) la definieron como Formación Bagua, con sus miembros Fundo El Triunfo, Rentema, y Sambimera. Posteriormente, Naeser et al. (1991) revisaron la Formación Bagua, proponiendo su abandono pero manteniendo las mismas sub-unidades elevándolas al rango de formaciones. Posteriormente, Sánchez et al. (1996) consideraron adecuadamente mantener la designación original de Broggi (1942), dividiendo a la Formación Chota en dos miembros, inferior y superior. Sin embargo, los argumentos y divisiones estratigráficas indicados por Naeser et al. (1991) prevalecieron en los

trabajos posteriores (Fig. 2).

Nuevas observaciones registradas en las localidades de Rentema, Fundo El Triunfo, Esperanza, Toledo, La Plaza, y en el Cerro Portachuelo del sector nororiental del Cuadrángulo de Jaén, donde se han consignado los trabajos de los autores mencionados, registran evidencias que ameritan una reformulación de los aspectos litoestratigráficos considerados.

2.1. Litoestratigrafía

En la zona de estudio se registran secciones continuas de la Formación Chota. Sus caracteres distintivos (litologías, morfologías) y un palmario límite estratigráfico permiten diferenciar dos sub-unidades litoestratigráficas cartografiables, según lo recomendado por la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica, que son independientes del tiempo que indiquen los fósiles y de las unidades cronoestratigráficas. El modo de ocurrencia de estas sub-unidades se aprecia en las figuras 3 y 4. Considerando su mejor exposición y rasgos distintivos, se define como Miembro Rentema el conjunto granocreciente inferior, compuesto por dos macrosecuencias, y como Miembro Esperanza el conjunto superior, predominantemente fino, que subyace a la Formación Cajaruro.

La sección tipo del Miembro inferior aflora cerca a Puerto Rentema, de donde se adopta el nombre (Fig. 3). La sección se divide claramente en dos macrosecuencias detríticas, una inferior más fina, con predominio de arcilitas, y una superior compuesta mayormente de areniscas feldespáticas. La primera inicia su evolución con areniscas feldespáticas calcíticas de grano fino a medio, con laminación sesgada, intercaladas con limolitas y arcilitas de coloraciones rojizas y gris verdosos y algunos niveles delgados de conglomerados (Fig. 3, fotos A y B).

Luego se incrementan las arcilitas, seguidas de intercalaciones delgadas de microconglomerados calcáreos bien litificados y areniscas de grano medio con laminación sesgada, canales de microconglomerados, y

ondulitas (Fig. 3, foto C). La segunda está compuesta de areniscas feldespáticas de grano medio con paleocanales y laminaciones oblicuas, de colores que varían entre rojizo y verde (Fig. 3, fotos D y E).

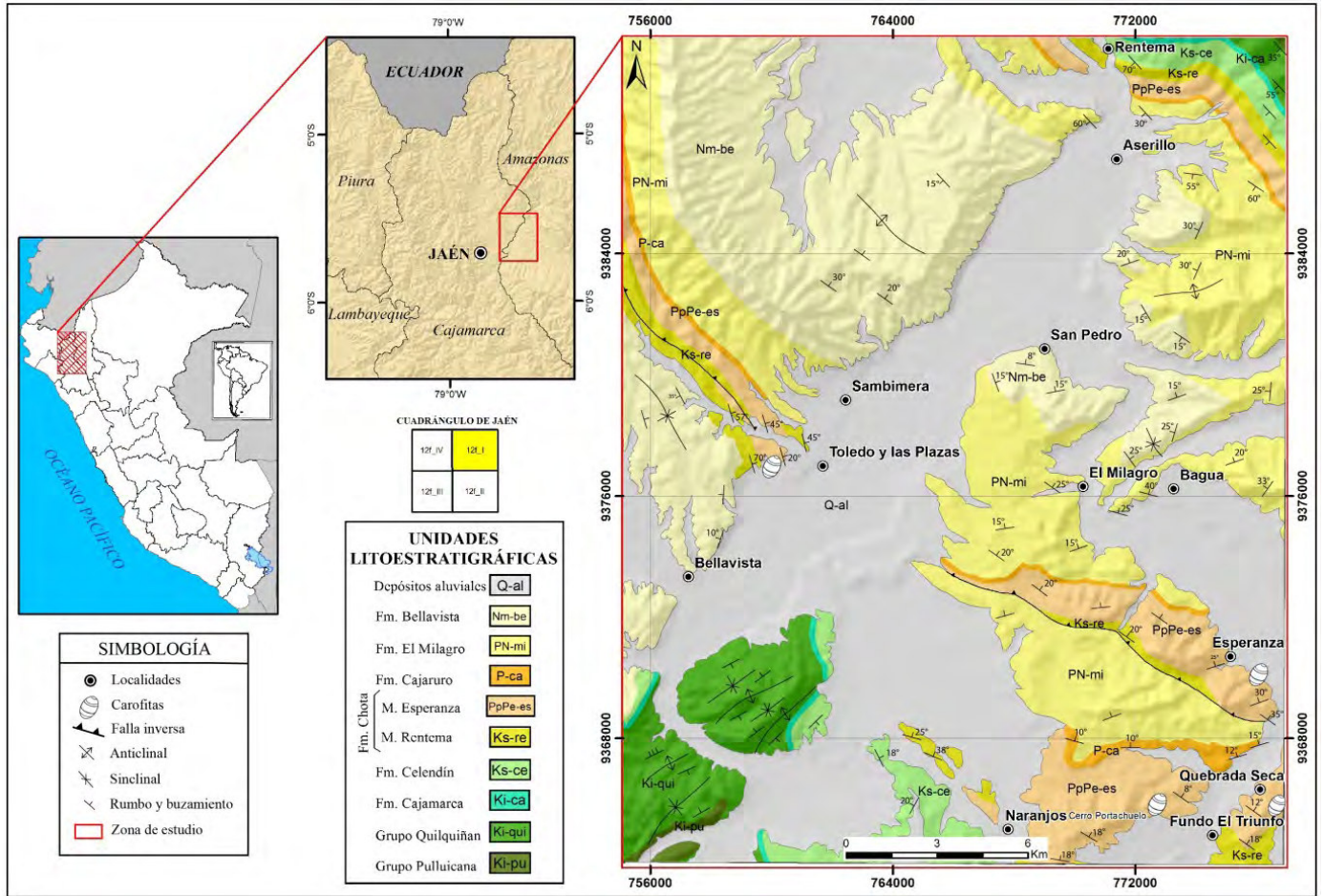


Figura 1. Ubicación del área de estudio.

COMPARACIONES ESTRATIGRÁFICAS DE LA FORMACIÓN CHOTA								
Edad	Córdova (1986)	Mourier et al. (1988)	Naeser et al. (1991)	Sánchez et al. (1996)	Baca (2001)	Chacaltana et al. (2011)	Este estudio (2014)	
Cenozoico			Formación Sambimera	Fm. Cajaruro	Serie Eocena	Fm. Sambimera	Fm. Cajaruro	
							Miembro Superior	
							Miembro Inferior	
Paleógeno		Formación Bagua	Fm. Rentema	Formación Chota	Fm. Rentema	Fm. Rentema	Miembro Esperanza	
							Miembro Sambimera	
							Miembro Rentema	
							Miembro Fundo El Triunfo	
Paleoceno	Capas Rojas de Rentema	Fm. Celendín	Fm. Celendín	Fm. Celendín	Fm. Celendín	Fm. Celendín	Miembro Rentema	
Neógeno							Miembro Rentema	
Mioceno							Miembro Rentema	
Oligoceno							Miembro Rentema	
Eoceno							Miembro Rentema	
Paleoceno							Miembro Rentema	
Maastrichtiano	Grupo Otuzco						Miembro Rentema	
Cretácico Superior	Fm. Celendín						Miembro Rentema	
Campaniano							Miembro Rentema	
Santoniano							Miembro Rentema	
Coniaciano							Miembro Rentema	

Figura 2. Comparación estratigráfica de las unidades establecidas en la literatura de acuerdo a sus geocrones.

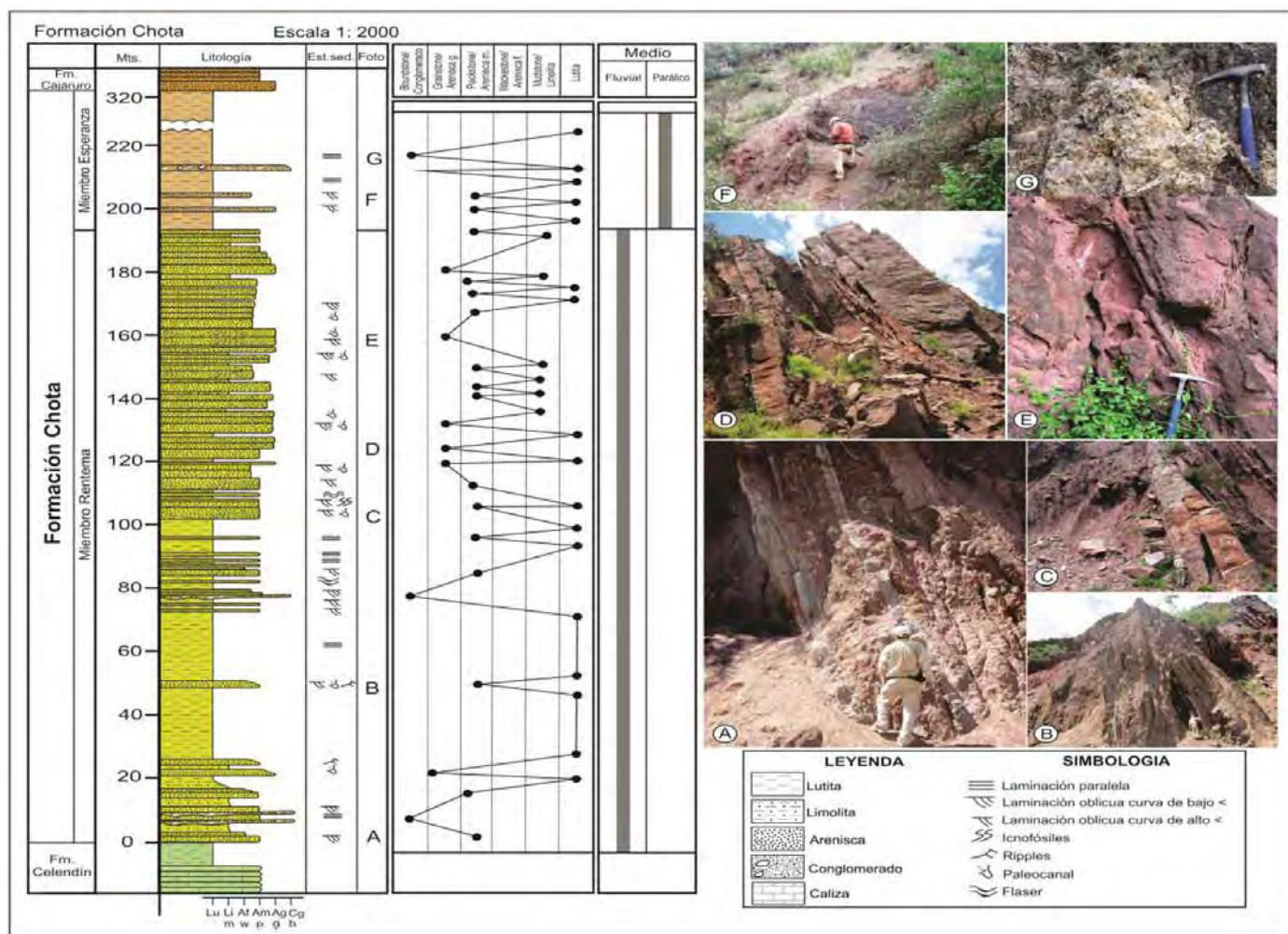


Figura 3. Columna estratigráfica compuesta de la Formación Chota, para los sectores de Rentema y Fundo El Triunfo.



Figura 4. Vista hacia el oeste de la Formación Chota y sus dos miembros, en la quebrada Huarangopampa.

Encima del miembro inferior (Rentema), se ha cartografiado el miembro superior (Esperanza) con dificultad por estar en gran parte cubierto por sus derrubios. Sin embargo, su arquitectura estratigráfica se aprecia en la localidad de Esperanza, de donde se toma la toponimia, y se reconocen facies detríticas finas constituidas por lutitas calcáreas abigarradas (con matices rojo a púrpura y verde), que varían en algunos

niveles a areniscas y conglomerados (Fig. 3, fotos F y G). Criterios importantes que distinguen a este miembro del Miembro Rentema incluyen (1) la presencia de yeso botroidal y (2) la ocurrencia de carofitas (Benites et al., 2014) asociadas con ostrácodos, las cuales se registran en diversas localidades (Fig. 1), principalmente cerca de la localidad de Esperanza, topónimo del miembro.



Figura 5. Posición estratigráfica del Miembro superior de la Formación Chota, que subyace a la Formación Cajaruro.

3. Restitución litoestratigráfica

De acuerdo con la información obtenida en la zona de estudio, existe una clara diferenciación petrológica entre las unidades estratigráficas asignadas a la Formación Chota. Una macrosecuencia detrítica roja, granocreciente, (Miembro Rentema) evoluciona en transición palmaria (Mendívil, 1985) a otra secuencia predominantemente fina, de color púrpura, con gran contenido de carofitas y ostrácodos (Miembro Esperanza).

Sobre esta sub-unidad detrítica fina afloran en concordancia los estratos tobáceos de color gris blanquecino a blanco, de la Formación Cajaruro (Fig. 5). Para esta unidad se adopta la toponimia de Sánchez et al. (1995, 1996), por representar la localidad de Cajaruro la localidad tipo con los afloramientos mejor desarrollados.

4. Conclusiones

De acuerdo a las consideraciones esbozadas, es importante distinguir las cualidades lito- y cronoestratigráficas de las unidades para los procedimientos de comparación. La Formación Chota se puede dividir en dos miembros cartografiados claramente diferenciados, que sobreyacen a secuencias carbonatadas (Formación Celendín) y subyacen a secuencias tobáceas blanquecinas (Formación Cajaruro). Atendiendo la toponimia a sus mejores exposiciones, se les denomina como miembros Rentema y Esperanza, con registros para su reconocimiento en otras localidades.

Referencias

Baca, M. 2001. Evolución tectónica y sedimentológica cenozoica de la cuenca Bagua (Norte del Perú) y sus implicancias geodinámicas. Tesis de Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional San Antonio de Abad, Cusco,

124 p.

Broggi, J. 1942. Geología del embalse del río Chotano en Lajas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 12, p. 5-23.

Chacaltana, C., Valdivia, W., Peña, G., Rodríguez, R. 2011. Geología de los cuadrángulos de Aramango y Bagua Grande. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 142, 125 p.

Córdova, A. 1986. Estudio estratigráfico y sedimentológico de las rocas del Cretácico Medio y Superior en el Pongo de Rentema, Rio Marañón, Departamento de Amazonas. Tesis de Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 106 p.

Jaillard, E. 1992. La fase peruana (Cretáceo Superior) en la margen peruana. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 83, p. 81-87.

Mendívil, S. 1985. Apuntes sobre transición y contacto estratigráficos. El Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, v. 24.

Mourier, T., Bengston, P., Bonhomme, M., Buge, E., Cappetta, H., Crochet, J., Feist, M., Hirsch, K., Jaillard, E., Laubacher, G., Lefranc, J., Moullade, M., Noblet, C., Pons, D., Rey, J., Sigé, B., Tambareau, Y., Taquet, P. (1988). The upper Cretaceous-lower Tertiary marine to continental transition in the Bagua basin, northern Peru: Paleontology, biostratigraphy, radiometry, correlations. Newsletters on Stratigraphy, v. 19, p. 143-177.

Naeser, C., Crochet, J., Jaillard, E., Laubacher, G., Mourier, T., Sigé, B. 1991. Dataciones por trazas de fisión de la serie terciaria de la región de Bagua (norte del Perú). Implicaciones estratigráficas y tectónicas. Resúmenes expandidos, VII Congreso Peruano de Geología, Lima, v. 2, p. 649-653.

Sánchez, A. 1995. Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba, y Bolívar. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 56, 287 p.

Sánchez, A., Dávila, D., De La Cruz, N. 1996. Geología del Cuadrángulo de Jaén. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 62, 105 p.



Revisión estratigráfica del Grupo Puno (Eoceno) en el límite del Altiplano y la Cordillera Occidental (Ácora-Puno-Mañazo), y división de cuencas sedimentarias

Rildo Rodríguez, Elvis Sánchez, Sandra Choquehuanca, Claudia Fabián, y Boris Del Castillo

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (rrodriguez@ingemmet.gob.pe)

1. Antecedentes

El Grupo Puno fue cartografiado por Cabrera & Petersen (1936) y Newell (1949) en los cuadrángulos de Puno y Ácora (Fig. 1), siendo este último quien le otorgó la categoría de grupo. Posteriormente, Palacios et al. (1993) realizaron una división informal en tres secuencias de extensión regional y con contactos transicionales: Al piso se encuentran areniscas; en la parte media, areniscas con intercalaciones de conglomerados; y al techo, conglomerados con algunas intercalaciones de areniscas. El paso entre estas tres secuencias es transicional. Sempere et al. (2000) propusieron que la Formación Muñani del noreste del Lago Titicaca (Putina) es un equivalente septentrional de la parte inferior del Grupo Puno de la región de Puno-Juliaca. Finalmente Valencia & Rosell (2001) y Sánchez & Zapata (2001) cartografiaron a la parte inferior del Grupo Puno como Formación Muñani, separándola de dicho grupo.

El objetivo de este trabajo es proponer una división estratigráfica para las unidades del Eoceno en el sur del Perú, y separar cuencas sedimentarias que estuvieron activas en la misma época.

2. Observaciones de campo

La litología del Grupo Puno es variable: de un lugar a otro pueden existir facies locales que desaparecen lateralmente. Esto ocurre principalmente con las facies conglomerádicas con clastos angulosos, por ejemplo la brecha Pirin definida por Newell (1949). Sin embargo, las tres secuencias determinadas por Palacios et al. (1993) pueden ser diferenciadas, aunque no con afloramientos continuos, en los siguientes transectos (Fig. 1).

2.1. Noreste de Ácora (Putine-Punta Ventanane)

En este sector, sobre la Formación Ayavacas del Cretáceo medio se encuentra una secuencia rojiza compuesta por lutitas rojas y areniscas en estratos delgados (<0.5 m de espesor), asignadas a la Formación Ausangate (Sánchez y Zapata, 2000), las mismas que infrayacen al Grupo Puno de manera concordante. El Grupo Puno está dividido en dos secuencias.

La **secuencia inferior** está compuesta por areniscas y lutitas con algunas intercalaciones conglomerádicas, siendo la base de la secuencia más lutácea y el techo más arenoso, con lentes de conglomerado.

Luego de un tramo cubierto de ~500 m, se encuentra la **secuencia superior**, compuesta por conglomerados en estratos de 0.5 a 2 m de espesor, que contienen clastos de volcánicos, areniscas, y en menor proporción intrusivos máficos y calizas especialmente al techo. Los clastos son subredondeados y tienen entre 1 y 20 cm de diámetro. La matriz es arenosa y envuelve a los clastos.

En conjunto la sucesión es grano- y estratocreciente. El medio sedimentario en la parte inferior corresponde a ríos distales con llanura de inundación, los cuales se hicieron cada vez más proximales, llegando a depositar conglomerados; finalmente se pasó un medio de abanicos aluviales.

2.2. Suroeste de Chucuito (Ichupampa-Pusulaya)

Los afloramientos son más continuos pero no se observa la base de la secuencia; en cambio, sí se observa que el techo infrayace en discordancia erosional a los conglomerados volcanogénicos del Grupo Tacaza. En este sector el Grupo Puno también se divide en dos secuencias.

La **secuencia inferior** aflora en la carretera Puno-

Ácora: está compuesta por areniscas feldespáticas con laminaciones de corriente, dispuestas en estratos de ~2 m de espesor, componiendo una secuencia bastante gruesa.

secuencia inferior: está compuesta por areniscas y conglomerados dispuestos a manera de lentes, con clastos subredondeados de 5 cm de diámetro y de naturaleza volcánica.

La **secuencia superior** sobreyace progresivamente a la

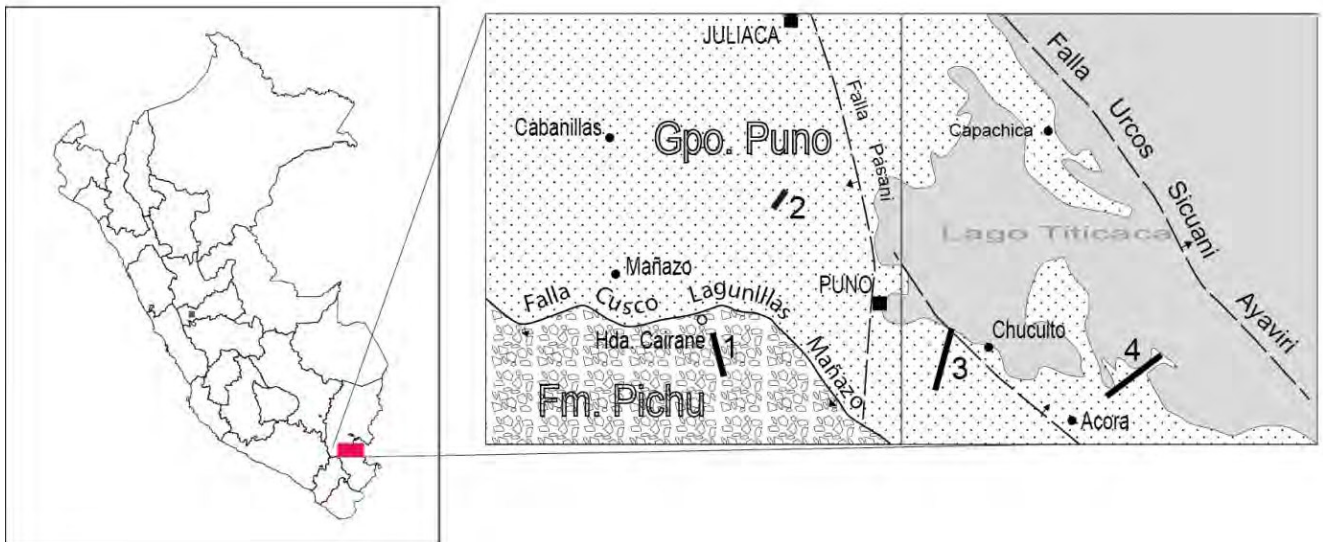
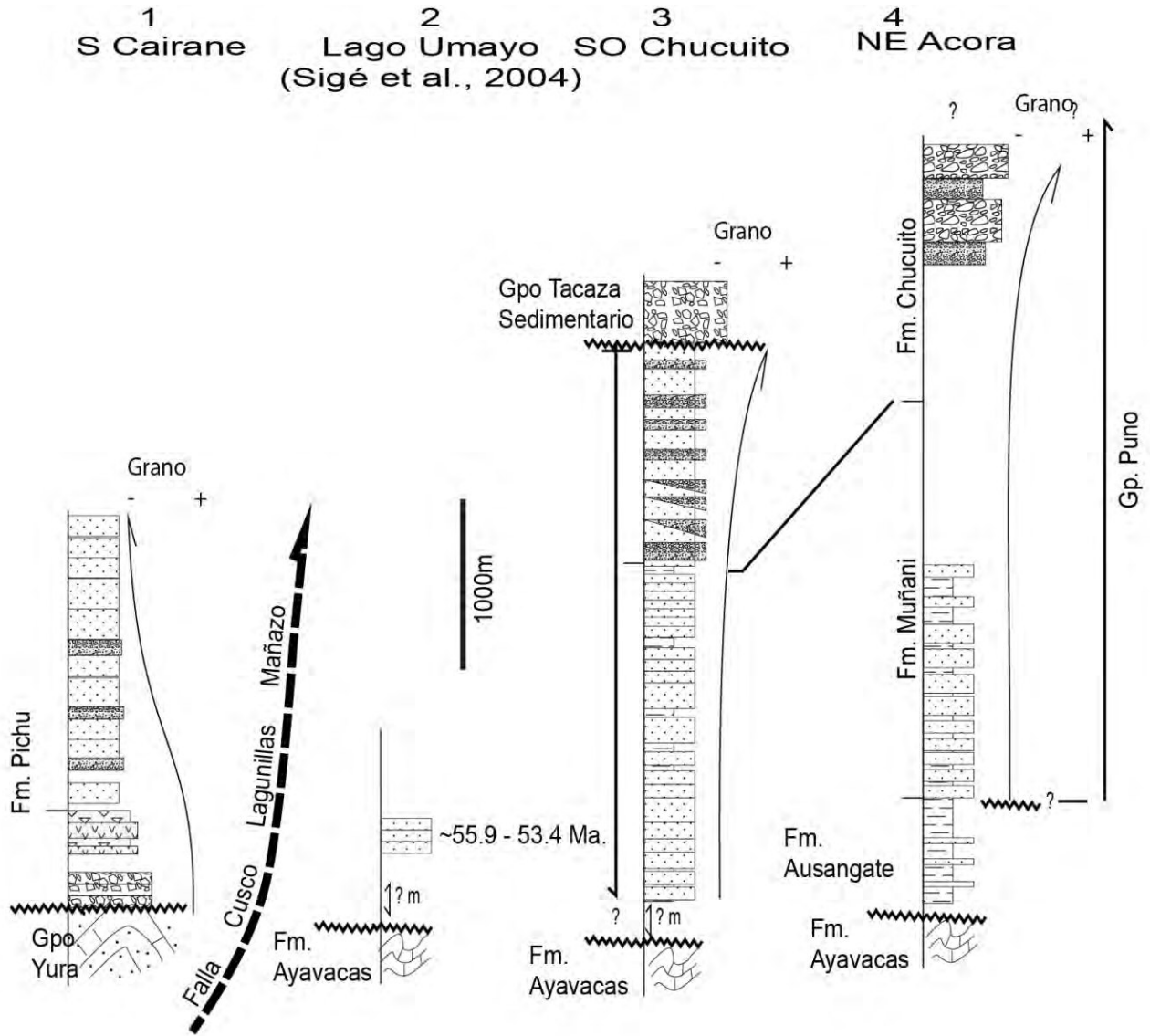


Figura 1. Columnas estratigráficas del Grupo Puno y la Formación Picchu en los cuadrángulos de Puno y Ácora.

En general, al igual que en la columna de Ácora, la secuencia es grano- y estratocreciente. El medio sedimentario en la parte inferior corresponde a ríos distales con llanura de inundación, los cuales se hicieron cada vez más proximales, llegando a depositar conglomerados. En esta secuencia no se han observado los conglomerados de la parte superior de la columna de Ácora: probablemente fueron erosionados antes que se depositasen los estratos del Grupo Tacaza.

2.3. Laguna Umayo

En la Laguna Umayo, los estratos del Grupo Puno se encuentran de manera subhorizontal. No afloran la base y el techo de la sucesión sedimentaria. En este sector estudios de magnoestratigrafía indicaron una edad Eoceno inferior, comprendida entre ~55.9 y ~53.4 Ma (Sigé et al., 2004). Por comparaciones al sur y norte de la zona de estudio, esta edad corresponde a la parte inferior de las columnas de Chucuito y Ácora (Fig. 1).

2.4. Otros afloramientos

Otros afloramientos cartografiados como Grupo Puno se encuentran a espaldas de los cabalgamientos de Mañazo (Hawkins & Alván, 1983; Jaillard & Santander, 1992; Valencia & Rosel, 2001; entre otros), siendo compuestos de conglomerados, areniscas, y niveles de lavas. Los conglomerados tienen una textura caótica con clastos angulosos de naturaleza sedimentaria y volcánica, que pueden llegar a 1 m de diámetro; por sectores la matriz es areno-conglomerádica, de colores rojo y verde. Las areniscas son masivas, con pequeños canales conglomerádicos con clastos subredondeados, y presentan cristales erosionados de plagioclasa; generalmente tienen un color marrón rojizo en la base y verde al techo por la alteración de plagioclasa a clorita.

En general la secuencia es grano- y estratodecreciente. Empieza con un ambiente de abanicos aluviales proximales, pasando luego a abanicos distales con presencia de volcanismo. Por la presencia de cristales de plagioclasa y el color verde más abundante al techo, se evidencia que el sistema fue cada vez más volcánico.

3. Conclusiones

Por Ácora y Chucuito, el Grupo Puno está compuesto en la base por areniscas y lutitas; a medida que se sube en la columna, las lutitas desaparecen y comienzan a estar presentes conglomerados, que se hacen más abundantes al techo, hasta que desaparecen las areniscas. En general corresponden a una secuencia grano- y estratocreciente que representa la progradación de medios fluviales proximales (y abanicos aluviales) sobre medios fluviales distales con llanura de inundación.

En cambio, la columna de la hacienda Cairane está compuesta por conglomerados con clastos angulosos que pasan progresivamente a areniscas masivas. En general es una secuencia grano- y estratodecreciente generada por la retrogradación de abanicos aluviales proximales a abanicos aluviales distales en un ambiente volcánico.

Para cartografiar el Cenozoico en el Altiplano, se debe incluir dentro del Grupo Puno dos formaciones (Fig. 1): 1) la Formación Muñani en la parte inferior (areniscas y lutitas), y 2) la Formación Chucuito (areniscas y conglomerados).

A las espaldas del sistema de falla Cusco-Lagunillas-Mañazo, la secuencia sedimentaria que se encuentra debajo del Grupo Tacaza y sobre las unidades estratigráficas del Mesozoico debe ser cartografiada como Formación Pichu.

Esta nomenclatura es un equivalente lateral de la aplicada en la región de Cusco y Sicuani (La Torre & Oros, 2000; Carlotto et al., 2005), en donde el Grupo San Jerónimo está dividido entre las formaciones K'ayra y Soncco, las mismas que son equivalente a las formaciones Muñani y Chucuito respectivamente. El paralelismo de la nomenclatura estratigráfica entre las dos regiones es tanto que al sur y oeste del sistema de fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo se encuentra la Formación Anta, que es el equivalente lateral de la Formación Pichu.

Referencias

- Cabrera, A., Petersen, G. 1936. Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, v. 115, p. 1-102.
- Carlotto, V., Jaillard, E., Carlier, G., Cárdenas, J., Cerpa, L., Flores, T., Latorre, O., Ibarra, I. 2005. Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del sur del Perú. Sociedad Geológica del Perú, Volumen Especial, v. 6, p. 103-126.
- Hawkins, M.P., Alván, C. 1983. Mapa geológico del cuadrángulo de Puno. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 42.
- Latorre, O., Orós, F. 2000. Evolución sedimentológica y tectónica terciaria entre la laguna Langui-Layo y Llalli (borde NE de la Cordillera Occidental). Tesis de Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional San Antonio Abad, Cusco, 89 p.
- Jaillard, E., Santander, G. 1992. La tectónica polifásica en escamas de la zona de Mañazo-Lagunillas (Puno, sur del Perú). Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, v. 21, p. 37-58,
- Newell, N. 1949. Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. Geological Society of America. Memoir, v. 36, 111 p.
- Palacios, O., De La Cruz, J., De La Cruz, N., Klinck, B.A., Ellison, R.A., Hawkins, M.P. 1993. Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca, sur del Perú (Proyecto integrado del Sur). Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 42, 257 p.
- Sánchez, W., Zapata, A. 2001. Mapa geológico del cuadrángulo de Ácora. INGEMMET, Actualización de la Carta Geológica Nacional.

Sempere, T., Acosta, H., Carlotto, V. 2000. Estratigrafía del Mesozoico y Paleógeno en la región del Lago Titicaca: hacia una solución? Trabajos técnicos, X Congreso Peruano de Geología, Lima, v. 1, p. 252-291.

Sigé, B., Sempere, T., Butler, R., Marshall, L., Crochet, J. 2004. Age and stratigraphic reassessment of the fossil-

bearing Laguna Umayo red mudstone unit, SE Peru, from regional stratigraphy, fossil record, and paleomagnetism. *Geobios*, v. 37, p. 771-794.

Valencia, M., Rosell, W. 2002. Mapa Geológico del cuadrángulo de Puno a escala 1:50,000. INGEMMET, Actualización de la Carta Geológica Nacional.



Elementos para una actualización de la estratigrafía del Grupo Moquegua, sur del Perú

Thierry Sempere¹, Javier Jacay², y Fredy García³

¹ IRD e ISTerre, Université Savoie–Mont Blanc, 73376 Le Bourget-du-Lac, Francia (thierrysempere@icloud.com)

² Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional de San Agustín, Arequipa, Perú

³ EAP Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Av. Venezuela cda 34 s/n, Lima 1, Perú

ABSTRACT

The Moquegua Group of southern Peru was deposited in the Central Andean forearc from the Early Eocene (and possibly latest Paleocene) to the Pliocene, almost exclusively in continental environments. This mega-unit groups 4 units that are characterized as follows:

- The “Moquegua A” unit (MoqA) consists of dominantly fine-grained red beds, locally with gypsum. Its base is inferred to be diachronic and as old as ~50-55 Ma; its top is locally dated ~45 Ma.

- The “Moquegua B” unit (MoqB) is highly variable in lithology, depending on position in the sub-basins. Dominantly coarse conglomerates of fluvial origin (Caravelí, Aplao, Huanca areas) laterally grade into reddish sandstones and siltstones deposited in apparently endorrheic alluvial environments, locally including gypsum and/or aeolian sandstones. Its base and top are dated ~45 and 30 Ma, respectively, albeit in distinct sub-basins.

Both units MoqA and MoqB commonly display synsedimentary extensional features, exhibit a dominant reddish color, and include very little pyroclastic material. Because of these shared features and the fact that they were deposited in the same sub-basins of the Moquegua Basin, locally without apparent discontinuity, they can be collectively referred to as the “Lower Moquegua subgroup” (MoqA+B). Given that these accumulations were

coeval with normal faulting, it is likely that they were driven by extensional collapse of the Toquepala arc, which had been active in the same area between ~90 and ~53 Ma.

- In contrast, the “Moquegua C” unit (MoqC) consists of dominantly tuffaceous volcanoclastic strata and intercalated lacustrine deposits, pyroclastic beds, and large ignimbrite flows. This unit was deposited over a significantly broader area than the MoqA+B. Its base is dated 30 Ma in the Moquegua area; ~25 Ma-old marine strata occur in the small, western Caravelí-Cunucuno area; the top of the MoqC unit is ~23 Ma along the coastal area, but is markedly diachronic (up to <13 Ma?) along the Western Cordillera and in related paleovalleys, leading to a tentative distinction between MoqC1 and MoqC2 sub-units.

- The “Moquegua D” unit (MoqD) is distinct in that it accumulated after a period of marked erosion. It mostly consists of locally thick conglomerates that infill incised paleovalleys (especially in the eastern region) and/or onlap over erosional paleosurfaces (south and west of Arequipa); it also includes large ignimbrite flows and tuffs. Its base is diachronic, locally as old as ~14 Ma but otherwise ~10 Ma; its top is slightly younger than 4.9 Ma, and estimated to be ~4.5 Ma. Except for pyroclastic deposits, erosion has apparently prevailed everywhere since then.

1. Introducción

En su conjunto, los depósitos cenozoicos de antearco expuestos en el sur del Perú proporcionan una información muy valiosa para reconstruir la evolución de la vertiente pacífica de los Andes Centrales a estas latitudes. Estas acumulaciones esencialmente sedimentarias se distribuyen entre una franja de unos 30–100 km de ancho que corre entre la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa (Grupo Moquegua), y una delgada faja muy costera al pie de esta última (Grupo Camaná). El presente trabajo sólo concierne al Grupo Moquegua, que se caracteriza por haber sido depositado en ambientes mayormente continentales. Estos depósitos han sido anteriormente estudiados principalmente en forma tradicional, es decir mediante columnas estratigráficas (forzosamente unidimensionales). Debido a la aridez de la región costera del sur del Perú, la tecnología proporcionada por Google Earth permite ahora seguir fácilmente unidades entre zonas de afloramiento distintas, y ya no solamente comparar columnas. De esta forma se puede adquirir una visión prácticamente tridimensional del Grupo Moquegua, y asimismo mejorar mucho el entendimiento de su estratigrafía y origen. En este trabajo presentamos una síntesis de los principales avances alcanzados hasta ahora, basándonos en

observaciones estratigráficas y tectónicas bi- y hasta tridimensionales, y en las dataciones obtenidas durante la última década (Roperch et al., 2006; Thouret et al., 2007; Schildgen et al., 2009; Gunnell et al., 2010; Noury, 2014).

2. Reseña de las principales características del Grupo Moquegua

El Grupo Moquegua abarca los depósitos de antearco mayormente continentales que se acumularon entre la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa del sur del Perú entre el Eoceno inferior (y, localmente, quizás el Paleoceno superior) hasta el Plioceno. Pese a que esta unidad se dividió tradicionalmente en 2 partes (“Moquegua inferior” y “Moquegua superior”; Marocco, 1984; Marocco et al., 1985; Sébrier et al., 1988), es preciso ahora distinguir en realidad 4 unidades (Sempere et al., 2004; Roperch et al., 2006).

La definición de estas unidades se ha basado en un gran número de observaciones de campo, que la tecnología de Google Earth ha podido refinar en forma notable. La Figura 1 abajo ilustra un buen ejemplo de la definición de las unidades A, B, y C del Grupo Moquegua, mientras que la Figura 2 sintetiza la información cronoestratigráfica disponible hasta la fecha.

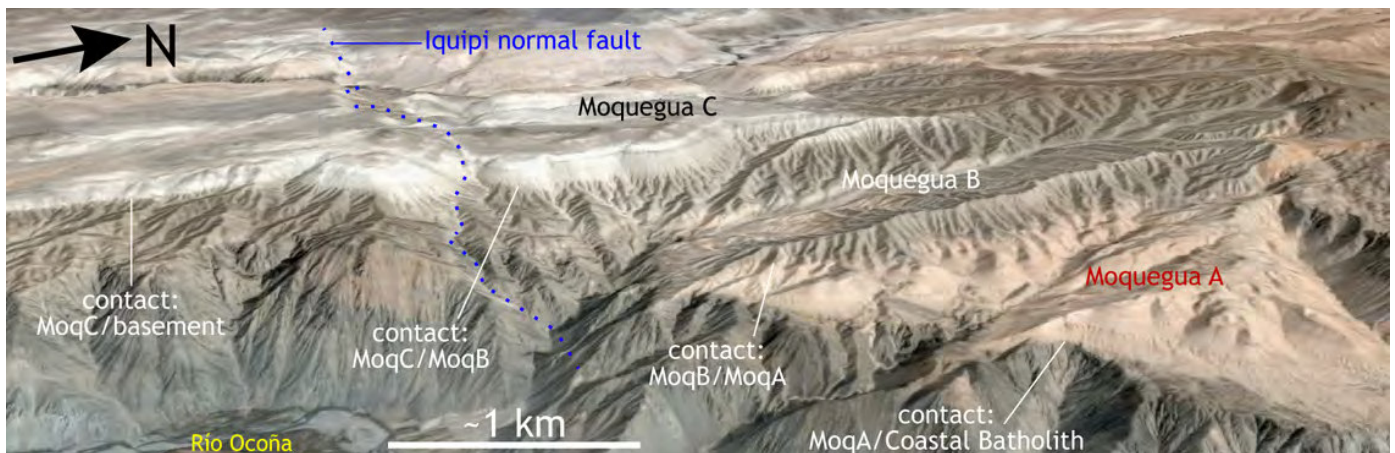


Figura 1. La distinción entre las unidades A, B y C del Grupo Moquegua se aprecia particularmente bien en la zona ubicada al oeste del Río Ocoña a la latitud aproximada del pueblo de Iquipi, zona que pertenece a la columna “Caravelí-Cunucuno” de la Fig. 2. A la izquierda, el Grupo Moquegua descansa sobre migmatitas proterozoicas al sur de la falla (normal) de Iquipi, y sobre granitoides del Batolito Costero al norte. A la derecha, la unidad “Moquegua A” consiste de pelitas, limolitas y areniscas rojizas, localmente con yeso, y sólo existe al norte; básicamente representa depósitos aluviales algo distales. La unidad “Moquegua B” sobreyace a la anterior con una discontinuidad levemente erosiva, incluyendo en su base un nivel de tufita datado en ~45 Ma (Roperch et al., 2006); en fuerte contraste con el Moquegua A, consiste mayormente de conglomerados gruesos con clastos redondeados de origen variado, depositados en un ambiente fluvial netamente proximal; se la conoce también solamente al norte de la falla de Iquipi. Aquí la unidad “Moquegua C” sobreyace a la anterior con una discontinuidad de tipo hiato, pero, al sur de la falla, descansa directamente sobre el basamento neoproterozoico; en fuerte contraste con el Moquegua B, consiste de depósitos clásticos muy tobáceos (de ahí su color dominante blanquecino), que van de conglomerados a pelitas e incluyen niveles con fósiles indudablemente marinos (Huamán, 1985; Noble et al., 1985); su parte superior incluye niveles piroclásticos datados (ver Fig. 2). Vista oblicua (panorama) obtenida por Google Earth.

2.1. Moquegua “A”

En forma más general, el “Moquegua A” (MoqA) consiste principalmente de estratos areno-pelíticos siempre rojizos, que comunmente incluyen yeso (especialmente en Sotillo) y otras evaporitas. Es frecuente observar fallas normales sinsedimentarias (selladas) en este unidad (Sempere et al., 2004). En la zona este, su base descansa

sobre el Grupo Toquepala con una discordancia a menudo angular, mientras que en la zona oeste sobreyace a rocas más antiguas y/o más profundas, como el Batolito Costero o el Jurásico. Se infiere que esta base es diacrónica, probablemente ~50-55 Ma; el tope del MoqA está datado en 44.5 ± 0.4 Ma (Roperch et al., 2006; Fig. 2).

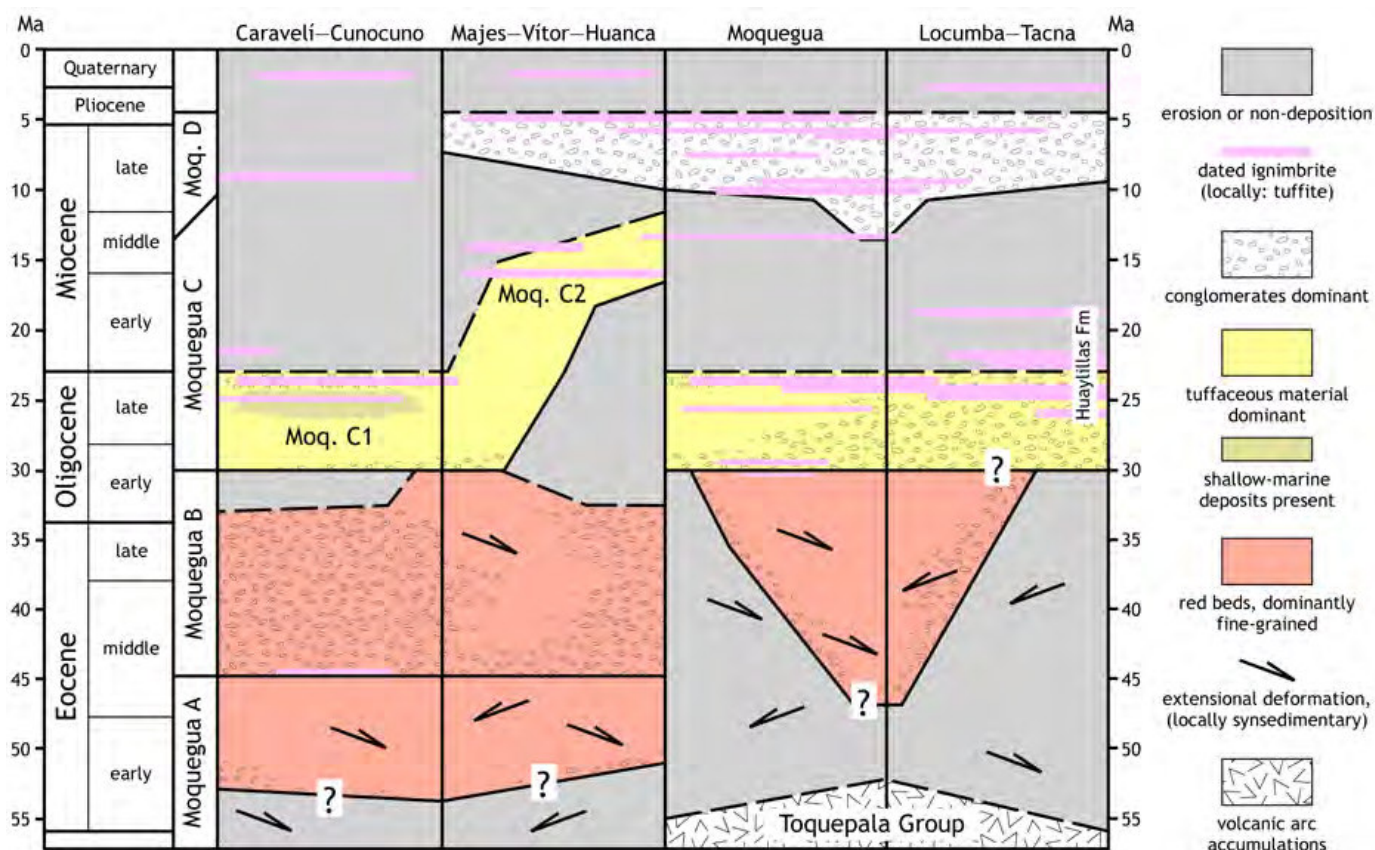


Figura 2. Cronoestratigrafía actualizada del Grupo Moquegua en el sur del Perú, basada en datos lito- y cronoestratigráficos obtenidos entre Caravelí y Tacna. Consultar la bibliografía para el detalle de las ignimbritas, tobas y tufitas datadas. Este diagrama sinóptico bidimensional intenta abarcar datos tridimensionales múltiples, en forma necesariamente imperfecta.



Figura 3. Ejemplo típico de deformación extensional sinsedimentaria, con fallas normales selladas, en estratos areno-pelíticos de la unidad Moquegua B. Carretera Panamericana, ~2.4 km al suroeste del puente sobre el río Vitor, y ~45 km al OSO de la ciudad de Arequipa; coordenadas: lat. 16.473973°S, long. 71.948831°W.

2.2. Moquegua "B"

La litología del "Moquegua B" (MoqB) es bastante variable, porque depende de la posición que tenía la zona de observación en la respectiva sub-cuenca. Los conglomerados gruesos de origen fluvial que dominan en áreas como las de Caravelí, Aplao, y Huanca pasan lateralmente a capas rojas areno-pelíticas que fueron depositadas en ambientes aluviales aparentemente endorreicos (Corire, Vitor, área de Moquegua), e incluyen localmente yeso y/o areniscas eólicas (al sur de Moquegua). La base y el tope del MoqB están respectivamente datados en ~45 Ma en Caravelí y en 30 Ma al sur de Moquegua (localidades ubicadas en sub-cuencas distintas).

2.3. Características del conjunto Moquegua "A+B"

Tanto el "Moquegua A" como el "Moquegua B" presentan comúnmente estructuras extensionales sinsedimentarias (Sempere et al., 2004; Fig. 3). Ambas unidades muestran un color dominante rojizo, por lo que incluyen muy poco material piroclástico. Por estas características comunes y el hecho que se depositaron en las mismas sub-cuencas, localmente sin discontinuidad aparente, forman un conjunto al cual se puede referir como "subgrupo Moquegua inferior" (MoqA+B). Dado que estas acumulaciones ocurrieron en asociación con fallamiento normal, es probable que fueron controladas por el colapso extensional del arco Toquepala, el cual había sido activo en la misma área entre ~90 y ~55 Ma (Sempere et al., 2004).

2.4. Moquegua "C"

En contraste, el "Moquegua C" (MoqC) consiste de estratos predominantemente tobáceos y volcánoclasticos, donde se intercalan depósitos lacustres, niveles piroclásticos, y grandes flujos ignimbríticos. Esta unidad se acumuló sobre un área más extensa que el MoqA+B. Su base está datada en 30 Ma en la zona de Moquegua. En la zona de Caravelí-Cunucuno existen estratos claramente marinos, que han sido datados en ~25 Ma por su asociación con depósitos piroclásticos (Noble et al., 1985). El tope del MoqC es aproximadamente ~23 Ma a lo largo de la región costera, pero es marcadamente más joven y diacrónico (hasta <13 Ma ?) a lo largo de la actual Cordillera Occidental y en paleovalles vecinos, lo que sugiere distinguir dos sub-unidades, MoqC1 y MoqC2.

2.5. Moquegua "D"

El "Moquegua D" (MoqD) es distinto por el hecho que se acumuló después de un período de marcada erosión. Consiste principalmente de conglomerados que rellenan paleovalles incisados (especialmente en la zona este) y/o traslapan sobre paleosuperficies erosivas (al sur y oeste de Arequipa). También incluye grandes flujos ignimbríticos y tobas. Su base es diacrónica, localmente tan vieja como ~14 Ma pero generalmente ~10 Ma. Su tope es un poco más joven que un flujo ignimbrítico datado en 4.9 Ma, y por lo tanto se lo estima en ~4.5 Ma.

Exceptuando los depósitos piroclásticos, aparentemente la erosión ha dominado en todas partes desde entonces.

3. Conclusiones

El Grupo Moquegua abarca un intervalo de tiempo largo, cuya duración está comprendida entre 45 y 50 My. Las unidades que lo conforman se acumularon en contextos geodinámicos bastante distintos.

El conjunto "MoqA+B" se depositó entre ~55-50 y 30 Ma en un contexto eminentemente extensional, relacionado con el colapso gravitacional del arco Toquepala. La migración del arco hacia el norte entre ~50 y ~45 Ma hizo que la cuenca Moquegua se ubicara dentro del antearco del sur del Perú a partir de esa época.

La unidad "MoqC" se depositó durante la retromigración del arco hacia la fosa, la cual coincidió con su gran productividad magmática y su consecuente crecimiento. La acumulación del "MoqC" se inició a los 30 Ma en el suroeste, pero aparentemente recién alrededor de ~17 Ma al noroeste de la ciudad de Arequipa; terminó en la faja costera por los 23 Ma, pero después de los ~16 Ma en el valle de Majes, y por los ~12(?) Ma más al noreste. Por lo tanto, las dataciones disponibles sugieren que la depositación del "MoqC" fue marcadamente diacrónica (Fig. 2), lo que probablemente refleja el hecho que se desarrolló durante el período de retromigración y crecimiento del arco magmático, fenómenos que indudablemente generaron deformaciones corticales importantes.

En fuerte contraste con lo anterior, la unidad "MoqD" se depositó, a partir de ~10 Ma y hasta ~4.5 Ma, sobre una extensa superficie de erosión, en muchos casos a manera de relleno de valles incisos. La superficie de erosión basal refleja una primera incisión, provocada por el levantamiento regional que fue causado por el creciente engrosamiento cortical coetáneo (Mamani et al., 2010), cuyos efectos resultaron en particular en el abandono de la sedimentación a lo largo de la faja costera alrededor de los ~23 Ma. El relleno de los valles incisos durante esta primera etapa de levantamiento refleja, al contrario, una subida relativa del nivel regional de base, que no se puede interpretar por una subida coetánea del nivel marino por su amplitud y su cronología; por lo tanto debe reflejar una subsidencia regional de la corteza del antearco, es decir un adelgazamiento relativo de ella, entre ~10 y ~4.5 Ma.

A partir de esta última fecha, los depósitos del "MoqD" han sufrido una incisión que ha resultado en la formación de los valles actuales, reflejando una segunda etapa de levantamiento y engrosamiento cortical, que muy probablemente se encuentra todavía en curso.

Referencias

- Decou, A., von Eynatten, H., Mamani, M., Sempere, T., Wörner, G. 2011. Cenozoic forearc basin sediments in Southern Peru (15–18°S): Stratigraphic and heavy mineral constraints for Eocene to Miocene evolution of the Central Andes. *Sedimentary Geology*, v. 237, p. 55–72.
- Gunnell, Y., Thouret, J.-C., Brichau, S., Carter, A., Gallagher, K. 2010. Low-temperature thermochronology in the Peruvian Central Andes: Implications for long-term continental denudation, timing of plateau uplift, canyon incision and lithosphere dynamics. *Journal of the Geological Society, London*, v. 167, p. 803–815.
- Huamán, D. 1985. Evolution tectonique cénozoïque et néotectonique du piémont pacifique dans la région d'Arequipa (Andes du Sud-Pérou). Thèse de doctorat de 3e cycle, Université de Paris-Sud (Orsay), 220 p.
- Marocco, R., 1984. Dynamique du remplissage d'un bassin intramontagneux cénozoïque andin: le bassin Moquegua (sud du Pérou). *Cahiers ORSTOM, Paris, série Géologie*, v. 14, p. 117–140.
- Marocco, R., Delfaud, J., Lavenu, A. 1985. Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontaña andina: el Grupo Moquegua (sur del Perú); primeros resultados. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 75, p. 73–90.
- Martínez, W., Cervantes, J. 2003. Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30'S. *Boletín del INGEMMET, serie D*, v. 26, 140 p.
- Noble, D.C., Sébrier, M., Mégard, F., McKee, E.H. 1985. Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 73, p. 345–349.
- Noury, M. 2014. Evolution géologique de l'avant-arc sud-péruvien : apports des données géo-thermochronologiques. Thèse de doctorat, universités de Grenoble et de Savoie, 341 p.
- Paquereau-Lebti, P., Thouret, J.-C., Wörner, G., Fornari, M. 2006. Neogene and Quaternary ignimbrites in the area of Arequipa, southern Peru: Stratigraphical and petrological correlations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 154, p. 251–275.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, F., Tapia, C., García, M., Laj, C. 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes: Tectonics, v. 25: TC3010, doi:10.1029/2005TC001882.
- Schildgen, T.F., Hodges, K.V., Whipple, K.X., Pringle, M.S., van Soest, M., Cornell, K. 2009. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics*, v. 28: TC4007, doi:10.1029/2008TC002403.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J.-P. 1988. Tectonics and uplift in the Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to Present. *Géodynamique*, v. 3, p. 85–106.
- Sempere, T., Jacay, J. 2007. Synorogenic extensional tectonics in the forearc, arc and southwest Altiplano of southern Peru. *Eos Transactions AGU*, v. 88 (23), Joint Assembly Supplement, Abstract U51B-04.
- Sempere, T., Jacay, J., Fornari, M., Roperch, P. 2002. Megasecuencias sedimentarias en la parte inferior del Grupo Moquegua (área de Aplao, departamento de Arequipa). XI Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Sempere, T., Fornari, M., Acosta, J., Flores, A., Jacay, J., Peña, D., Roperch, P., Taípe, E. 2004. Estratigrafía, geocronología, paleogeografía y paleotectónica de los depósitos de antearco del sur del Perú. Extended abstract, XII Congreso Peruano de Geología, Lima, p. 533–536.
- Thouret, J.-C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T. 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 263, p. 151–166.



Sedimentología de las secuencias sedimentarias y volcánico-clásticas de una cuenca intramontañosa: la cuenca Puquio (Mioceno), Ayacucho, Sur del Perú

Luis Ayala, Luis Cerpa, Luis Muñoz, Antonio Chacón, Diego Siesquén, y Juan Martínez

Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima (layala@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

A lo largo de los Andes Centrales, la zona volcánica cenozoica del sur del Perú representa un sitio de interés para el estudio del volcanismo generado durante dicha era, así como brinda nociones importantes para el estudio de la sedimentología y la tectónica en zonas intramontañas. A nivel regional, la importancia de la geodinámica ocurrida en la Cordillera Occidental y el Altiplano del Perú ha sido explicada por diversos autores (Marocco & Noblet, 1990; Jaimes & Romero, 1996; Carlotto, 1998; Flores & Rodríguez, 1999; Cerpa & Meza, 2001; Sempere et al., 2004; Torres, 2011; Horton, 2012), los cuales resaltan el funcionamiento simultáneo entre sedimentación, tectonismo, y volcanismo ligado al desarrollo de una serie de cuencas sedimentarias cuyas geometrías alargadas son principalmente NO-SE. Para el caso de estudio expuesto a continuación, la "Cuenca Puquio" se ha definido en base a las observaciones regionales, relaciones estratigráficas, geocronología, análisis sedimentológico-paleogeográfico, y a su posición estructural relacionada a un orógeno no colisional.

2. Área de trabajo y marco geológico regional

El área de trabajo donde se han llevado a cabo las observaciones de campo, se encuentra ubicada en la zona sur del Perú dentro de la provincia de Lucanas, departamento de Ayacucho (Fig. 1A), en los alrededores de los poblados de Ajtapa, Lucanas, y Puquio. Morfoestructuralmente, el área de trabajo se localiza a lo largo de la Cordillera Occidental y se encuentra limitada por estructuras regionales NO-SE (Castillo et al., 1993; Montoya et al., 1994; Caldas et al., 1981; Sánchez et al.,

2003), centros volcánicos miocénicos (Chinchecca) y miopliocénicos (Jellojasa, Tres Cruces, Antaorjo, Concayllo, e Incapacha). La Formación Puquio (Caldas et al., 1981) corresponde a una sucesión sedimentaria y volcánico-clástica que abarca la mayor parte del área de influencia descrita (cuadrángulo de Puquio), la cual sobreyace en discordancia angular al basamento plegado conformado por el Grupo Yura (Jenks, 1948; Benavides, 1962), así como al del Paleógeno medio-superior (Fig. 1B). Este último está representado por unidades compuestas por conglomerados y areniscas rojizas volcanoclásticas del Eoceno denominados como Formación San Pedro (Montoya et al., 1994); del mismo modo que por las areniscas volcanoclásticas y flujos piroclásticos del Oligoceno superior-Mioceno inferior denominados como Formación Castrovirreyna (Salazar & Landa, 1993). A la Formación Puquio le sobreyacen, en ligera concordancia, los flujos piroclásticos de los centros volcánicos miopliocénicos adyacentes.

Otros afloramientos similares a la Formación Puquio han sido reportados al norte (cuadrángulo de Santa Ana), este (cuadrángulos de Chaviña y Querobamba), y sur (cuadrángulo de Coracora) del área de trabajo (Fig. 1C). Siendo éstas las localidades aledañas al Río Iruro, Andamarca y Coracora, que presentan afloramientos de conglomerados imbricados y niveles arenosos, a los que se les ha asignado una edad miocénica (Sánchez et al., 2003; Muñoz et al., 2012; este trabajo). Por otra parte, en la localidad de Colccapampa (Fig. 1C), Noble et al. (1979) reportan que los niveles más antiguos del Grupo Nazca están datados por K-Ar en ~23-22 Ma, los cuales son sobreyacidos por la Secuencia Volcánica Jollapata (este trabajo) datada por Ar-Ar entre los 20 y 18 Ma (Roperch et al., 2011). La parte inferior de esta secuencia volcánica posee niveles sedimentarios compuestos por arcillas y

capas delgadas de areniscas (similares a los de la Formación Puquio) que a su vez sobreyacen a la Formación Castrovirreyna. Mientras que hacia el este de la Represa de Pachaya, Roperch et al. (2011) reportan que los flujos piroclásticos del centro volcánico Incapacha, que

sobreyacen a la Formación Puquio, presentan edades Ar-Ar de ~6 Ma. A partir de estos argumentos, se asume que la edad de la Formación Puquio abarca la mayor parte de la época miocénica.

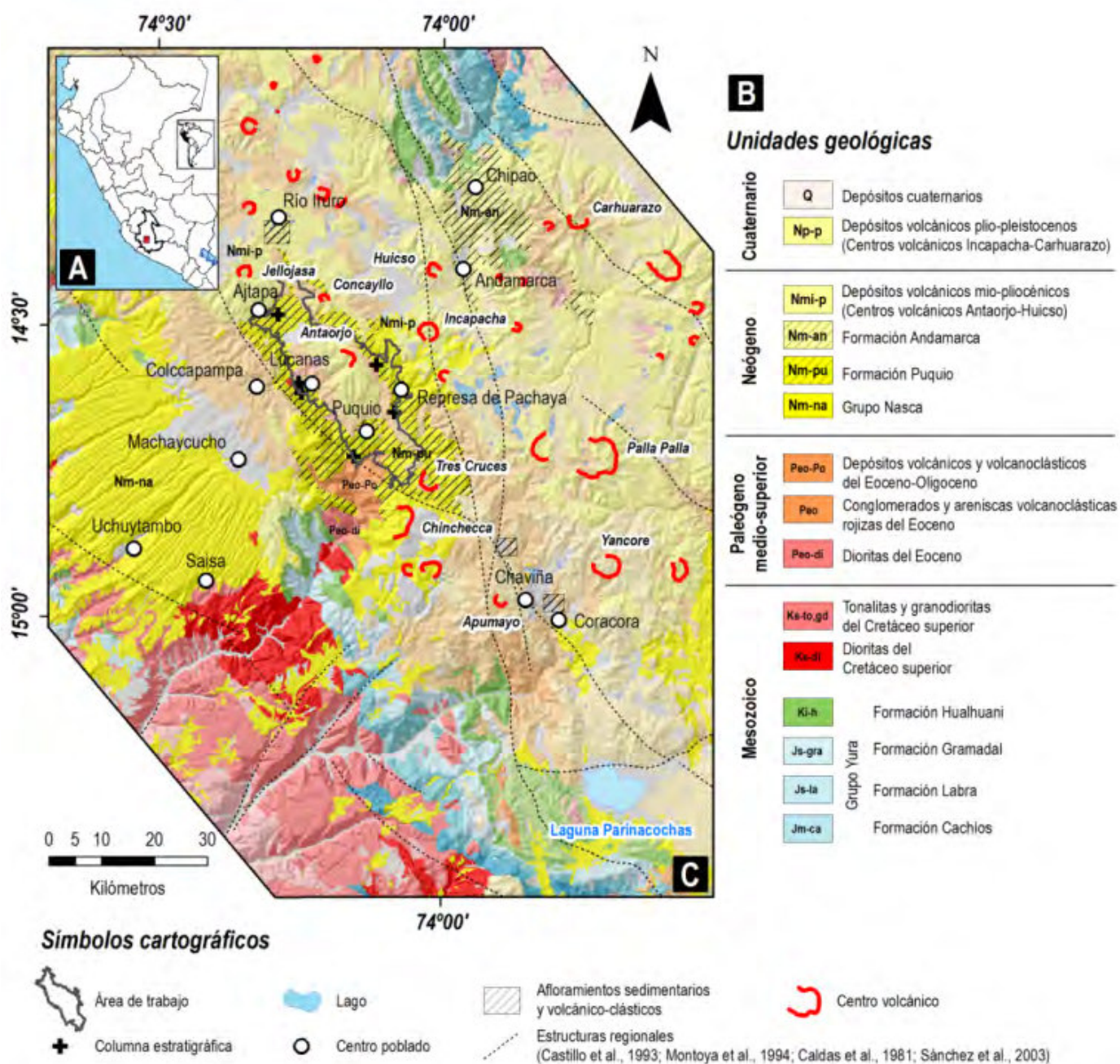


Figura 1. Ubicación del área de trabajo, cuyos límites conforman la extensión geográfica actual de la cuenca Puquio.

3. Sedimentología de la Formación Puquio

Cartográficamente, es posible dividir a la Formación Puquio en tres subunidades desde la base hacia el tope (Fig. 2: miembros A, B, y C), esto apoyado con el levantamiento e interpretación de 6 columnas estratigráficas mediante la descripción de litofacies, la identificación de asociaciones de facies sedimentarias, y la determinación de elementos arquitecturales (adaptado de Miall, 2006, y Miall, 2013):

3.1. El Miembro A

El miembro A (de 0 m a los 800 m, es decir con 800 m de espesor) sobreyace en discordancia angular a la Formación San Pedro en los alrededores de Cerro Barranca.

Corresponde a una sucesión de origen fluvial de alta energía a lacustre, compuesta por 5 secuencias granodecrecientes y 7 asociaciones de facies representadas por barras de conglomerados imbricados (GB), con dirección de paleocorrientes hacia el SO, barras

arenosas (SB), llanuras de inundación, y lagos (FF) que se encuentran intercalados con flujos piroclásticos ricos en cristales de biotita y cuarzo (V). Hacia el tope de este miembro se observan sedimentos laminares con una

marcada gradación normal, que son afectados por deformación sinsedimentaria, los cuales han sido interpretados como turbiditas de baja densidad.

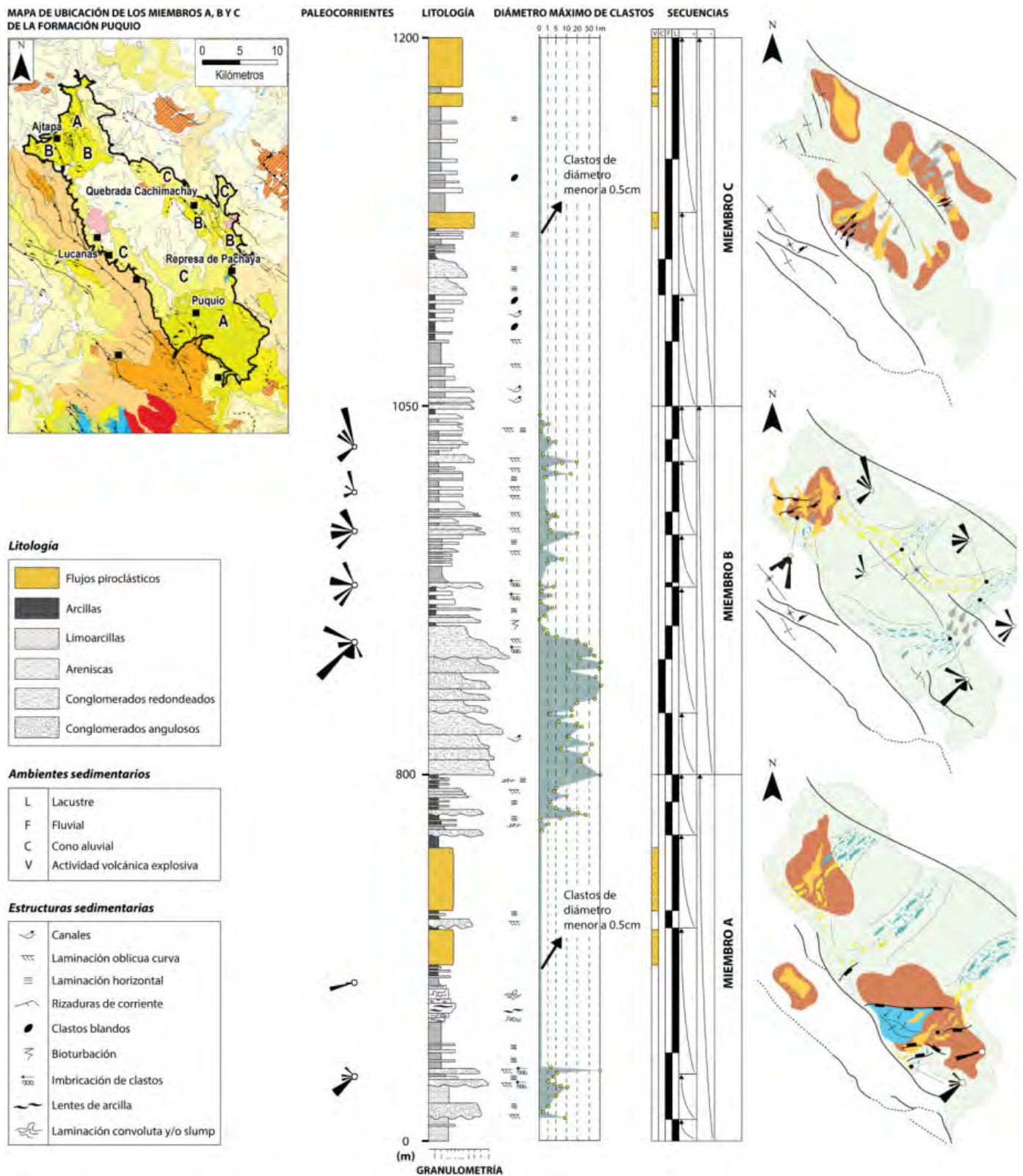


Figura 2. Columna estratigráfica y paleogeografía de la Formación Puquio. Los miembros A, B, y C se han definido en base al cartografiado geológico (este trabajo) y a la interpretación sedimentológica de secuencias. La escala vertical de los miembros B y C se ha exagerado para el detalle de las facies sedimentarias incluidas en estos.

3.2. El Miembro B

El miembro B (de los 800 a los 1050 m, es decir con 250 m de espesor) aflora en la Represa de Pachaya y en los alrededores del poblado de Ajtapa. Corresponde a una sucesión netamente fluvial de alta energía, compuesta por 5 secuencias granodecrecientes y 10 asociaciones de facies representadas por barras de conglomerados imbricados (GB), flujos gravitacionales (SG), barras arenosas (SB), y llanuras de inundación (FF). El diámetro máximo de clastos varía entre 50 y 100 cm. Las barras arenosas muestran abundantes estratificaciones cruzadas en artesa, que indican direccionalidad hacia el NO, gradando hacia el tope de la sucesión a niveles de arcillas laminadas.

3.3. El Miembro C

El miembro C (de los 1050 a los 1200 m, es decir con 150 m de espesor) aflora en el corte de la Quebrada Cachimachay. Corresponde a una sucesión fluvial de baja energía a lacustre, compuesta por 5 asociaciones de facies y 3 secuencias granodecrecientes representadas por barras arenosas (SB), flujos gravitacionales (SG), llanuras de inundación, y lagos (FF). Hacia la base de este miembro, los niveles arenosos y ocasionales niveles de conglomerados muestran una dirección de paleocorrientes hacia el SO, mientras que la parte intermedia y superior se caracteriza por la presencia de flujos piroclásticos, los cuales aumentan en ocurrencia y espesor. Los conglomerados presentes en cada uno de los miembros descritos están compuestos por lavas andesíticas oscuras, flujos piroclásticos soldados, y brechas volcánicas silicificadas pertenecientes a las formaciones San Pedro y Castrovirreyna.

4. Conclusiones: Evidencia de una cuenca sedimentaria

El análisis sedimentológico de la Formación Puquio revela que sus miembros comparten un origen geodinámico en común, cuya naturaleza está dada por sistemas fluviales de alta y baja energía y lacustres, que progradaban hacia el O debido al levantamiento del basamento plegado del Paleógeno medio-superior. Su espesor registrado (1200 m), su amplitud, y la presencia de niveles importantes de llanuras de inundación y lagos, junto a flujos piroclásticos intercalados, sugieren una rápida subsidencia tectónica acompañada por procesos volcánicos.

Adicionalmente, los miembros A, B, y C se encuentran afectados localmente por microestructuras tectónicas de rumbo. De acuerdo a estas evidencias, se interpreta que la sedimentación y el volcanismo explosivo estuvieron controlados por el tectonismo a lo largo de un depocentro de dirección NO-SE, cuyos límites paleogeográficos y estructurales fueron definidos por fallas regionales de rumbo andino que funcionaron durante la tectónica activa dada para el Mioceno dentro de una cuenca intramontañosa (Einsle, 1992; Allen & Allen, 2005; Horton, 2012) de probable régimen transcurrente.

Referencias

- Allen, P., Allen, J. 2005. Basin Analysis: Principles and Applications. Second edition, Blackwell Publishing, 549 p.
- Benavides, V. 1962. Estratigrafía pre-terciaria de la región de Arequipa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 38 p. 5-45.
- Caldas, J., Montoya, M., García, W. 1994. Geología de los cuadrángulos de Lomitas, Palpa, Nasca y Puquio. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 53.
- Carlotto, V. 1998. Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S), Pérou: enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques, évolution cinématique. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 203 p.
- Castillo, J., Barreda, J., Vela, Ch. 1993. Geología de los cuadrángulos de Laramate y Santa Ana. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 45, 66 p.
- Cerpa, L., Meza, P. 2001. Las cuencas neógenas del sur del Perú: La cuenca Descanso-Yauri (Mioceno). Tesis profesional, Universidad Nacional San Antonio Abad, Cusco, 130 p.
- Einsle, G. 1992. Sedimentary Basins: Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer-Verlag, 628 p.
- Flores, T., Rodríguez, R. 1999. Las cuencas neógenas del sur del Perú: La cuenca Tinajani; evolución sedimentológica, estratigrafía, paleogeografía y tectónica (Ayaviri, Puno). Tesis profesional, Universidad Nacional San Antonio Abad, Cusco.
- Horton, B.K. 2012. Cenozoic evolution of hinterland basins in the Andes and Tibet. In: Busby, C.J., Azor, A. (eds.). Recent advances in tectonics of sedimentary basins, Blackwell Science, p. 427-444.
- Jaimes, F., Romero, D. 1996. Las cuencas sinorogénicas de la región del Cusco: La cuenca Paruro (Mioceno superior). Tesis profesional, Universidad Nacional San Antonio Abad, Cusco.
- Jenks, W.F. 1948. Geología de la hoja Arequipa al 1/200,000. Boletín del Instituto Geológico del Perú, v. 9, 204 p.
- Marocco, R., Noblet, C. 1990. Sedimentation, tectonism and volcanism relationships in two Andean basins of southern Peru. Geologische Rundschau, v. 79, p. 111-120.
- Miall, A. 2000. Principles of Sedimentary Basin Analysis. Third edition, Springer, 616 p.
- Miall, A. 2006. The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology. Fourth edition, Springer, 582 p.
- Miall, A. 2013. Fluvial depositional systems. Springer, 316 p.
- Montoya, M., García, W., Caldas, J. 1994. Geología de los cuadrángulos de Lomitas, Palpa, Nazca y Puquio. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 53, 100 p.
- Muñoz, L., Siesquén, D., Navarro, J., Aguilar, R., Cerpa, L., Martínez, J. 2012. Sedimentología de la Formación Caudalosa (Mioceno) en el sector de Chirihuasi, Ayacucho: Primeros resultados. Resúmenes extendidos, XVI Congreso Peruano de Geología.

- Noble, D., Farrar, E., Cobbing, E. 1979. The Nazca Group of south-central Peru: Age, source, and regional volcanic and tectonic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 45, p. 80-86.
- Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., Fornari, M. 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics*, v. 30, 23 p.
- Salazar, H., Landa, C. 1993. Geología de los cuadrángulos de Mala, Lunahuaná, Tupe, Conayca, Chíncha, Tantaray y Castrovirreyna. *Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, v. 44, 96 p.
- Sánchez, J., Lagos, A., Surco, C. 2003. Memoria descriptiva de la revisión y actualización de los cuadrángulos de Puquio (30-ñ), San Ana (29-ñ), Chaviña (30-o) y Querobamba (29-o), escala 1/100,000. *Convenio INGEMMET-UNMSM. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 63p.
- Sempere, T., Jacay, J., Carlotto, V., Martínez, W., Bedoya, C., Fornari, M., Roperch, P., Acosta, H., Acosta, J., Cerpa, L., Flores, A., Ibarra, I., LaTorre, O., Mamani, M., Meza, P., Odonne, F., Orós, Y., Pino, A., Rodríguez, R. 2004. *Sistemas transcurrentes de escala litosférica en el sur del Perú. Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial v. 5, p. 105-110.*
- Torres, D. 2011. *Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la cuenca Condoroma (Mioceno), Arequipa, sur del Perú. Tesis profesional, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 176 p.*

Primera evidencia de bivalvos fósiles perforadores de madera (teredínidos xilótrofos) e icnofacies de *Teredolites* en la Formación Yumaque de la cuenca Pisco (Ica, Perú)

Luz Tejada-Medina, César Chacaltana, y Waldir Valdivia

INGEMMET, Av. Canadá 1470, San Borja, apartado 889, Lima 41, Perú (ltejada@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

Se pone en evidencia el hallazgo paleontológico de bivalvos perforadores de madera, denominados teredínidos xilótrofos, en terrenos eocénicos correspondientes a la Formación Yumaque de la cuenca Pisco (cuadrángulo de Lomitas, 30-I). Estos terrenos se ubican en la localidad de Zamaca, en la costa del departamento de Ica (Figs. 1, 2), ubicada a 250 km al sur de la ciudad de Lima.

Los Teredinidae conforman una familia de bivalvos que tienen la propiedad de excavar y digerir madera, y cuya forma alargada (vermiforme) es una característica típica que corresponde a su adaptación y protección contra la desecación y ataque de los predadores. Como resultado de su actividad, se generan galerías recubiertas por carbonato de calcio que sirven para el anclaje muscular de los sifones y las paletas, protegiendo las partes blandas del animal durante la ocupación de la madera (Carrasco, 2005).

Estas estructuras fósiles cilíndricas han sido descritas como el icnogénero *Teredolites* Leymerie, 1842, que define la icnofacies de *Teredolites*, registrada también en secuencias de la Formación Chilcatay (Tejada et al., 2012, 2013).

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer por primera vez, la presencia de bivalvos teredínidos como parte de la fauna colonizadora de partes muertas de troncos flotantes en ambientes de estuarios y marinos someros, y algunos aspectos etológicos útiles que indica la polaridad de la bioturbación (Fig. 3).

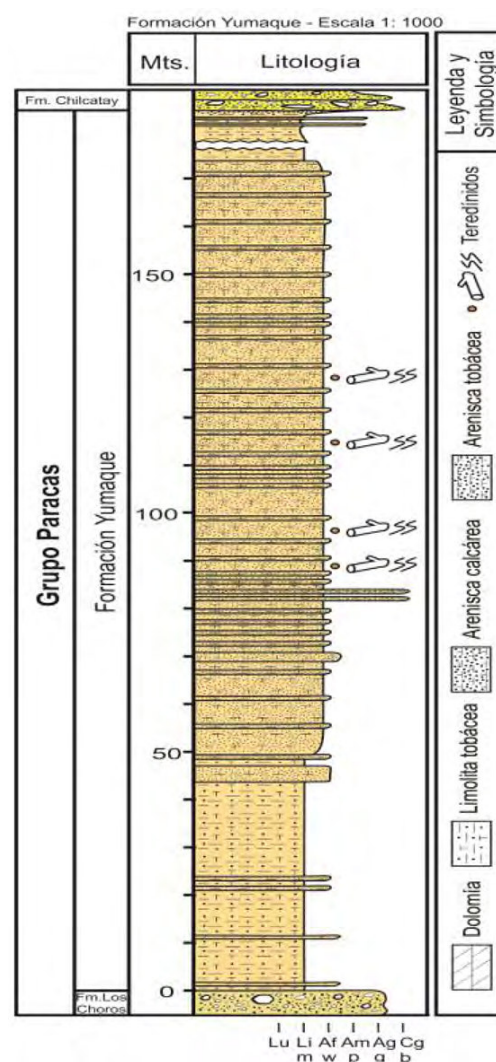


Figura 1. Columna estratigráfica de la Fm Yumaque.

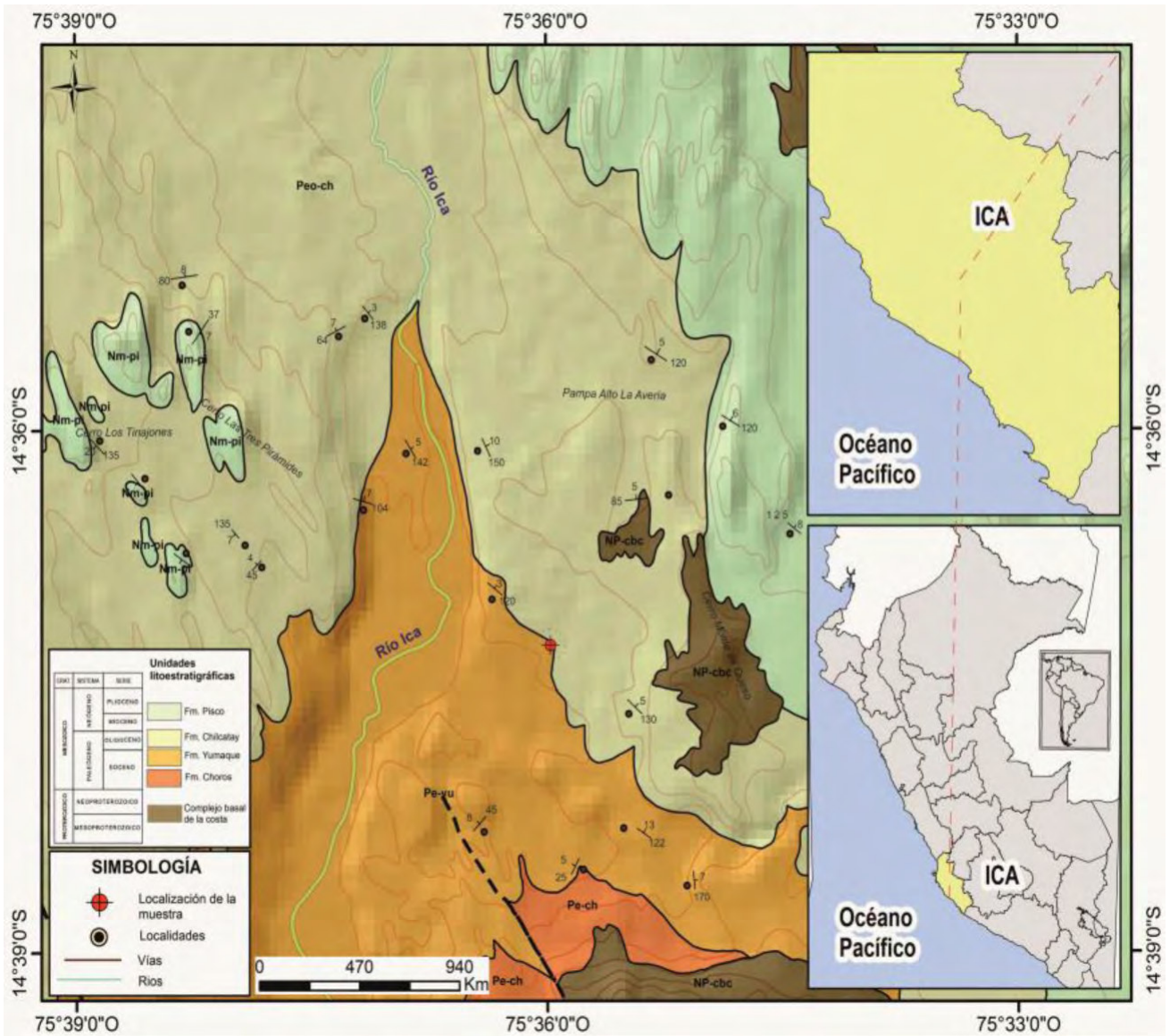


Figura 2. Localización de muestras con teredínidos xilótrofos en la cuenca Pisco.

2. Los teredínidos y su taxonomía bajo el espejo del actualismo

Los bivalvos fósiles perforadores de madera pertenecen a la Clase Bivalvia, Subclase Heterodonta, Orden Myoida, Superfamilia Pholadacea, y Familia Teredinidae. En la actualidad, este grupo de teredínidos comprende varios géneros que habitan sustratos orgánicos, particularmente árboles de mangle, y son considerados los degradadores principales de madera en las zonas marino-costeras templadas y tropicales (Distel et al., 2011). Por estos atributos, son particularmente objeto de estudio, dado los serios daños que ocasionan a las estructuras marítimas en los puertos (básicamente en pilotes y muelles). En la Figura 3 se puede apreciar una comparación del tubo calcáreo actual en una raíz de mangle y de la misma estructura fosilizada de una muestra.

3. Aspectos morfológicos

La taxonomía de los teredínidos actuales se basa en los caracteres de las partes blandas, y de las paletas, que son pequeñas piezas calcáreas situadas en la base de los

sifones y que normalmente no se fosilizan pues son muy pequeñas y frágiles (Carrasco, 2005). Las conchas, debido a su función principal excavadora, tienen alta variación intraespecífica (Ahrens et al., 2013) por lo que no reúnen las características para una definición taxonómica a nivel de especie. Sin embargo, resulta clave dar a conocer las primeras evidencias de estos bivalvos fósiles (productora de la mayormente registrada icnofacies de *Teredolites*), cuya taxonomía ha sido la menos estudiada, conociéndose algunas revisiones taxonómicas en el Atlántico y Pacífico americanos (Turner, 1954) y algunos datos de Europa y Australia (Brearley et al., 2003). Al respecto, los especímenes colectados están constituidos por moldes internos de conchas inequilaterales, adaptadas a la perforación, con umbo prosógiro y agudo cuyo vértice está dirigido hacia adelante formando un área para la fijación del músculo aductor. Tiene las márgenes lisas y no presenta dientes en la charnela. Las valvas no presentan ornamentación ni se manifiestan las líneas de crecimiento, formando la valva anterior un ángulo respecto a la valva posterior (Fig. 4).

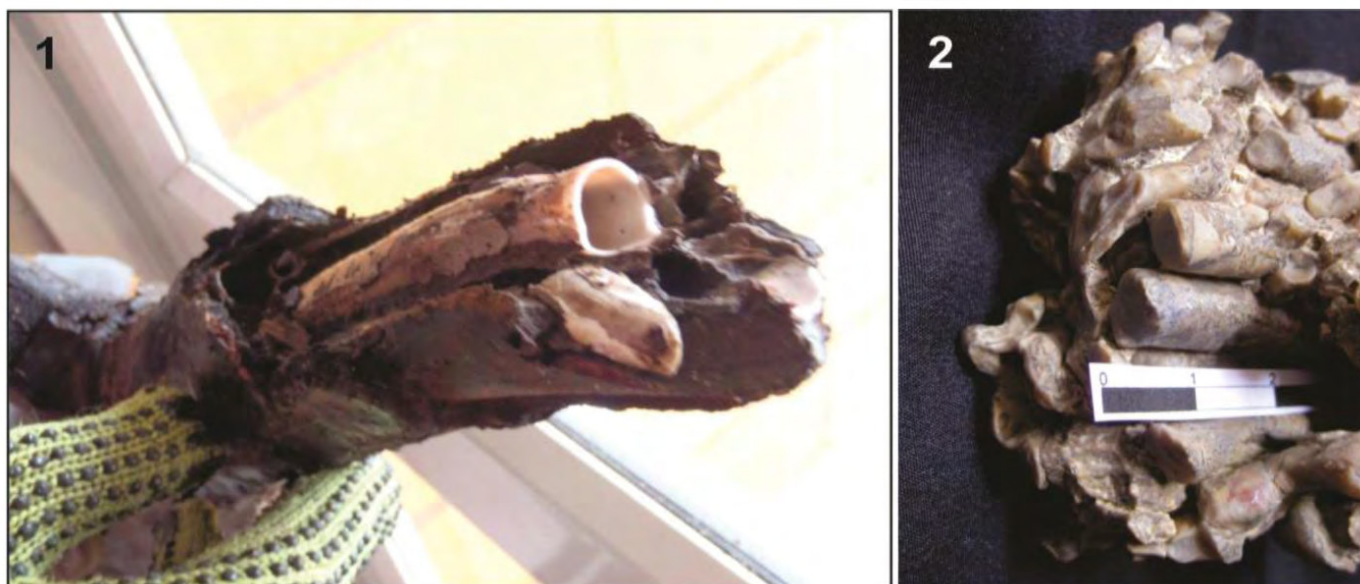


Figura 3. (1) Tubo calcáreo de *Teredo* reciente en la raíz de un mangle (tomado de Ahrens et al, 2013).
(2) Tubos calcáreos fósiles ilustrados en Tejada et al. (2012, 2013).

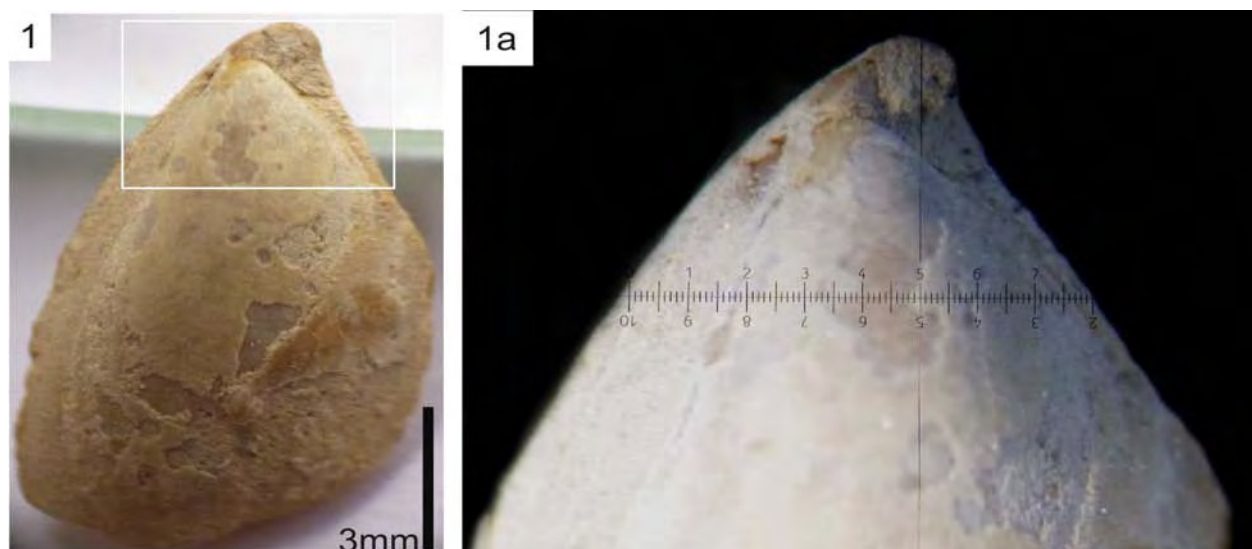


Figura 4. (1) Vista anterior de molde interno de la valva de un teredínido. (1a) Se observa la región umbonal con umbo prosógiro y agudo cuyo vértice está dirigido hacia adelante, formando un área que permitía la fijación del músculo aductor.

3. Aspectos etológicos

La degradación de la madera puede ser realizada por acción mecánica de estructuras morfológicas especializadas, como las desarrolladas por el *Teredo* que posee un vértice dentado en la concha (Turner, 1984). Estos teredínidos perforadores inician la excavación de la madera justo después del asentamiento de la larva que realiza un orificio en la superficie del tronco e inicia su penetración al interior, agrandando y profundizando a medida que crece y se moviliza. En la medida de su desarrollo, segrega capas de material calcáreo que revisten el interior del agujero, por lo que grandes segmentos de la madera terminan descompuestos, quedando una estructura tubiforme (Savrda & Smith, 1996; Pickerill et al., 2003; Tejada et al., 2012, 2013). Estos tubos se fosilizan en formas elongadas. La presencia de pseudocallos como la forma sinuosa o contorneada de los tubos son características que se presentan en los teredínidos xilófagos, por lo que su icnotaxonomía

responde a la icnoespecie *Teredolites longissimus* Kelly & Bromley, 1984 (Tejada, et al., 2012, 2013). La parte más gruesa de estos tubos se considera como su parte proximal, que es la polaridad normal de avance de la bioturbación, es decir del avance del organismo (Fig. 5-1).

4. Aproximaciones tafonómicas y paleoecológicas

Todas las especies de la familia Teredinidae utilizan la madera como alimento y la perforan por acción principalmente mecánica, recubriendo sus cavidades con una capa de limo calcáreo compactado en forma de tubo, que ayuda a proteger la consistencia de la cavidad (Board, 1970). Aunque han sido hallados en diferentes facies sedimentarias y ambientes, en todos los casos el icnogénero *Teredolites* es indicativo del ingreso de madera en medios marinos abiertos y marinos marginales

(Savrda, 1991; Savrda et al., 1993; Savrda et al., 2005), causado por la inundación de llanuras costeras forestadas por la acción de una transgresión. Estos hallazgos son documentados desde el Jurásico inferior hasta la actualidad (Ferrer & Gibert, 2005).

La abundancia y alta densidad de tubos presentes en el material de estudio revelan un gran desmoronamiento de los tejidos vegetales, lo que permite plantear la hipótesis de la presencia simbiótica de microorganismos descomponedores. El bivalvo inicia su actividad ingresando en el tejido leñoso perpendicular a su superficie externa y luego sigue el crecimiento de éste. Por el conocimiento que se tiene acerca de la biología de estos invertebrados, el proceso de colonización se realizaría en

lugares próximos a la costa. El hallazgo de pedazos de troncos fósiles y fragmentos dispersos en los niveles sedimentarios permite atribuir una distribución producto de la acción y arrastre de las corrientes. Asimismo, evidencia el aumento de densidad y paulatino asentamiento en el sustrato marino bajo una constante actividad predatora, dejando la parte expuesta a las corrientes con un mayor desgaste de los tejidos.

La posibilidad de que estos materiales se hayan depositado en un frente deltaico amerita un estudio de facies sedimentaria que sale de los objetivos del presente trabajo, pero que sin embargo será materia de concatenar más información obtenida al respecto.

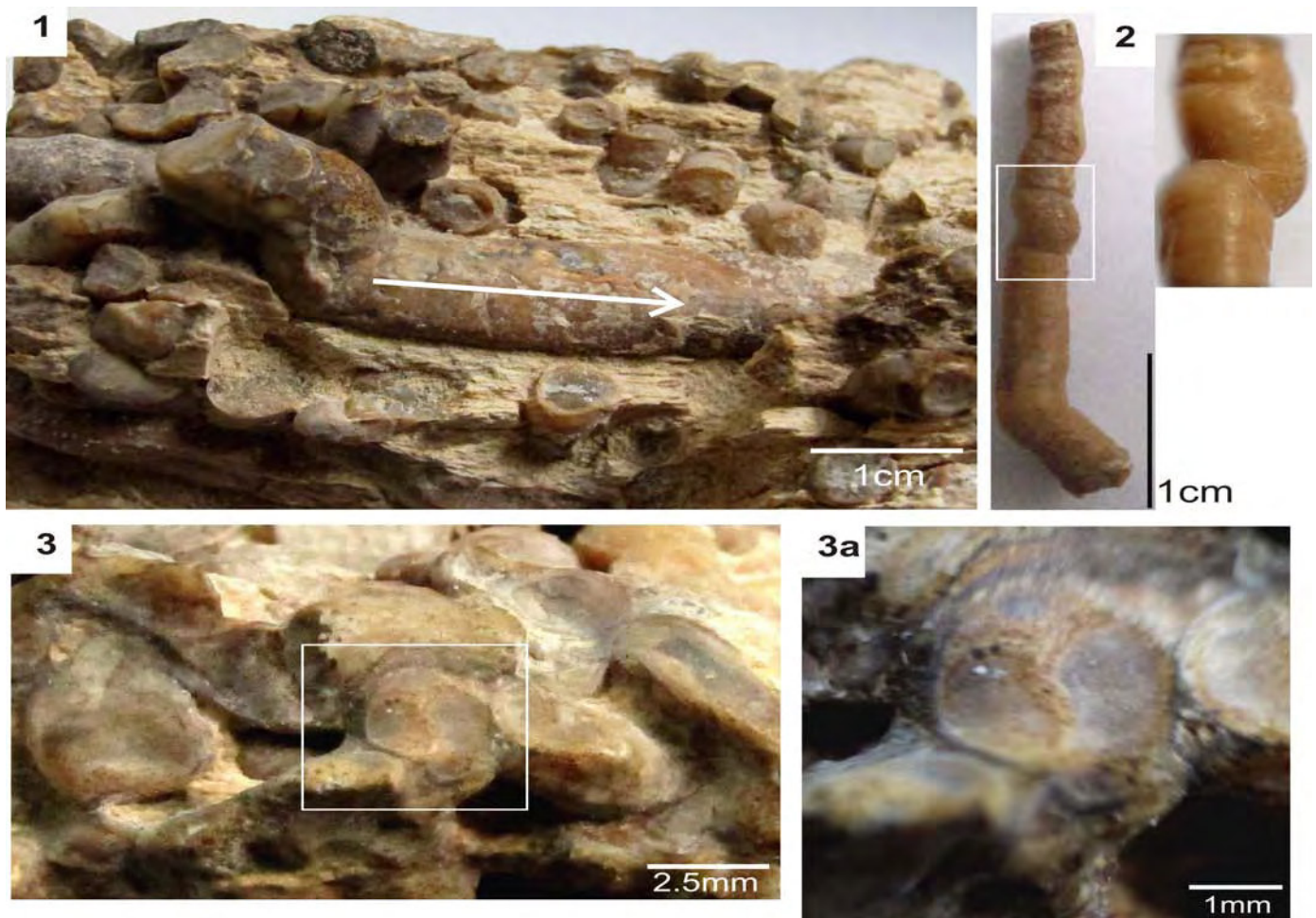


Figura 5. Orientación caótica y caracteres de *Teredolites longissimus*. (1) La flecha indica la polaridad o el sentido del crecimiento del tubo. (2) Vista de pseudocallos. (3) Sección transversal de un tubo; (3a) la misma sección mostrando el detalle de los sifones fosilizados.

5. Conclusiones

Se pone en evidencia por primera vez la presencia de bivalvos teredínidos xilófagos contenidos en la icnofacies atribuida a *Teredolites longissimus*. Estos fósiles se han clasificado como pertenecientes a la Familia Teredinidae y se distribuyen en niveles de areniscas calcáreas eocénicas de la Formación Yumaque del Grupo Paracas, en la cuenca Pisco. Asimismo, se comprueba el origen del icnogénero *Teredolites* por un mecanismo de bioerosión mecánica como producto de la acción perforante de los moluscos bivalvos, cuya polaridad es hacia la parte más gruesa de la

estructura. Por otro lado, las facies siliciclásticas que contienen a los bivalvos se interpretan de un ambiente marino marginal de cuenca abierta, con una fuerte dinámica mareal, que podría reflejar la hidrodinámica de un frente deltaico. Un próximo estudio de facies sedimentaria daría mejores luces al respecto.

El presente trabajo es una contribución al Proyecto GR-15 denominado "Paleontología y Geología de la cuenca Pisco" de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET.

Referencias

- Ahrens, M.J., Shipway, R., Caballero, S., Moncaleano-Niño, A.M., Luna-Acosta, A., Casseres-Ruiz, S. 2013. Molecular confirmation of three xylophagous bivalve species (Family Teredinidae) from Cartagena Bay and Barbacoas Bay, Caribbean Sea, Colombia. *Revista Mutis*, v. 3, p. 6-12.
- Board, P.A. 1970. Some observations on the tunneling of shipworm. *Journal of Zoology*, v. 161, p. 193-201.
- Brearley, A., Chalermwat, K., Kakhai, N. 2003. Pholadidae and Teredinidae (Mollusca: Bivalvia) collected from mangrove habitats on the Burrup Peninsula, Western Australia. In: Wells, F.E., Walker D.I., Jones, D.S., (eds), *The marine flora and fauna of Dampier, Western Australia*. Western Australian Museum, Perth, p. 345-362.
- Cantera, J.R. 2010. Bivalvos perforadores de madera (Mollusca: Teredinidae, Pholadidae) en la costa pacífica. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias*, v. 34 (132).
- Carrasco, J.F. 2005. Aportaciones al conocimiento de la icnoespecie *Teredolites longissimus* (Fm Serraduy, Eoceno inferior de la zona surpirenaica central). *Barcelona, Batalleria*, v. 12.
- Distel, D., Mehwish, A., Burgoyne, A., Linton, E., Mamangkey, G., Morrill, W., Nove, J., Wood, N., Yang, J. 2011. Molecular phylogeny of Pholadoidea Lamarck 1809 supports a single origin for xylophagy (wood feeding) and xylophagous bacterial endosymbiosis in Bivalvia. *Molecular Phylogenetic and Evolution*, v. 61, p. 245-254.
- Ferrer, O., Gibert, J.M. 2005. Presencia de *Teredolites* en la formación Arcilla de Morella (Cretácico Inferior, Castellón). *Revista Española de Paleontología, N.E.*, v. 10, p. 39-47.
- Pickerill, R.K., Donovan, S.K., Portell, R.W. 2003. *Teredolites longissimus* Kelly & Bromley from the Miocene Grand Bay Formation of Carricou, the Grenadines, Lesser Antilles. *Leiden, Scripta Geologica*, v. 125, p. 1-9.
- Savrda, C.E. 1991. *Teredolites*, wood substrates, and sea-level dynamics. *Geology*, v. 19, p. 905-908.
- Savrda, C.E., Ozalas, K., Demko, T.H., Huchison, R.A., Scheiwe, T.D. 1993. Log-grounds and the ichnofossil *Teredolites* in transgressive deposits of the Clayton Formation (lower Paleocene), western Alabama. *Palaios*, v. 8, p. 311-324.
- Savrda, C.E., Smith, M.W. 1996. Behavioral implications of branching and tube-lining in *Teredolites*. *Ichnos*, v. 4, p. 191-198.
- Savrda, C.E., Counts, J., McCormick, O., Urash, R., Williams, J. 2005. Log-grounds and *Teredolites* in transgressive deposits, Eocene Tallahatta Formation (southern Alabama, USA). *Ichnos*, v. 12, p. 47-57.
- Tejada, L., Chacaltana, C., Valdivia, W. 2012. Presencia de *Teredolites* en la Formación Chilcatay (Cenozoico inferior). XVI Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Tejada, L., Chacaltana, C., Valdivia, W. 2013. Presencia de *Teredolites* en la Formación Chilcatay (Cenozoico). *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 108, p. 166-169.
- Turner, R.D. 1954. The family Pholadidae in the western Atlantic and the Eastern Pacific. Part 1: Pholadinae. *Johnsonia*, v. 3, p. 1-64.
- Turner, R.D. 1984. An overview of research on marine borers: Past progress and future direction. In: Costlow, J. & Tiper, R. (eds), *Marine biodeterioration, an interdisciplinary study*. Proceedings, Symposium on Marine Biodeterioration, Annapolis, Maryland, p. 3-16.



Cuencas emergentes: Potencial hidrocarburífero de los reservorios carbonatados jurásicos y paleozoicos en la Faja Subandina peruana

Marco Vásquez y Diego Venturo

Repsol Exploración Perú, Victor Andrés Belaúnde #147, Centro Empresarial, torre X, piso 2, San Isidro, Lima 27, Perú

1. Introducción

Los carbonatos en el mundo albergan una gran cantidad de hidrocarburos. Sin embargo, muchas veces están mal vistos por las interrelaciones complicadas o la casi ausencia de porosidad, permeabilidad, y otras propiedades de los yacimientos. Esta comprensión es un total desafío a los geólogos que muchas veces al no entenderlos llegamos a conclusiones fáciles y que sólo nos llevan a seguir teniendo a estas rocas lejos de las posibilidades de ampliar los análisis y poder definirlos como objetivos primarios.

Las cuencas emergentes de rocas carbonatadas del Jurásico y del Paleozoico, potenciales reservorios pertenecientes a los Grupos Pucará y Copacabana-Tarma respectivamente, presentan características petrofísicas muy importantes en algunos sectores de las cuencas subandinas y deben ser estudiadas con mayor detalle para ser consideradas como objetivos reservorios primarios. Las características petrofísicas del Grupo Copacabana-Tarma y su distribución en las cuencas subandinas fueron presentados en trabajos publicados anteriormente (Vásquez, 2011, 2012, 2013).

En las cuencas Ucayali y Madre de Dios se identificaron 7 ciclos y un ambiente de depósito carbonatado de plataforma interna y externa, siendo hasta el momento confirmado por el pozo Mapi y los pozos de la estructura Mipaya, estos últimos probados y actualmente en producción en conjunto con los niveles clásticos de las formaciones Noi y Ene.

El Grupo Pucará ha sido presentado en varios trabajos y las zonas de mayor interés están en las cuencas Marañón, Huallaga, Santiago, y Ucayali, obteniéndose hasta el momento sólo resultados como roca generadora. En el caso de roca reservorio, se obtuvo algunos rastros de gas en dos pozos de la cuenca Marañón (Loreto y Shanusi). El

Grupo Pucará corresponde a un modelo sedimentario de rampa homoclinal, cuyo máximo depósito está en la actual zona de la Cordillera Norte y se levanta hacia el sur y este.

Analizando sísmicamente los dos grupos, los sistemas carbonatados tienen un efecto combinado de variaciones de facies deposicionales y alteraciones diagenéticas que juegan un rol importante en las variaciones de velocidades sísmicas y en la impedancia acústica. La interpretación convencional de la sísmica 2D y 3D no es un método ideal predictivo para caracterizar reservorios carbonatados por la complejidad y heterogeneidad de estos sistemas.

2. Geología

2.1. Paleozoico

2.1.1. Grupo Tarma

La primera gran transgresión carbonatada de alcance regional se inicia en el Carbonífero superior con un depósito basal de areniscas calcáreas, de color verde, de grano medio a fino, bien seleccionadas, gradando hacia la parte superior a limolitas y lodolitas.

Hacia el noreste y este de la Cuenca Ucayali (pozos La Colpa, Shahuinto, Platanal) se depositaron una alternancia de arcillas, areniscas, y lutitas, y algunos niveles de *mudstones* y *wackstones* (3 ciclos). En la zona oeste de las cuencas Ucayali y Madre de Dios se describen niveles de areniscas basales transgresivas, seguidos por depósitos lutáceos, arcillosos, acumulaciones de restos orgánicos, *wackstones* (4 ciclos). Las calizas son de color gris claro, y las areniscas arcillosas marrón claro. Hay presencia de *Neospirifer*. Las lutitas son gris oscuras con delgadas capas de calizas. Algunas calizas son masivas, grises en la base y blancas a gris clara hacia el tope. Hay escasas

intercalaciones de lutitas oscuras en la base. En la parte superior se intercalan con dolomías que fueron probadas al punzado en los pozos San Martín y La Colpa, obteniéndose pocas cantidades de petróleo y gas (hay que

considerar que estas dolomías fisuradas han sido invadidas y selladas con el lodo de perforación y la cementación).

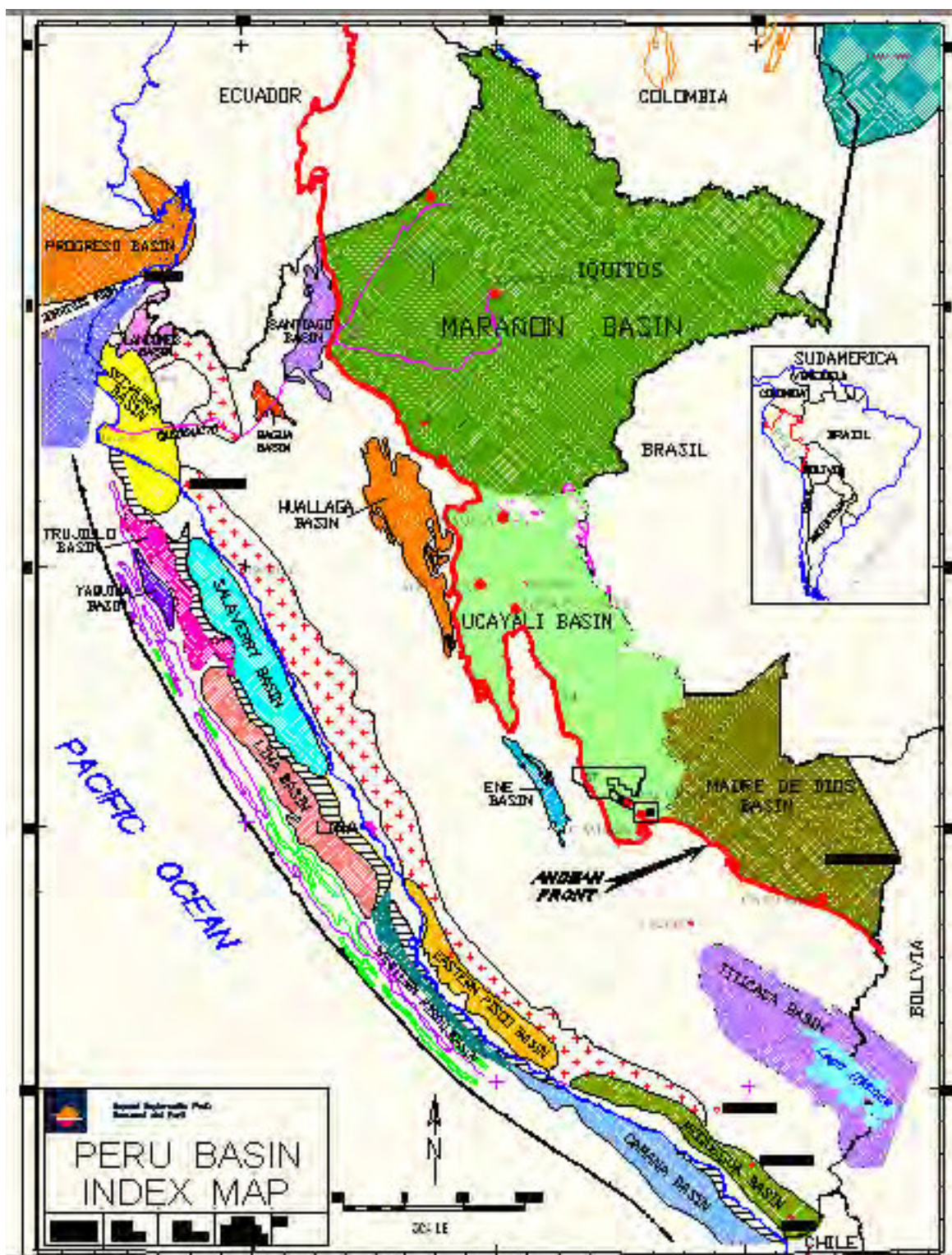


Figura 1. Mapa índice.

2.1.2. Grupo Copacabana

El Grupo Copacabana (Pérmico Inferior) tiene niveles carbonatados continuos y con mayores espesores hacia el oeste y sur. Las calizas son de grano grueso, *grainstone* a

wackstone, y presentan intercalaciones de dolomías, con coloraciones claras de beige a marrón claro (3 ciclos). Ocurren acumulaciones orgánicas indicativas de zonas de alta energía. El espesor total promedio es de 600 m.

En el este y noreste de la cuenca Ucayali, las dolomías presentan al tope coloraciones rosáceas, e indican zonas someras de una plataforma carbonatada (2 ciclos).

El máximo eje depositacional estaba ubicado en la actual Cordillera Andina (NW-SE), somerizándose hacia el este correspondiente a la actual posición de los bloques 57, 88, y alrededores, con continuas basculaciones muy suaves que permitían la dolomitización en la parte superior de la columna (Fig. 1).

En las hojas de Vilcabamba, Ampay, Abancay,

Andahuaylas, y cerca del Cerro Macchu Picchu, se describieron secciones incompletas de 600 hasta 2100 m (grupos Copacabana y Tarma).

Hacia el sureste, en la cuenca Madre de Dios y cerca al límite con Bolivia, los pozos Pariamanu y Puerto Primo muestran una alternancia de yeso y anhídrita en diferentes niveles, producto de esporádicas somerizaciones, lo cual indica una cercanía con el límite de la cuenca (confirmado con los pozos Pando y Manuripe en Bolivia).

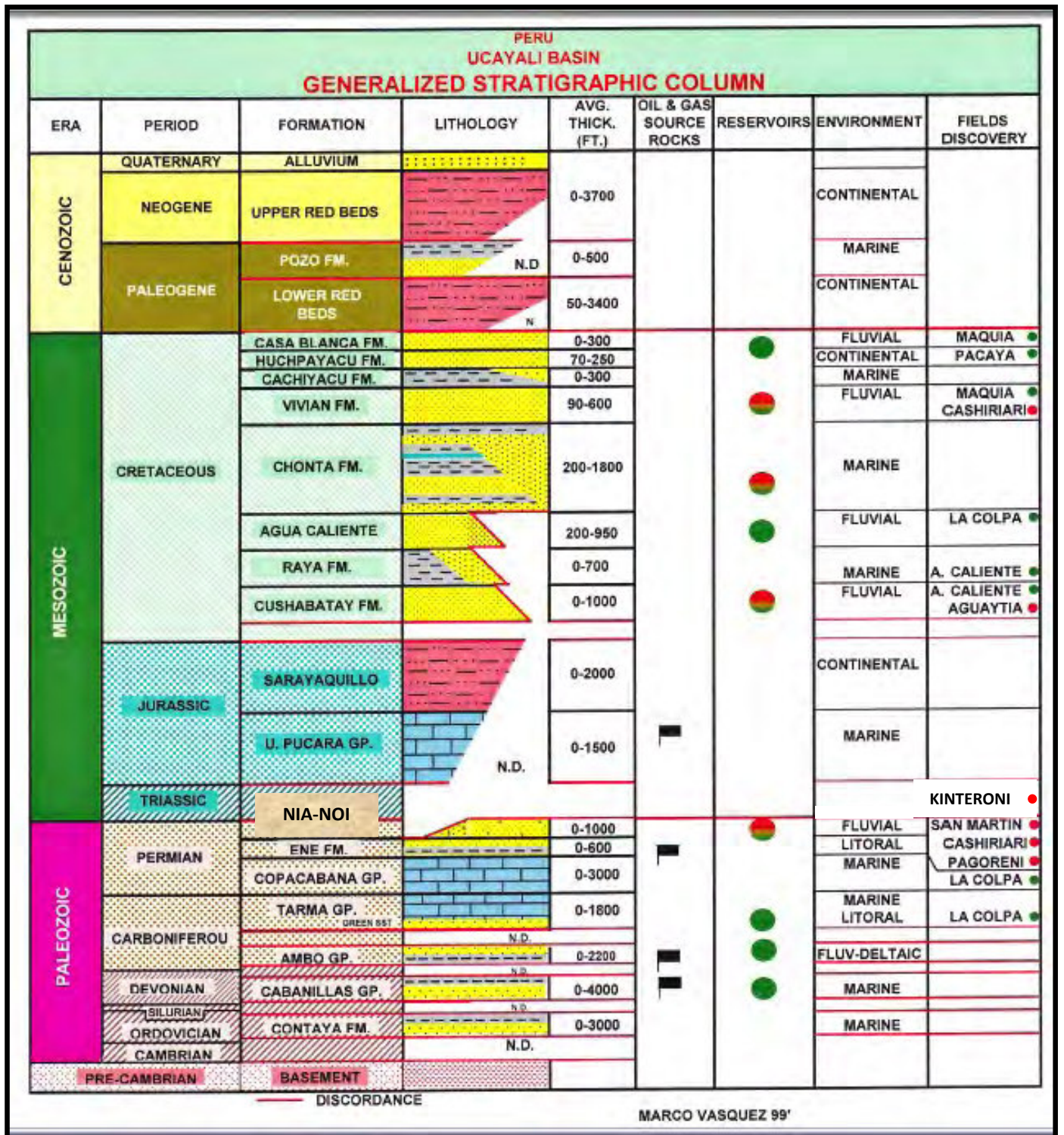


Figura 2. Columna generalizada de la Cuenca Maraón.

2.1.3. Marco tectónico

La cuenca estuvo delimitada al noroeste por el Alto de la Costa, al este por el Macizo Brasileño, y al sur el Macizo de Arequipa. En este marco, ingresó el mar carbonatado del Carbonífero Superior – Pérmico Inferior desde el sur hacia el norte, ubicando su eje de máximo depósito con dirección NW-SE en la zona correspondiente a la actual Cordillera de los Andes.

2.1.4. Ambiente de depósito

El ambiente de deposición de los grupos Tarma y Copacabana corresponde a una plataforma interna y slope en la zona de la actual cuenca Ucayali–Madre de Dios. Esta conclusión proviene del análisis sedimentológico de las litologías descritas en las secciones de campo y pozos.

2.2. Jurásico

2.2.1. Grupo Pucará

Esta segunda transgresión marina carbonatada de gran importancia en distribución regional, con un importante espesor, ingresó desde el Ecuador, iniciándose a finales del Triásico y prolongándose hasta el Jurásico Medio. En general la litología está compuesta de calizas, intercaladas con niveles de lutitas y limos. Su máximo eje de depósito está en la zona de la actual Cordillera Andina Norte, donde presenta los 3 niveles descritos ampliamente por diversos autores, reconociéndose a las formaciones Chambará, Aramachay, y Condorsinga (datadas desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Medio).

En la zona oriental, que incluye el oeste de las cuencas Maraño y Ucayali, así como las cuencas intra-montañosas Huallaga y Santiago, el Grupo Pucará se ha dividido en 4 niveles que incluyen adicionalmente a las clásicas 3 formaciones. El nivel superior, registrado en secciones de campo y pozos como el depósito final, consiste en *mudstones* con algunos niveles de areniscas con arcillas y anhidrita. La zona de interés en exploración de hidrocarburos del Grupo Pucará está ubicada al este en las cuencas intra-montañosas Santiago y Huallaga, donde se encuentra bien desarrollado en sus cuatro niveles.

Al este de estas cuencas, en el margen occidental de la cuenca Maraño, se perforaron los pozos Loreto, Shanusi, Capahuari Norte, y Carmen, donde se registró el Pucará, pero en sus eventos finales equivalentes a Condorsinga y el nivel #4 depositados durante el Jurásico Medio.

En la cuenca Ucayali igualmente el Pucará está restringido a la zona oeste y norte de la cuenca: se han registrado dolomías micríticas en los pozos Chio, Oxapampa, y varias secciones de campo que muestran calizas micríticas (*mudstones*) e intercalaciones de areniscas y lutitas correspondientes a los últimos niveles del Pucará.

2.2.1. Marco tectónico

La cuenca estuvo delimitada al oeste por el Alto de la Costa y el Macizo de Arequipa, al este por el levantamiento paleozoico en la actual llanura amazónica y el Escudo Brasileño, al sur por el levantamiento del Paleozoico inferior y superior. En este marco, ingresó el mar carbonatado del Triásico Superior – Jurásico Medio

desde el Norte y depositó carbonatos según una dirección NW-SE en la zona correspondiente a las partes norte y central de la actual Cordillera de los Andes.

2.2.3. Ambiente de depósito

El ambiente de depósito del Grupo Pucará es un ambiente marino de rampa homoclinal.

3. Petrofísica

La evaluación petrofísica realizada hasta el momento en las calizas del Jurásico y Paleozoico no es óptima debido a que no hay intervalos representativos que hayan permitido realizar estos análisis con el detalle que permita definir el real valor de las columnas carbonatadas motivo del presente estudio.

Hasta el momento sólo se ha medido la porosidad (de 12 a 15 %). La permeabilidad es menor a un darcy en algunas coronas del Paleozoico que representan el 15 % del espesor total del Copacabana–Tarma, mientras que en las calizas jurásicas sólo se ha calculado un 2 % en función de los pocos metros perforados y que los perfiles han alcanzado a medir. Algunos datos de porosidad obtenidos en los pozos que han atravesado el Copacabana–Tarma están cercanos al 15 % y posiblemente muchos datos estén asociados a fisuras y fracturas, no siendo posible tener buenas mediciones por el daño que se ha ocasionado al perforar estos niveles donde muchas veces se observa ensanchamiento con el caliper debido a malas condiciones del lodo.

En los carbonatos jurásicos se han observado porosidades de hasta 20 % (posiblemente por *vugs* en dolomías), con presencia de *shows* de gas en la cuenca Maraño (no siendo representativos estos resultados ya que no se atravesaron los niveles importantes).

4. Geofísica

Para la identificación de ciclos deposicionales en sísmica 3D se necesita aplicar técnicas de procesamiento de datos *stack* y migrados: cuando se combinan, ayudan a identificar eventos significativos. El resultado es un cubo de atributos que pueden ser analizados e interpretados con más objetividad que la interpretación de horizontes interpretados convencionalmente.

Cabe subrayar que la identificación de la clasificación de plataformas carbonatadas en sísmica:

- no es sólo un problema académico o semántico;
- para los programas de exploración y desarrollo, tiene un significado particular que se realice una detallada interpretación sísmica de la arquitectura de facies;
- es relevante para el análisis de alta resolución la evolución espacial/temporal de las plataformas.

Toda interpretación realizada en la sísmica debe ser corroborada con la perforación de pozos para tener la certeza de la interpretación. En las cuencas Maraño, Ucayali y Madre de Dios se han perforado pozos que han atravesado las unidades calcáreas mencionadas, y necesitan ser re-interpretados.

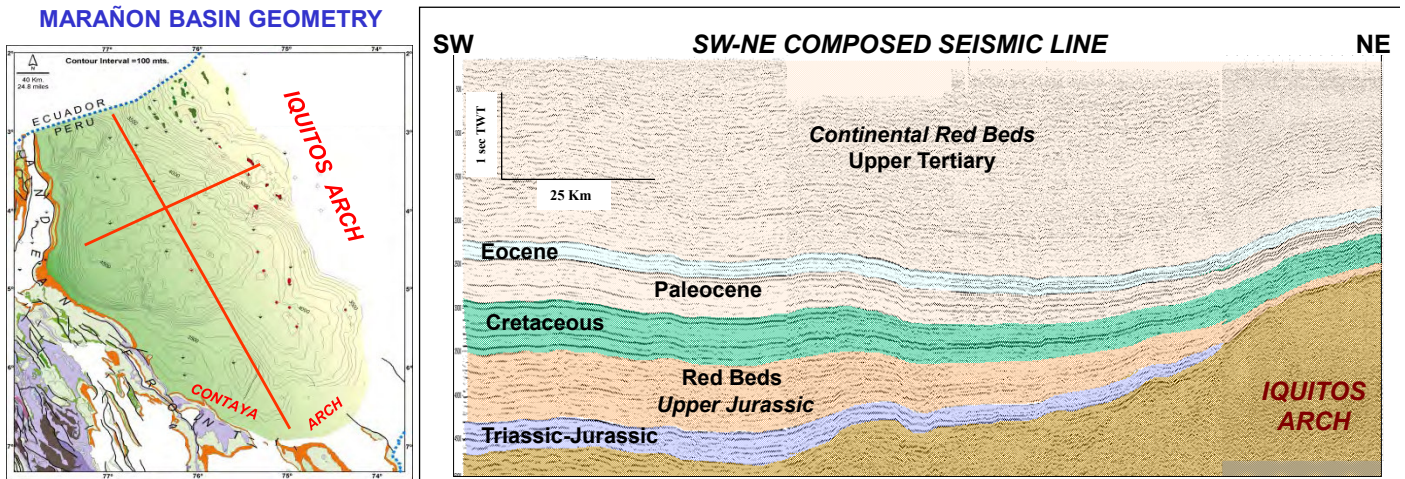


Figura 3. Sección sísmica en la Cuenca Marañón.

5. Conclusiones

Los depósitos carbonatados son más variados que los silicoclásticos porque existen mayores diferencias en los factores genéticos.

El ambiente de depósito de los grupos Copacabana y Tarma es marino, con presencia de plataforma interna (*internal platform*), *slope*, *reef?* (Cordillera) y plataforma externa (*open marine*).

El ambiente de depósito del Grupo Pucará es marino, de tipo rampa homoclinal.

En las cuencas Ucayali y Madre de Dios, está delimitada la zona de dolomías (*shelf*) y de acumulación de restos orgánicos (*slope*).

Las rocas reservorios de las calizas del Grupo Copacabana-Tarma son dolomías, *grainstones*, facies oolíticas y/o con restos orgánicos (algas y corales).

Las rocas reservorios de las calizas del Grupo Pucará son dolomías y *grainstones*.

En las cuencas Marañón y Ucayali sólo se ha perforado el nivel más superior del Pucará (nivel #4), que incluye areniscas, yeso, anhidrita, y algunos niveles de dolomías y *mudstones*.

Es necesario re-estudiar muchas de las secciones de campo, en especial aquellas que describen presencia de restos orgánicos (algas, corales, braquiópodos).

Referencias

Eberli, G.P., Masafferro, J.L., Sarg, J.F.R. (eds.). 2004. Seismic imaging of carbonate reservoirs and systems. AAPG Memoir, v. 81, 376 p.
 Esteban M., Gerard J. 2012. Field seminar for seismic

interpreters: Carbonate and turbidite sedimentation in the Almeria Basins.

Humberto, E. 1991. Estudio paleogeográfico de las cuencas subandinas del Perú.
 Humberto, E. 2001. Actualización del estudio paleogeográfico de las cuencas subandinas del Perú.
 Kupecz, J.A., Gluyas, J., Bloch, S. (eds.). 1997. Reservoir quality prediction in sandstone and carbonates. AAPG Memoir, v. 69.
 Lucia, J.F. 2006. Carbonate reservoir characterization modeling workshop: An integrated approach. Springer, 336 p.
 Pomar, L., Morsilli, M. 2007. Applied carbonate geology: Carbonate facies & reservoirs (Mallorca & Menorca, Spain).
 Quiñones, J. 1990. Estudio palinoestratigráfico del Paleozoico en el Pongo de Mainique.
 Vásquez, M. 1990. Evaluación geológica y de reservorios potenciales por hidrocarburos en el Paleozoico de la región subandina del Perú. Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
 Vásquez, M. 1999. Estudio paleogeográfico del Paleozoico en la cuencas subandinas.
 Vásquez, M. 2011. Trabajo preliminar sobre los carbonatos en las cuencas Ucayali y Madre de Dios. VII INGEPEP 2011.
 Vásquez, M. 2012. Las dolomías y restos orgánicos del Carbonífero Superior – Pérmico Inferior en las cuencas Ucayali y Madre de Dios. XVI Congreso Peruano de Geología.
 Vásquez, M. 2013. Las dolomías y restos orgánicos del Carbonífero superior – Pérmico inferior en las cuencas Ucayali y Madre de Dios. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 108, p. 077-080.
 Wilson, J.L., Jordan, C. 1983. Middle shelf environment. AAPG Memoir, v. 33, p. 297-343.



Análisis sismo-geológico de los campos Kinteroni y Sagari para el modelado estructural 2D PSDM: Evolución, potencial y desarrollo del lote 57, cuenca Ucayali

Diego Ventura y Nereyda Luque

Repsol Exploración del Perú, Av. Victor A. Belaunde 171, Lima, Perú

1. Introducción

Los campos Kinteroni y Sagari son las dos principales estructuras descubiertas con gas en el lote 57. Se encuentran dentro de la provincia gasífera de Camisea, por lo cual comparte similares estilos estructurales y estratigráficos. Estas estructuras fueron descubiertas en los años 2007 y 2011, dando desde sus inicios importantes conocimientos geológicos y otorgando nuevas perspectivas de desarrollo de los campos mencionados.

Toda esta información se suma a los conocimientos y experiencia en otras zonas del área de Camisea, principalmente obtenidas en la exploración y desarrollo de los campos Cashiriari, San Martín, Pagoreni, y Mipaya. Las estructuras Kinteroni y Sagari (Fig. 1) se encuentran en el mismo *trend* estructural que los campos Mipaya, Pagoreni, y San Martín (ubicados más al SE); en su posición actual este *trend* se ubica en el frente de la deformación andina y, por ubicarse en una faja plegada, muestra estilos estructurales que se han ido definiendo desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

El presente trabajo muestra cómo ha sido la evolución y desarrollo de dichos campos, el potencial de desarrollo de nuevas locaciones, y el impacto que tendrá en otros prospectos exploratorios del lote 57. La zona ha sido cubierta por sísmica 2D, adquirida por Shell en los años 80 y últimamente por Repsol. Actualmente se viene adquiriendo sísmica 3D. En total se han perforado 4 pozos, incluyendo los exploratorios de los cuales sólo los perforados en el campo Kinteroni están actualmente en producción.

2. Estratigrafía y geología estructural

Estratigráficamente la zona muestra los mismos niveles encontrados en otros campos del área de Camisea. Sin embargo, tiene sus peculiaridades que son importantes para el desarrollo de los campos Kinteroni y Sagari, y que explican el comportamiento del sistema petrolífero.

En las perforaciones realizadas se ha determinado la presencia (de base a tope) de las siguientes formaciones: Copacabana, Ene, Noi, Shinai (Pérmico); Nia inferior, Nia medio (¿Triásico–Jurásico?); Nia superior, Chonta, Vivian (Cretácico); y las Capas Rojas terciarias (Paleoceno a Plioceno) (Fig. 2).

En este sentido, son de gran importancia la presencia de las dunas de la Fm Noi y el efecto de la erosión “cretácica” sobre las unidades pre-cretácicas, ya que éstas características influyen en la distribución de fluidos en los diferentes reservorios.

La imagen sísmica 2D y la perforación de pozos evidencian que en la zona ocurre una erosión en la base del Cretácico que podría poner en contacto las arenas de las unidades Nia superior y Nia inferior, lo que explicaría el llenado de hidrocarburos tanto en Kinteroni como en Sagari.

Asimismo se observa la presencia de la Fm Noi y sus cuerpos de dunas con iguales características estratigráficas que las observadas y probadas en los campos de los lotes 56 y 88 que tienen sísmica 3D. Lamentablemente, en la zona de Kinteroni los pozos no probaron el cuerpo de dunas, y en el caso de Sagari éste se encontró seco.

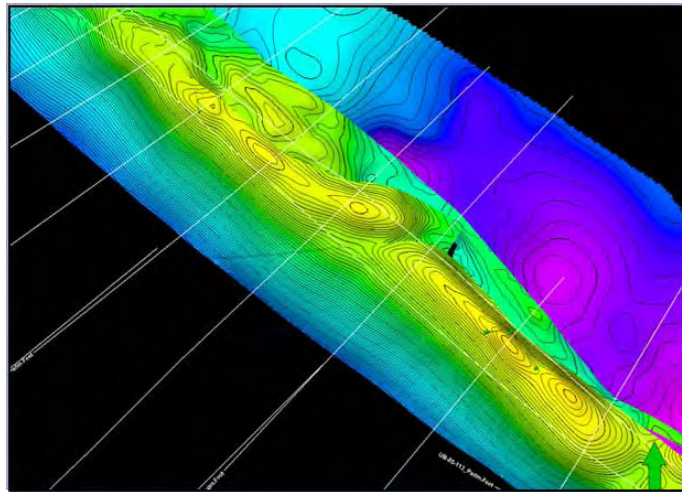


Figura 1. Campos Kinteroni y Sagari.

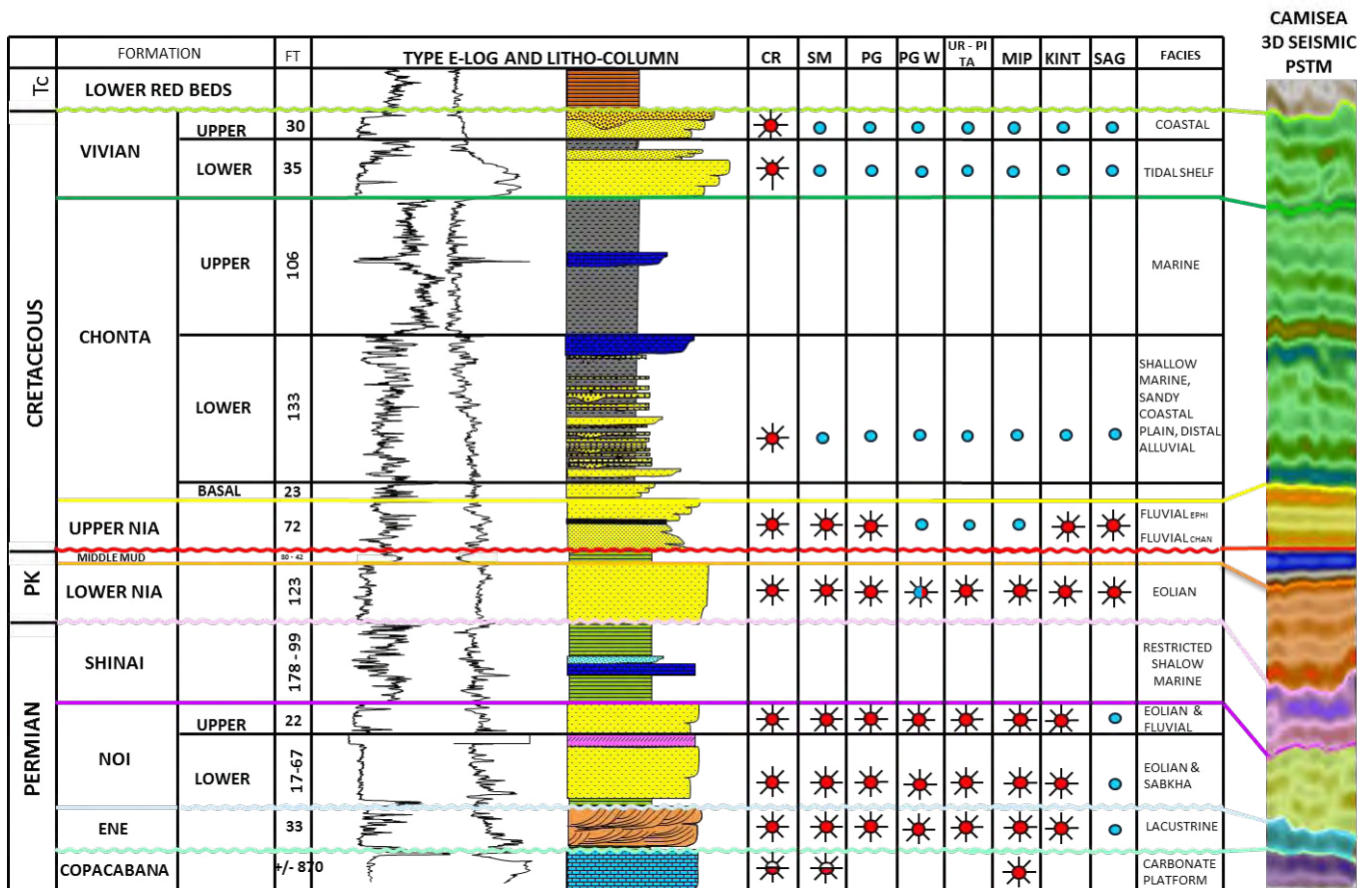


Figura 2. Columna estratigráfica generalizada para el área de Camisea.

Estructuralmente Kinteroni-Sagari se define como un anticlinal plegado por flexión de falla (*fold-bend fault*), teniendo una falla de cabalgamiento principal (*thrust fault*) con buzamiento hacia el SW. El nivel de despegue de esta falla se ubica entre las lutitas carboníferas y devónicas de las formaciones Ambo y Cabanillas, respectivamente. Este cabalgamiento hace que el plano axial de las estructuras tenga una orientación preferencial de ~N45°W.

Adicionalmente existen fallas secundarias asociadas (*shortcuts*) a la falla principal, las cuales se encuentran en proceso de nucleación y van a generar la partición del anticlinal en 2 bloques. Estos incluyen el bloque levantado (*hangingwall*), donde han sido perforados todos los pozos

y donde se han realizado los análisis de producción para determinar los cálculos volumétricos; el bloque hundido (*footwall*) sólo fue penetrado parcialmente por el pozo exploratorio Kinteroni 1X (Chonta) y tiene un mejor potencial de desarrollo frente al campo Sagari.

Seguidamente, se tiene bajo la falla principal (*thrust fault*), el posible desarrollo de una estructura cobijada (*subthrust*). Finalmente una falla de retro-cabalgamiento (*backthrust*) se desarrolla en el frente de deformación (Fig. 3).

Este alineamiento estructural evoluciona rápidamente y pierde relieve hacia el NW, coincidiendo con la aparición de una rampa lateral que produce una trasposición de energía hacia el anticlinal Mashira.

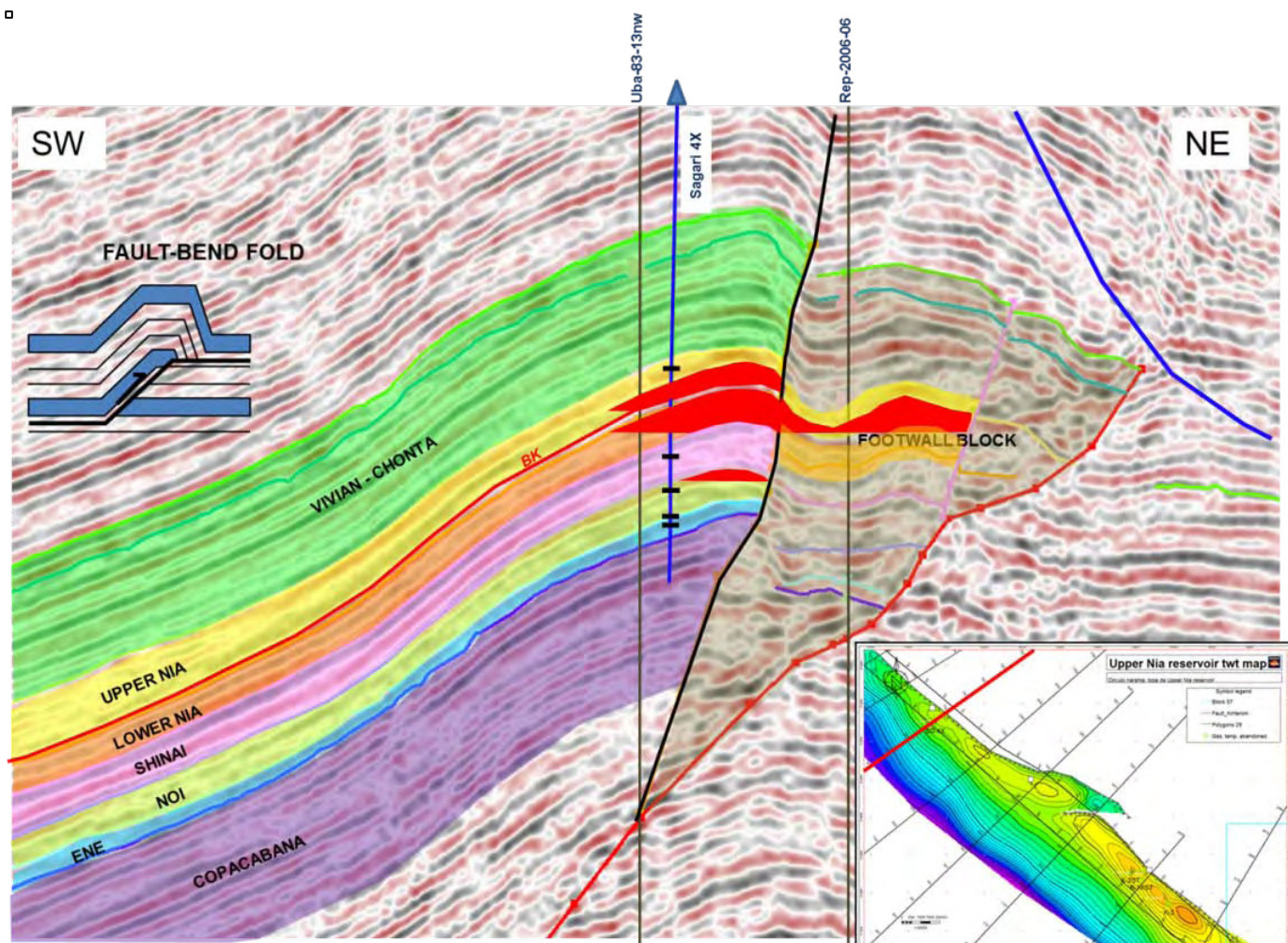


Figura 3. Línea sísmica 2D PSDM ilustrando el estilo estructural y los niveles estratigráficos en los campos Sagari y Kinteroni.

3. Modelado estructural

El modelado estructural de los campos Kinteroni y Sagari (Fig. 4), que involucra a los niveles productivos del Pérmico y del Cretácico, muestra todo el análisis sismo-estructural y sismo-estratigráfico realizado, que va desde la deformación terciaria que afecta a toda la columna, y la experiencia de interpretación sísmica 3D obtenida de otros campos, hasta la evolución de la producción de campos vecinos.

Todo esto se ve reflejado en este modelo que fue construido a partir de sísmica 2D PSDM, mostrando el potencial de ambos campos y sus zonas aledañas, que será finalmente reforzado con la adquisición de sísmica 3D, lo que permitirá definir mejor las estructuras y la posición de nuevos pozos de desarrollo.

El modelo muestra los tres bloques involucrados como son el *hangingwall*, el *footwall*, y el *subthrust*, los cuales incluyen las unidades Chonta, Nia superior, Nia medio (*mudstone*), Nia inferior, Shinai, Noi, y Ene.

Se consideró un grillado de 200 x 200 para las superficies, las dos fallas que controlan las estructuras Kinteroni y Sagari, respectivamente, y la que separa el *footwall* del bloque *subthrust*.

Para la construcción de los niveles Noi y Shinai, se consideró la distribución de las dunas de la Fm Noi, que se basa en los modelos isópacos de áreas vecinas con sísmica

3D. Estos mapas isópacos son restados de la superficie Ene, obteniendo las superficies de dichos niveles.

Los otros niveles han sido creados a partir de mapas estructurales provenientes de la conversión T-D mediante modelos de velocidades.

4. Conclusiones

La estratigrafía muestra los mismos niveles presentes en toda la zona de Camisea. La presencia de la erosión precretácica, que es evidente en la sísmica 2D, explicaría el "llenado" de la Fm Nia superior.

Las estructuras Kinteroni y Sagari muestran el mismo estilo estructural, con dos bloques bien definidos: *hangingwall* y *footwall*.

Todos los pozos en Kinteroni y Sagari han sido perforados y evaluados en el *hangingwall*.

Frente al campo Sagari, el bloque hundido, o *footwall*, se encuentra mejor desarrollado y presenta un mayor potencial para la acumulación de reservas de gas.

El salto de las fallas *shortcuts* que separan los bloques en el campo Sagari da chance a que el llenado de hidrocarburos sea compartido entre ambos bloques.

Se han encontrado diferentes contactos GWC y GDT en los reservorios de los campos Kinteroni y Sagari, lo que estaría indicando una separación real entre ambos.

Una sísmica 3D viene siendo adquirida en la zona para definir mejor la estructura, la estratigrafía, etc. Asimismo los atributos sísmicos obtenidos servirán para posicionar

nuevos pozos de desarrollo y evaluar el potencial de áreas adyacentes.

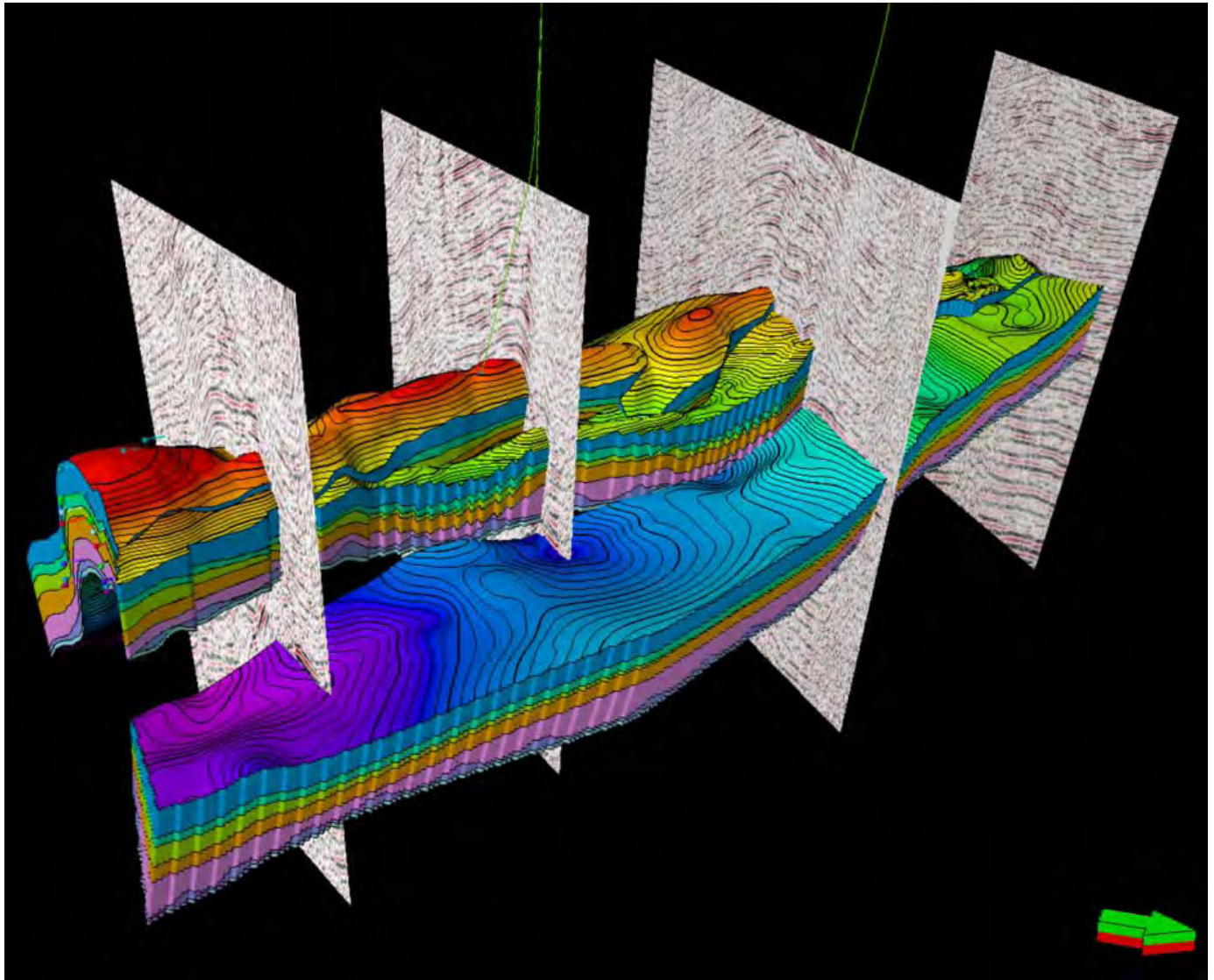


Figura 4. Modelo estructural y líneas sísmica 2D PSDM de los campos Kinteroni y Sagari.

Referencias

- Davis, K., et al. 2005. Thrust-fault growth and segment linkage in the active Ostler fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, v. 27, p. 1528-1546.
- Huamán, V., Ventura, D. 2012. Estilos estructurales que controlan los reservorios del lote 57 dentro del área del Gran Camisea.
- Scholle, P.A., Spearing, D. Sandstone depositional environments. *AAPG Memoir*, v. 31.
- Shaw, J., Billoti, F., Brennan, P. 1999. Patterns of imbricate thrusting. *Geological Society of America Bulletin*. v. 111, p. 1140-1154.
- Venturo, D. 2012. Nuevas evidencias sísmo-estratigráficas de las formaciones pérmicas y su implicación en el sistema petrolífero del lote 57 en la parte sur de la cuenca Ucayali.
- Venturo, D., Vásquez, M. 2013. Modelado estructural 2D PSDM de los campos Sagari y Kinteroni.



El Carbonífero–Pérmico en el borde occidental de la cuenca Huallaga: Estratigrafía y potencial de hidrocarburos

Claudia Fabián, Rildo Rodríguez, Elvis Sánchez, Boris Del Castillo, y David Ojeda

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima (cfabian@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

El área de estudio está ubicada en el norte del Perú. Geográficamente, se encuentra entre las coordenadas 6°32' y 7°0' de latitud sur, y 77°13' 77°46' de longitud oeste, abarcando aproximadamente 2366 km² (Fig. 1).

Este trabajo se realizó en el marco de la actualización de mapas geológicos a la escala 1:50000 (hojas 14h y 14i). El objetivo del presente artículo es evidenciar el potencial, como roca generadora de hidrocarburos, que presentan las unidades estratigráficas del Carbonífero–Pérmico.

En los antiguos mapas geológicos de los cuadrángulos de Leymebamba (Sánchez, 1995) y Huayabamba (Sánchez & Jacay, 1997), no se han cartografiado unidades estratigráficas entre el Grupo Ambo (Carbonífero Inferior) y el Grupo Mitu (Triásico Inferior). El cartografiado a escala 1:25000, un transecto estructural y 6 columnas estratigráficas parciales documentan la sección estratigráfica completa del Carbonífero–Pérmico en el borde oeste de la cuenca Huallaga.

2. Marco geológico

En estudios anteriores, dentro de la zona de estudio se cartografiaron los grupos Ambo (Carbonífero Inferior) y Mitu (Triásico–Jurásico Inferior). En el presente trabajo se determinó dos zonas de trabajo: la primera en Los Chilchos, donde se realizó un transecto estructural; la segunda en de Río Verde, donde se levantaron seis columnas estratigráficas parciales, que conjuntamente conforman una columna generalizada (Fig. 2).

Los afloramientos estudiados se encuentran en el núcleo de dos anticlinales regionales de dirección NNW-SSE (Fig. 2). Los pliegues se originaron por la actividad de las fallas inversas Chachapoyas y Río Verde durante el intervalo Eoceno–Mioceno (Rodríguez et al., 2014, 2015).

3. Estratigrafía

3.1. Grupo Ambo

En el sector Los Chilchos (Fig. 3), el Grupo Ambo sobreyace a la Formación Macno (Ordovícico). En la base de esta unidad se encuentran conglomerados de 10 m de espesor, con clastos aislados de cuarzo y rocas metamórficas, de forma subredondeada; están intercalados con lutitas gris-verdosas y lutitas negras calcáreas en estratos de 10 a 20 cm. La serie continua con una sucesión de areniscas cuarzo-feldespáticas de grano fino a medio, masivas o con laminación paralela. Sobreyaciendo, al tope se observan areniscas con matriz limosa de coloración rojiza.

En el sector de Río Verde, el Grupo Ambo aflora al norte de El Reposo: su base no aflora y la parte aflorante está compuesta por areniscas grises en estratos de 50 cm.

En ambos sectores no se han encontrado fósiles que determinen su edad. Sin embargo, por correlación litoestratigráfica, así como la información de Sánchez (1995) que identificó *Calamites* sp. en la quebrada Papayacu (SE de Chachapoyas), se sugiere una edad Carbonífero Inferior.

3.2. Grupo Tarma

El sector de Río Verde (Fig. 3), se pueden diferenciar tres unidades. La primera está compuesta por 250 m de lutitas negras, intercaladas con niveles de calizas carbonosas de tipo *packstone*. La segunda unidad está conformada por areniscas gris-verdosas, intercaladas con lutitas negras y pequeños niveles de conglomerados, con un espesor aproximado de 500 m. La tercera unidad se torna más calcárea, con calizas margosas negras (que presentan en la base una intercalación de arenisca cuarzosa) y lutitas, con un espesor de 150 m.

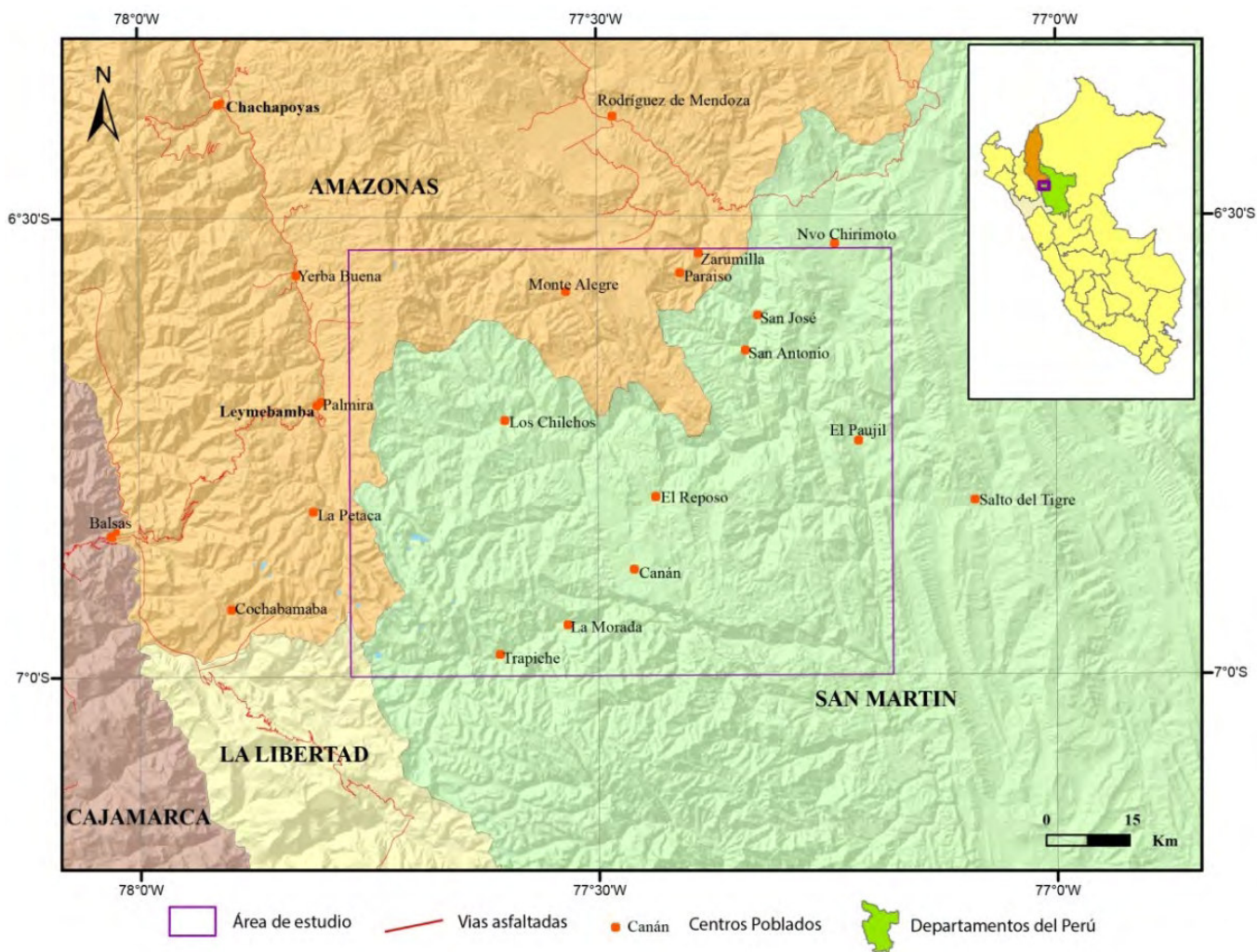


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

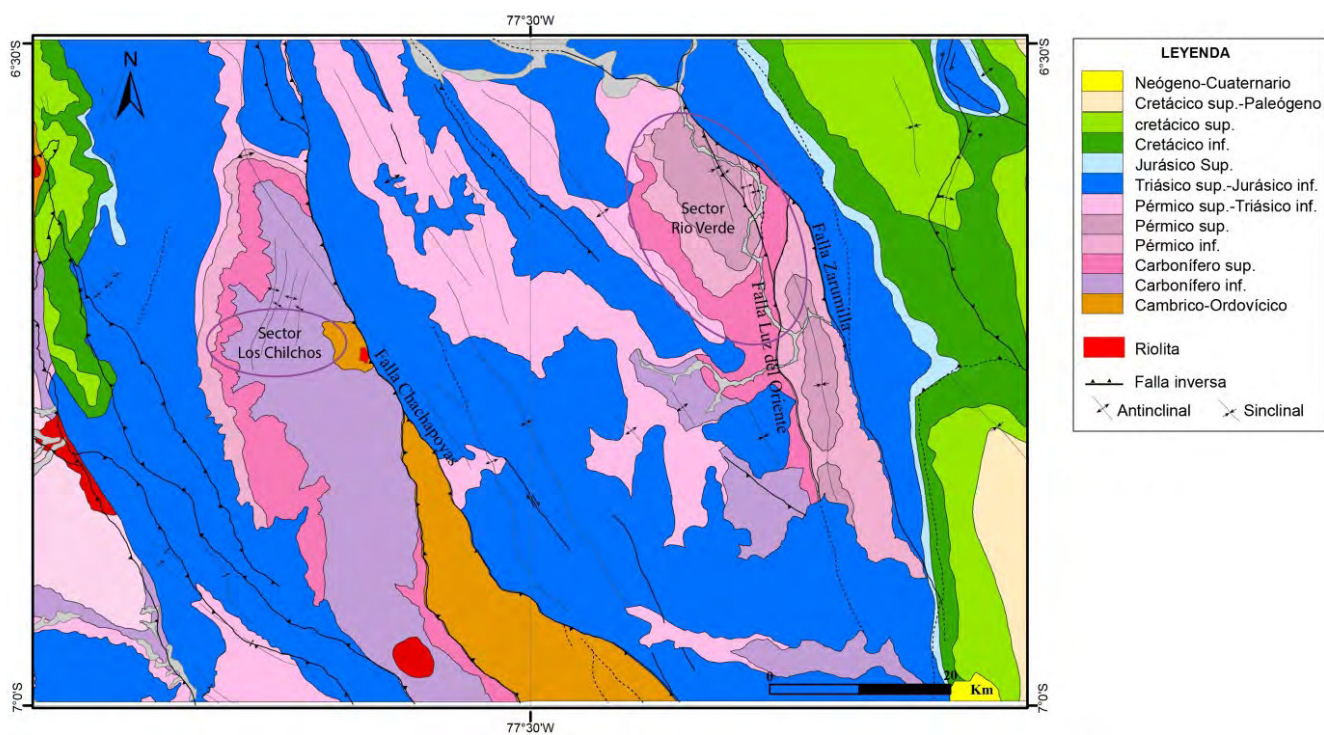
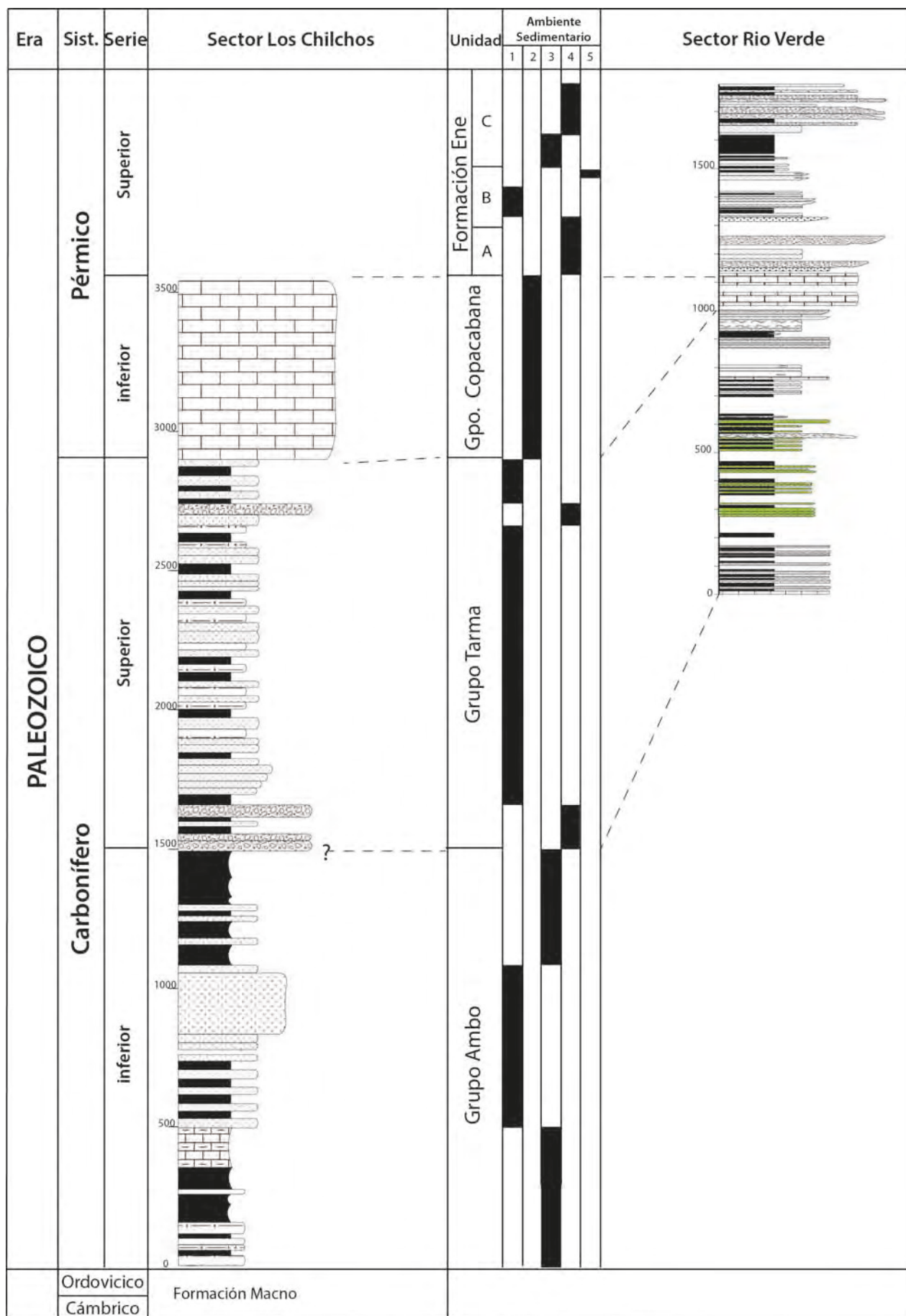


Figura 2. Mapa geológico. Se aprecia la extensión de los afloramientos del Carbonífero-Pérmico.



1 Plataforma Siliciclástica 2 Plataforma Carbonatada 3 Delta 4 Debris 5 Eólico

Figura 3. Comparaciones estratigráficas en el área de estudio.

En el sector de Los Chilchos (Fig. 3), se puede diferenciar dos secuencias. La primera está constituida por 200 m de conglomerados polimícticos intercalados con areniscas y lutitas negras. La segunda consta de areniscas verdes de grano medio, intercaladas con lutitas verdes laminadas, así como intercalaciones de areniscas calcáreas rojizas, y areniscas amarillentas. Hacia el sur estas areniscas toman un color rojizo, debido a la alteración y lixiviación de carbonatos, observándose así estratos de 0.5 a 1 m, intercalados con niveles de conglomerado polimíctico, con clastos de andesita, granito, y cuarcita.

El espesor del Grupo Tarma es variable: desde el este al oeste varía de 900 a 1400 m. Por infrayacer concordantemente a las calizas recristalizadas del Grupo Copacabana, con fósiles que indican el Pérmico Inferior, se asume que el Grupo Tarma corresponde al Carbonífero Superior.

3.3. Grupo Copacabana

En el sector de Río Verde (Fig. 3), se observa en la base calizas fosilíferas de tipo *wackestone*, seguidas de calizas fosilíferas de tipo *packstone*, en parte recristalizadas, que se encuentran en contacto con la Formación Ene. En el sector de Los Chilchos (Fig. 3), las calizas se observan recristalizadas y presentan una coloración marrón oscura; se encuentran subyaciendo en discordancia angular a los grupos Mitu y Pucará.

El espesor estimado a través de secciones estructurales va de 150 a 500 m, de este a oeste. En las calizas de Río Verde se encuentran: *Neospirifer condor* (d’Orbigny), *Neopirifer* sp., *Alpavlia (Dictyoclostus) gzheliensis* (Lazarev, 2011), así como restos de crinoideos *indet.* (Del Castillo, 2014). Se atribuyen a estos fósiles una edad entre el Carbonífero Superior y Pérmico Inferior.

3.4. Formación Ene

La Formación Ene sobreyace concordantemente al Grupo Copacabana e infrayace en discordancia angular al Grupo Mitu. Se estima su espesor en ~650 m. Por sobreyacer al Grupo Copacabana se le atribuye una edad Pérmico Medio a Superior. Esta unidad aflora únicamente en el sector de Río Verde (Fig. 3), presentando 3 miembros diferenciables.

El miembro A está conformado por microconglomerados

polimícticos con clastos subredondeados, de rocas volcánicas y subvolcánicas, envueltos en una matriz arcillosa, que incluye cristales de cuarzo y plagioclasa, con intercalaciones de areniscas finas.

El miembro B está conformado por areniscas finas a medias, cuya coloración presenta varias tendencias: areniscas amarillentas intercaladas con areniscas negras presentan estratificación paralela ondulada y pequeñas fallas; areniscas gris-verdosas intercaladas con areniscas negras carbonosas presentan las mismas estructuras sedimentarias que las anteriores y canales de areniscas.

El miembro C está conformado en la base por lutitas compactas, que presentan pequeños canales de arenisca fina con clastos de andesita envueltos en una matriz arcillo-carbonosa que incluye cristales de clorita, cuarzo y plagioclasa.

4. Potencial de hidrocarburos

En la zona de estudio existen indicios de generación de hidrocarburos procedentes de unidades estratigráficas del Carbonífero al Pérmico (grupos Tarma y Copacabana y Formación Ene). Por ello se realizó estudios preliminares con la finalidad de determinar el potencial de hidrocarburos del sector de Río Verde, estableciendo de esta forma el potencial de rocas generadoras de hidrocarburos, y las condiciones estratigráficas y estructurales en las que se haya podido generar la migración y acumulación de estos.

4.1. Contenido de materia orgánica

En el sector de Río Verde afloran los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene. Se han recolectado 27 muestras para ser analizadas por TOC en los laboratorios de LCV. De las muestras analizadas, 8 obtuvieron resultados de TOC mayores a 0.5 %. Se realizó un segundo estudio por análisis de pirolisis Rock Eval, obteniendo como resultados lo detallado en la Tabla 1.

En promedio, el Grupo Tarma contiene lutitas negras con 0.81 % de carbón orgánico y calizas negras con 0.69 %. El Grupo Copacabana contiene calizas con 0.06 % de carbón orgánico. La Formación Ene contiene lutitas negras con un promedio de 0.19 % de carbón orgánico en lutitas y 0.18 % en calizas.

Tabla 1. Promedio de carbón orgánico total (COT, % wt) de muestras analizadas en el sector de Río Verde.

# muestras	unidad	litología	% wt COT
5	Gpo Tarma	lutita	0.81
4		caliza	0.69
3	Gpo Copacabana	caliza	0.06
12	Fm Ene	lutita	0.19
2		caliza	0.18

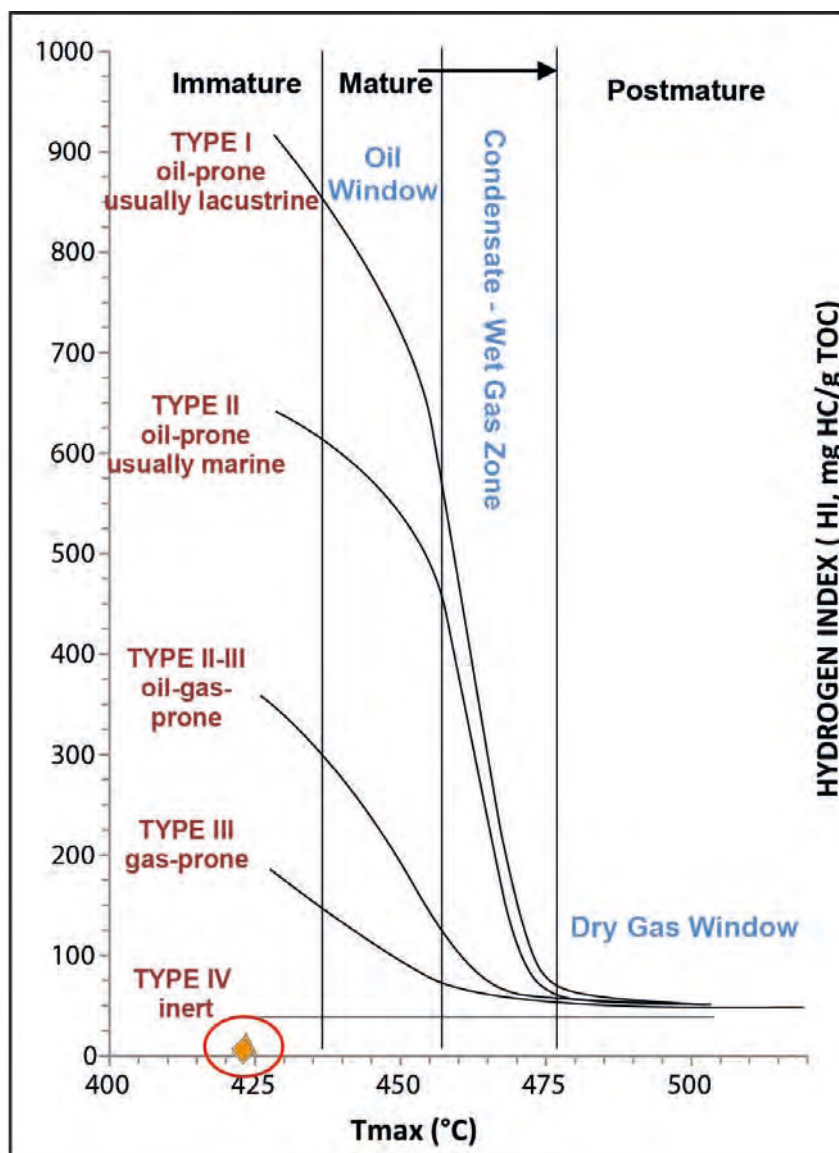


Figura 4. Madurez termal vs. H Index.

4.2. Madurez termal

De las unidades mencionadas, las lutitas y calizas del Grupo Tarma presentan un porcentaje de COT favorable para ser una potencial roca generadora. De las 10 muestras analizadas del Grupo Tarma, 8 fueron analizadas por madurez termal en un análisis de pirolisis Rock Eval.

En el caso del Grupo Tarma, se ha determinado un kerógeno de tipo IV (inertinita) (Fig. 4). Sin embargo, teniendo en cuenta que las muestras son de superficie y la zona donde fueron obtenidas ha sufrido deformación por la actividad de las fallas Luz del Oriente y Zarumilla, se piensa que estas muestras estuvieron propensas a alteración físico-química, de tal manera que se recomienda continuar su estudio en forma más detallada.

4.3. Trampas de hidrocarburos

Los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene han sido encontrados en pozos exploratorios de la cuenca Marañón (Ibáñez, 2001), lo que abre la posibilidad de una continuidad de las cuencas del Carbonífero al Pérmico

desde la cuenca Marañón hasta el borde occidental de la cuenca Huallaga. Nuevas interpretaciones de líneas sísmicas indican que dentro de la cuenca Huallaga existen fallas profundas que afectarían al Grupo Mitu y unidades inferiores (Pérez-Martín, 2012). En ese sentido, se postula que en el subsuelo de la cuenca Huallaga se encuentran las unidades del Carbonífero-Pérmico, en particular en núcleos de anticlinales.

5. Conclusiones

Las columnas estratigráficas levantadas en los sectores de Los Chilchos y Río Verde permiten evidenciar unidades estratigráficas que cubren el intervalo Carbonífero Inferior - Pérmico Superior (grupos Ambo, Tarma, y Copacabana, y la Formación Ene).

En el sector de Los Chilchos se observa a los grupos Ambo, Tarma y Copacabana, en discordancia sobre la Formación Contaya e infrayaciendo al Grupo Mitu, mientras que en el sector de Río Verde, se cartografía a los grupos Tarma y Copacabana y la Formación Ene

infrayaciendo al Grupo Mitu en discordancia angular.

Mediante los resultados de % de COT obtenidos sobre muestras del Grupo Tarma, se pudo determinar un buen potencial de rocas generadoras de hidrocarburos. Sin embargo, las mismas muestras fueron estudiadas por análisis Rock Eval, encontrándose, aparentemente, kerógeno de tipo IV no generador de hidrocarburos.

En una correlación con la cuenca Marañón, donde se ha encontrado al Grupo Tarma en pozos exploratorios, se tendría la continuidad del Grupo Tarma y unidades del Carbonífero-Pérmico, siendo estructuras de probable interés para la exploración de hidrocarburos los núcleos anticlinales que incluyen estratos del Carbonífero-Pérmico.

Referencias

- Del Castillo, B., et al. 2014. Braquiópodos y crinoideos del Carbonífero Superior-Pérmico Inferior en la Cordillera Oriental del Norte del Perú. Resúmenes extendidos, XVII Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Ibañez, C. 2001. Estudio geológico y económico de las cuencas petrolíferas Marañón y Ucayali. Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 2 tomos.
- Pérez-Martín, R., et al. 2012. Nuevo enfoque en la interpretación estructural del cabalgamiento de Chazuta en la zona central de la cuenca Huallaga. Resúmenes extendidos, XVI Congreso Peruano de Geología, Lima, 5 p.
- Rodríguez, R., Sánchez, E., Fabián, C., Del Castillo, B. 2014. Dominios estructurales entre la Faja Plegada del Marañón y la Faja Plegada y Corrida de la Zona Subandina. Nuevas interpretaciones para el subsuelo del borde occidental de la cuenca Huallaga. Resúmenes extendidos, XVII Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Rodríguez, R., Sánchez, E., Fabián, C., Del Castillo, B. 2015. Dominios estructurales entre la faja plegada del Marañón y la faja plegada y corrida de la Zona Subandina: Nuevas interpretaciones para el subsuelo del borde occidental de la cuenca Huallaga. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 110, p. 147-151.
- Sánchez, A. 1995. Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba, y Bolívar. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 56, 287 p.



Estratigrafía de las secuencias pre-cretácicas del anticlinal Naranjos (zona noroccidental de la cuenca Huallaga)

Marco Chumpitaz, César Chacaltana, Waldir Valdivia, y Daniel Peña

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima (mchumpitaz@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

El anticlinal Naranjos se sitúa entre los cuadrángulos de Jumbilla (12-h) y Nueva Cajamarca (12-i), en el extremo noroccidental de la cuenca Huallaga (Fig. 1). Se caracteriza por tener una forma alargada en sentido NO-SE, de unos 26 km de largo. El presente trabajo tiene como objetivo dar a conocer el registro estratigráfico expuesto en el flanco oriental del anticlinal Naranjos, donde se ha cartografiado y evidenciado la sucesión sedimentaria comprendida entre el Paleozoico inferior y el Jurásico. Durante los trabajos de campo se realizaron tres transectas, por las quebradas Naranjillo, Aguas Claras, y Naranjos, que cortan perpendicularmente al anticlinal (Fig. 1). La cartografía geológica fue elaborada durante los estudios desarrollados por el INGEMMET en la actualización de los cuadrángulos de Jumbilla (12-h-II) y Nueva Cajamarca (12-i-III).

2. Antecedentes geológicos pre-cretácicos

Las rocas más antiguas registradas en el Norte peruano (Pataz, departamento de La Libertad) corresponden al Complejo metamórfico del Marañón (CMM) (Wilson & Reyes, 1964; Dalmayrac et al., 1988). Cardona et al. (2006, 2007) y Chew et al. (2007) le asignaron un rango que varía desde el Neoproterozoico hasta el Carbonífero superior, con un evento metamórfico ocurrido hace 480 Ma, es decir en el Ordovícico Inferior (Cardona et al., 2009). En la cuenca Huallaga este intervalo está preservado en grábenes y/o semi-grábenes; hasta la fecha estaba únicamente inferido a partir de secciones sísmicas (Gil, 2002).

En décadas pasadas la cuenca Huallaga fue motivo de excursiones geológicas que proporcionaron distintos

registros geológicos en afloramientos y en pozos. Gracias a este registro, se conoció que las unidades litológicas más antiguas correspondían a los estratos sedimentarios del Grupo Pucará (Rodríguez & Chalco, 1975; Caldas et al., 1985; Baby et al., 1999; Gil, 2002; Hermoza, 2004; Sánchez, 1995). Hacia el límite con la cuenca Marañón (es decir, al noreste), sólo el pozo exploratorio Shanushi alcanzó esta unidad sedimentaria carbonatada. En la parte central de esta cuenca, el pozo Ponasillo 1X alcanzó sedimentos jurásicos de la Formación Sarayaquillo.

En los cuadrángulos de Rioja (13-i) y Nueva Cajamarca (12-i), Sánchez (1995) y De La Cruz (1996) registraron series asignadas al Grupo Mitu (Permo-Triásico). En el límite de estos dos cuadrángulos, se observan esquistos micáceos con bandas de cuarzo, brechas, rocas volcánicas, areniscas violáceas, y niveles de calizas, que se atribuyen al Grupo Tarma, de edad pensilvaniana (Rodríguez et al., 2015). Con esto queda establecido que la sucesión estratigráfica pre-cretácica definida en afloramientos está comprendida entre una serie metamórfica pre-Tarma y la Formación Sarayaquillo de edad jurásica (Fig. 2).

3. Estratigrafía

Las transectas realizadas en el flanco oriental del anticlinal Naranjos (quebradas Naranjillo, Aguas Claras, y Naranjos) han permitido armar una columna estratigráfica, cuyo registro estratigráfico va desde el Cámbrico hasta el Jurásico (Figs. 1 y 2).

3.1. Complejo metamórfico del Marañón

El Complejo metamórfico del Marañón (CMM) aflora en el núcleo del anticlinal Naranjos. Está compuesto por esquistos sericíticos-micáceos, en general de colores gris-

verdosos, intercalados con niveles centimétricos de cuarcitas. En algunas partes se aprecian gneises levemente bandeados, de color gris verdoso, con una asociación de cuarzo, biotita y clorita.

Además, sobre lo anterior se ha registrado entre los esquistos un nivel de caliza de color gris y niveles de

areniscas violáceas.

En la cuenca Huallaga, una serie metamórfica atribuida al CMM se reconoció por primera vez en afloramientos durante este trabajo. Por comparaciones regionales con afloramientos similares del Perú central, se le asignó una edad proterozoica (Mišković et al., 2009).

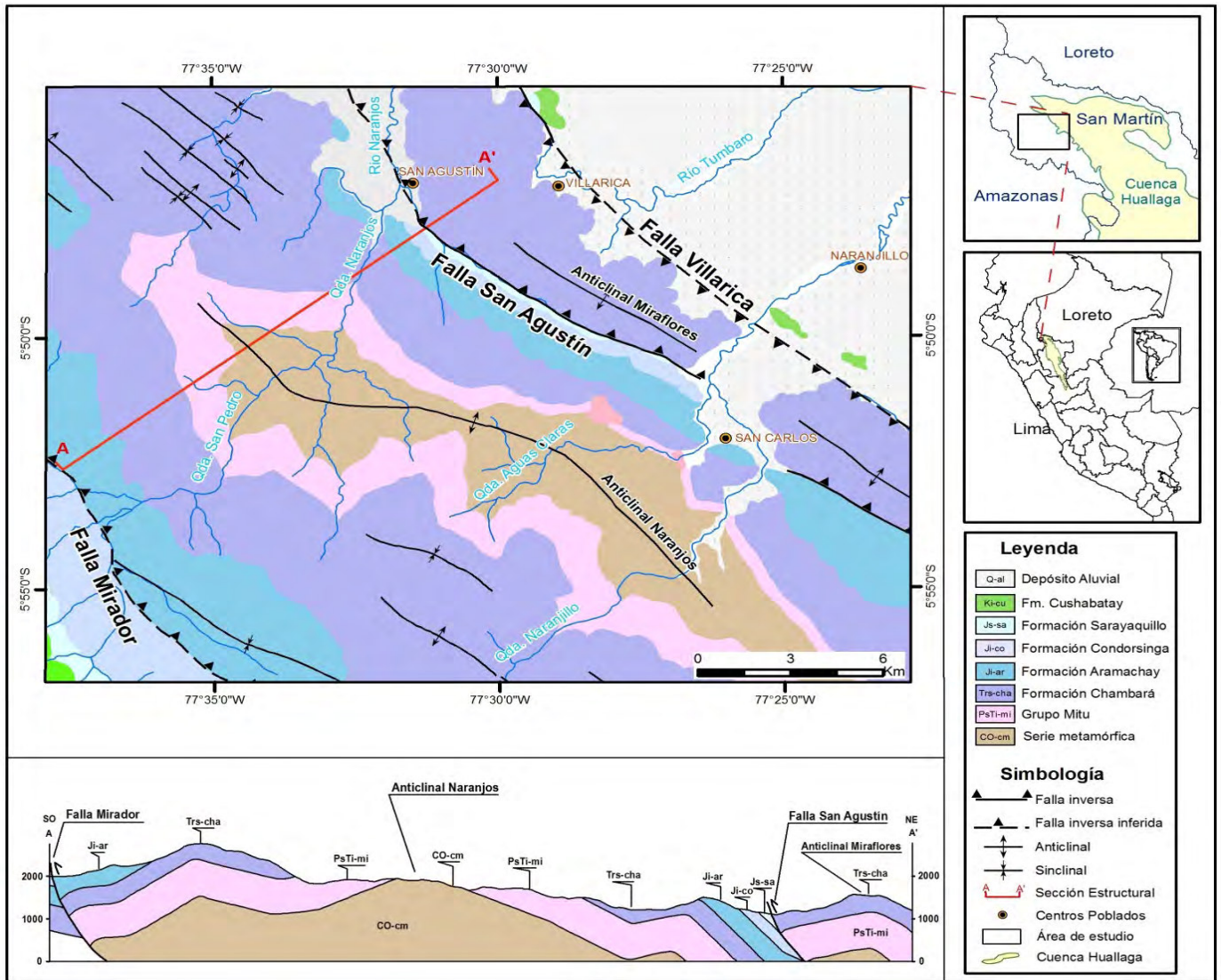


Figura 1. Mapa geológico de la zona del anticinal Naranjos, en amarillo: cuenca Huallaga según Perupetro.

3.2. Grupo Mitu

Sobre la serie metamórfica descansa, en contacto discordante, la secuencia detrítica de origen continental del Grupo Mitu, asignada al Permo-Triásico según correlaciones regionales. Está compuesta por conglomerados heterométricos polimícticos, con clastos subredondeados compuestos de areniscas, rocas volcánicas, y esquistos, que en general se distribuyen de manera caótica, envueltos en una matriz areno-limolítica. Luego se observan intercalaciones de limolitas y areniscas laminadas, de grano fino a medio, que evolucionan a areniscas de grano grueso.

En conjunto la serie es de color rojo y el espesor varía de sur a norte de 100 m a 300 m. Pese a que no se han registrado fósiles en esta zona, se le asigna una edad

Permo-Triásico por encontrarse infrayaciendo al Grupo Pucará.

3.3. Grupo Pucará

3.3.1. Formación Chambará

Se ha cartografiado una sucesión deformada de estratos carbonatados con un grosor aproximado de 300-400 m. Se trata de calizas de color gris-azulado, de tipo wackestone a packstone. Se presentan en capas de 10 cm, con estratificación ondulante, que se intercalan con niveles laminares de arenisca fina de color gris-marrón con ripples de longitud de onda de hasta 5 cm. Conforman secuencias estratocrecientes de hasta 20 a 30 cm. Las

calizas contienen nódulos de chert que en algunos casos se presentan en boudines, lo que expresa cambios cíclicos en el régimen de aporte y productividad orgánica relacionado con la presencia de sílice, posiblemente, debido a emisiones volcánicas.

Las calizas han sido depositadas en un medio subtidal de plataforma interna en un mar somero epicontinental. Sus niveles superiores indican facies de cuenca abierta debido a la presencia de fragmentos de fósiles pelágicos y calizas

de tipo *wackstone*.

No se han registrado fósiles guías para este sector. Sin embargo, al NO se registra la presencia de fósiles característicos tal como *Monotis subcircularis* Gabb. Por su asociación con el ammonite *Peripleurites* sp. en el Pongo de Lorocache (distrito de Armango, Bagua), se establece una comparación biozonal (Chacaltana et al., 2009) que marca, en este sector, el intervalo Noriano-Raetiano (Triásico Superior).

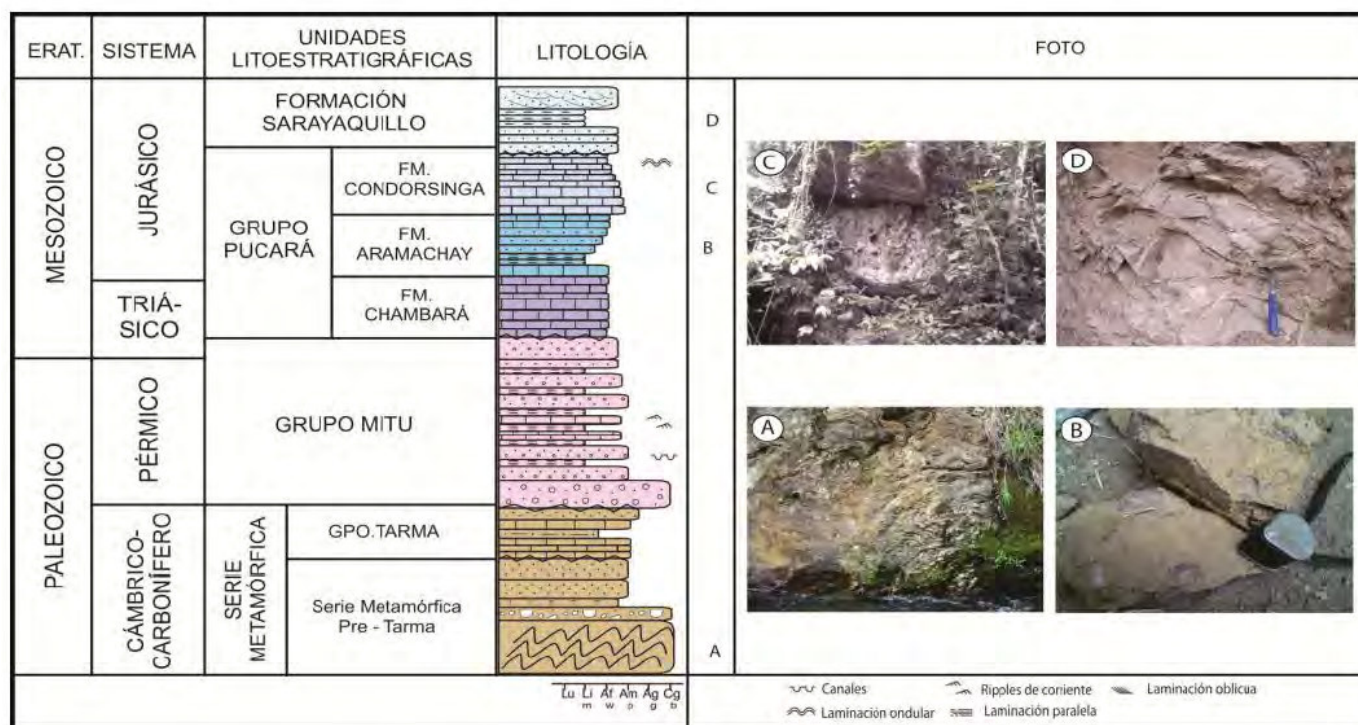


Figura 2. Columna estratigráfica del Anticlinal Naranjos.

3.3.2. Formación Aramachay

La unidad es predominantemente detrítica y se reconoce por sus afloramientos con poca resistencia a la erosión. Se distingue en general por la predominancia de niveles detríticos entre las calizas grises y negras que se incrementan en su evolución vertical, haciéndose luego con predominancia de limoarcilitas de color marrón oscuro a negras, areniscas finas, y areniscas calcáreas hacia el tope. Se estima un grosor aproximado de 350-450 m.

Esta secuencia tiene una estratificación tabular con presencia de nódulos calcáreos y niveles con ammonites distintivos. La secuencia contiene los ammonites *Vermiceras* cf. *V. scylla* Reynes y *Vermiceras stubeli* Tilmann (e.g., Sánchez, 1995), que definen para estos estratos una edad sinemuriana.

El paleoambiente marino correspondía a una zona nerítica con aguas relativamente cálidas.

3.3.3. Formación Condorsinga

Esta unidad está conformada por estratos carbonatados. Estas calizas varían de *packstone* a *grainstone* de color gris oscuro a beige, con estratificación tabular en estratos de 20 a 30 cm, estratodecrecientes. Luego se inician secuencias con estratos de hasta 2 m, cuyo grano

promedio decrece y se hace *wackstone*. Algunos niveles presentan laminaciones horizontales y registros de mallas de algas bien desarrolladas. Son frecuentes los afloramientos con intensa erosión kárstica, a tal punto que caracterizan a esta unidad. Las facies sedimentarias indican un ambiente nerítico. Petrográficamente se trata de calizas micríticas que indican medios de plataforma externa con facies de talud (Sánchez, 1995).

Por su posición estratigráfica y por las determinaciones reportadas en el Perú central, se asume una edad post-sinemuriana. Mégard (1968) le asignó una edad del Sinemuriano superior al Toarciense superior.

3.4. Formación Sarayaquillo

Esta unidad consiste en bancos de areniscas de grano medio a fino, de coloración rojiza, con estratificación cruzada, intercalados con niveles métricos de limolitas rojas a veces laminadas. Al norte del anticlinal, en la localidad de Aguas Claras, está compuesta por limolitas brunáceas bien laminadas y areniscas cuarzosas alteradas con un color amarillo-mostaza con contenido de plantas fósiles. Las areniscas son a veces cuarzo-feldespáticas y presentan canales, *ripples* de corriente, y laminaciones paralelas. Se depositaron en un ambiente continental con

medios fluviales, y tienen un espesor que puede llegar a los 200-300m.

La Formación Sarayaquillo se encuentra en discordancia sobre el Grupo Pucará. Su contacto superior no se aprecia por estar fallado. Al norte, en el cuadrángulo de Aramango (11-g), Chacaltana et al. (2009) describieron una secuencia de areniscas continentales con laminaciones oblicuas, con plantas del género *Otozamites* del Jurásico Superior. Por su posición estratigráfica sobre el Grupo Pucará, se puede atribuirle una depositación durante el intervalo Jurásico Medio a Superior.

4. Conclusiones

En el anticlinal Naranjos aflora la serie pre-cretácica, con un rango entre el Paleozoico Inferior y el Jurásico Superior.

Las series metamórficas registradas son asignadas al CMM, con una edad comprendida entre el Ordovícico y el Carbonífero.

Las secuencias superiores compuestas por calizas y areniscas posiblemente correspondan al Grupo Tarma.

El Grupo Mitu, de edad Pérmico-Triásico, infrayace discordantemente al Grupo Pucará, de edad Triásico-Jurásico Inferior. En la Formación Aramachay, en la quebrada Aguas Claras, ocurren los ammonites *Vermiceras* cf. *V. scylla* Reynes y *Vermiceras stubeli* Tilmann, que definen una edad sinemuriana.

En la Formación Sarayaquillo se encontraron plantas fósiles afines al género *Otozamites* de edad Jurásico Superior (Chacaltana et al., 2009).

Referencias

- Baby, P., Rivadeneira, M., Christophoul, F., Barragán, R. 1999. Style and timing of deformation in the Oriente Basin of Ecuador. IV International Symposium on Andean Geodynamics, Göttingen, p. 68-72.
- Caldas, J., Soto, F., Valdivia, H. 1985. Evaluación del potencial petrolífero de la cuenca Huallaga. Informe interno, Petroperú, Lima, v. 2.
- Cárdenas, J., Carlotto, V., Romero, D., Jaimes, F., Valdivia, W. 1997. Geología de los cuadrángulos de Chuanquiri y Pacaipata. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 89, 208 p.
- Carlotto, V., Cárdenas, J., Reitsma, M., Rodríguez, R. 2010. Las edades de la Formación Ene y del Grupo Mitu: propuesta de cambios en la cartografía regional (Abancay-Cusco-Sicuani). Resúmenes extendidos, XV Congreso Peruano de Geología, Cusco, p. 830-833.
- Chacaltana, C., Valdivia, W., Peña, D., Alván, A., Aldana, M. 2009. Evidencias del Triásico Superior (Noriano-Retiano) y Jurásico inferior en las calizas del Pongo de Lorocache, borde sur de la cuenca Santiago. Sociedad Geológica del Perú, Boletín jubilar Victor Benavides Cáceres.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Miskovic, A. 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. Geological Society of America Bulletin, v. 119, p. 679-711.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R. 1988. Caracteres generales de la evolución geológica de los Andes peruanos. Boletín del INGEMMET, Serie D, v. 12.
- De La Cruz, J. 1996. Geología de los cuadrángulos de Río Santa Agueda, San Ignacio, y Aramango. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 57, 140 p.
- Gil, W. 2002. Evolución lateral de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16° S. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial N° 4, 146 p.
- Hermosa, W. 2004. Dinámica tectono-sedimentaria y restauración secuencial de la cuenca de antepais de los Andes Centrales. Tesis de doctorado, Université Paul-Sabatier, Toulouse, Francia, 246 p.
- Mégard, F. 1968. Geología del cuadrángulo de Huancayo. Boletín del Servicio de Geología y Minería. v. 18, 123 p.
- Pardo, A., Sanz, V. 1979. Estratigrafía del curso medio del Río La Leche, Departamento de Lambayeque. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 60, p. 251-266.
- Reitsma, M., Schaltegger, U., Spikings, R.A., Winkler, W., Carlotto, V. 2010. Constraining the age of the Mitu Group in south-east Peru: U-Pb ages of detrital and igneous zircons. Resúmenes extendidos, XV Congreso Peruano de Geología, Cusco, p. 963-966.
- Rodríguez, A., Chalco, A. 1975. Cuenca Huallaga: reseña histórica y posibilidades petrolíferas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 45.
- Sánchez, A. 1995. Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba, y Bolívar. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 56, 287 p.
- Sánchez, A., Dávila, D., De La Cruz, N. 1996. Geología del cuadrángulo de Jaén. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 62, 105 p.
- Wilson, J., Reyes, L. 1964. Geología del cuadrángulo de Patataz. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 9, 91 p.



Caracterización morfoestructural en la proyección sur de la zona de transición entre las cuencas Santiago y Huallaga

Waldir Valdivia, César Chacaltana, Marco Chumpitaz, Alexandra Benites, y Daniel Peña

INGEMMET, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (wvaldivia@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

En el nororiente peruano, las cuencas subandinas que forman parte del sistema de cuencas de antepaís amazónico incluyen a las cuencas Santiago y Huallaga. Estas cuencas formaron parte de una plataforma de extensión continua (Petróleos del Perú, 1976; Pardo & Sánchez, 1999; Baby et al., 2005) que fue deformada por una tectónica de basamento e inversión tectónica, en ciertos lugares influenciada por una tectónica salífera (Gil, 2002; Hermoza, 2004; Navarro, 2005). Por el norte, la cuenca Santiago tiene una orientación N-S y una sucesión sedimentaria que va del Triásico-Jurásico al Neógeno. Por el sur, la cuenca Huallaga tiene una orientación NO-SE y una sucesión sedimentaria en afloramientos, entre el Paleozoico inferior y el Neógeno. La zona de transición entre estas dos cuencas es la prolongación austral de la zona de influencia de la flexión de Huancabamba (Fig. 1).

El objetivo de este trabajo es adicionar información a la existente sobre la geología de superficie (Sánchez, 1995), que permita la caracterización morfoestructural de la zona de transición entre las cuencas Santiago y Huallaga. La cartografía geológica a escala 1:50,000 y los cortes estructurales fueron elaborados durante los estudios desarrollados por el INGEMMET en el cuadrángulo de Jumbilla (12-h).

2. Marco geológico

Regionalmente el área de estudio se posiciona en la prolongación sur de la charnela que separa los Andes Septentrionales y los Andes Centrales. La Zona Subandina

se desarrolla entre la Cordillera Oriental y la Llanura Amazónica, y geomorfológicamente corresponde al pie de monte de la Cordillera Oriental con una orientación paralela a la Cordillera de los Andes. Esta geomorfología resulta de una intensa deformación tectónica responsable del relieve actual; corresponde a un área muy deformada por pliegues y fallas inversas, paralelas a sub-paralelas, que involucran más de 6000 m de secuencias depositacionales, las cuales se asientan sobre un basamento paleozoico.

En el nororiente peruano, el límite entre las cuencas Santiago, por el norte, y Huallaga, por el sur, está definido por una zona de transición caracterizada por grandes accidentes estructurales y por una gruesa pila sedimentaria.

3. Caracterización morfoestructural

La construcción de cortes estructurales sobre la base de la información de superficie permitió identificar y diferenciar dos dominios estructurales cuyos estilos son descritos a continuación (Fig. 2: secciones A-A' y B-B'): el Dominio sudoeste (DSO) corresponde al extremo este de la Cordillera Oriental; el Dominio nordeste (DNE) corresponde a la zona occidental de la Zona Subandina, donde se definen de oeste a este tres bloques (bloque 1, bloque 2, y bloque 3). El límite entre estos dominios corresponde al accidente estructural traducido en la falla Almendro-Jumbilla (FAJ).

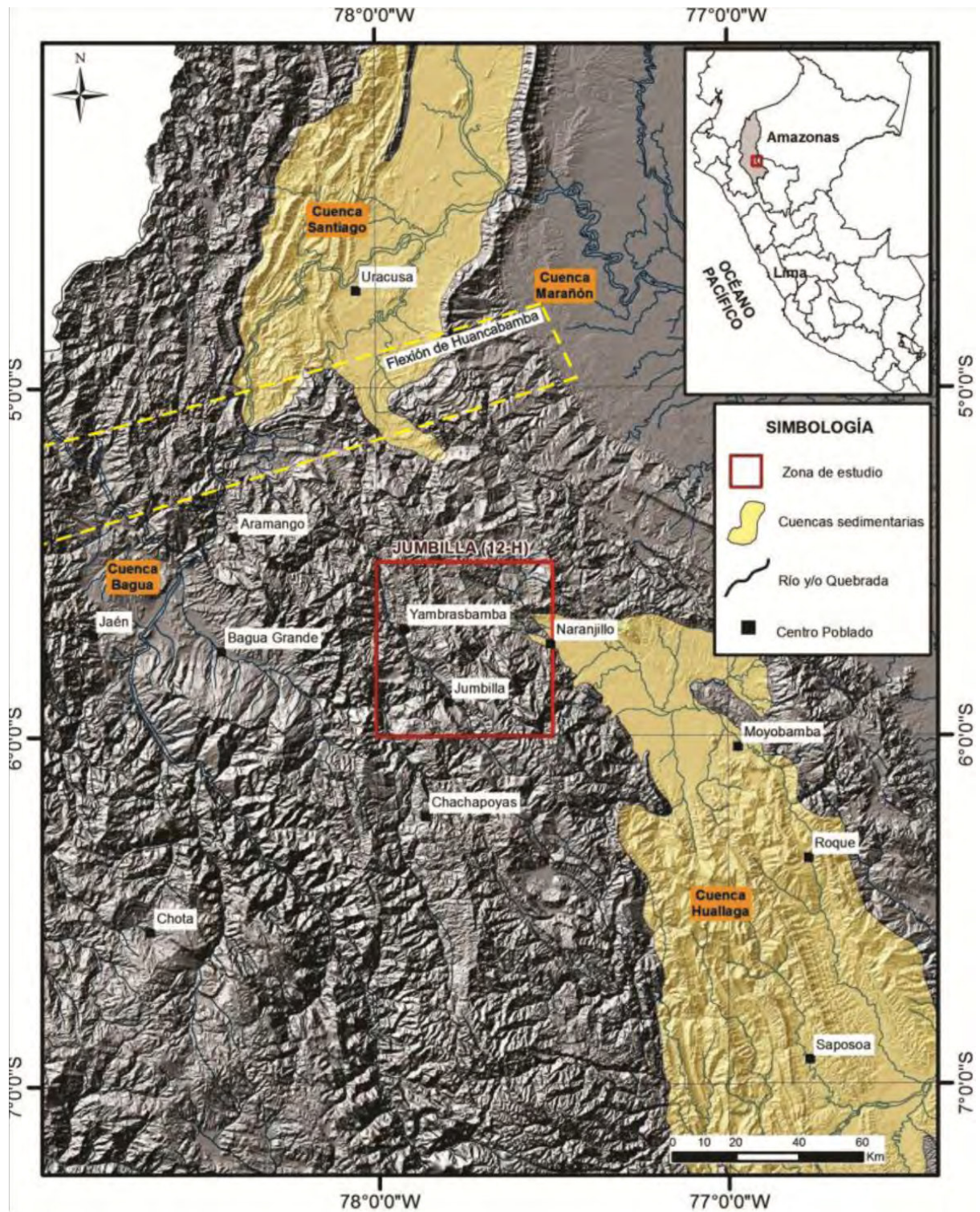


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

3.1. Sección estructural A-A' (Fig. 3)

De SO a NE la sección atraviesa el DSO y los bloques 1, 2, y 3 del DNE. En el DSO, al SO de la falla Shucuyacu (FS) y la FAJ, se estructuran los anticlinales de Shucuyacu y Shichoca. Los pliegues son asimétricos con vergencia NE: se han estructurado en el bloque techo de las fallas FS y FAJ. En la proyección sur del anticlinal fallado de Shichoca, el pliegue es más apretado, siendo volcado con el flanco oriental invertido, y pone en contacto estratos jurásicos sobre estratos cretácicos. La reconstrucción geométrica indica un pliegue por propagación de falla. Las fallas son

inversas de alto ángulo en superficie, con desplazamientos significativos que configuran pliegues ligeramente imbricados hacia el NE, y ponen en contacto unidades mesozoicas contra unidades cretácicas, posiblemente involucrando el basamento.

En el DNE, entre las fallas FAJ, Esperanza (FE) y Mirador (FM), se han configurado los bloques 1 y 2. El bloque 1 está conformado por un sistema de pliegues comprendido entre la FAJ y la FE. Los pliegues tienen ligera vergencia hacia el oeste, muestran morfología asimétrica con buzamientos que varían de 60° en el flanco este a 20° en el flanco oeste, y deforman secuencias cretácicas en

superficie. Las fallas FAJ y FE son estructuras de alto ángulo que tienen una dirección similar en superficie y vergencias opuestas. En superficie la FE pone en contacto unidades jurásicas en el bloque techo contra unidades cretácicas en el bloque piso. El sistema de pliegues del

bloque 1 se caracteriza por estar configurado en una zona triangular entre dos fallas enfrentadas de buzamiento divergente y vergencia opuesta. Esta zona triangular posiblemente tiene el mismo nivel de despegue en las secuencias metamórficas del Complejo Maraón.

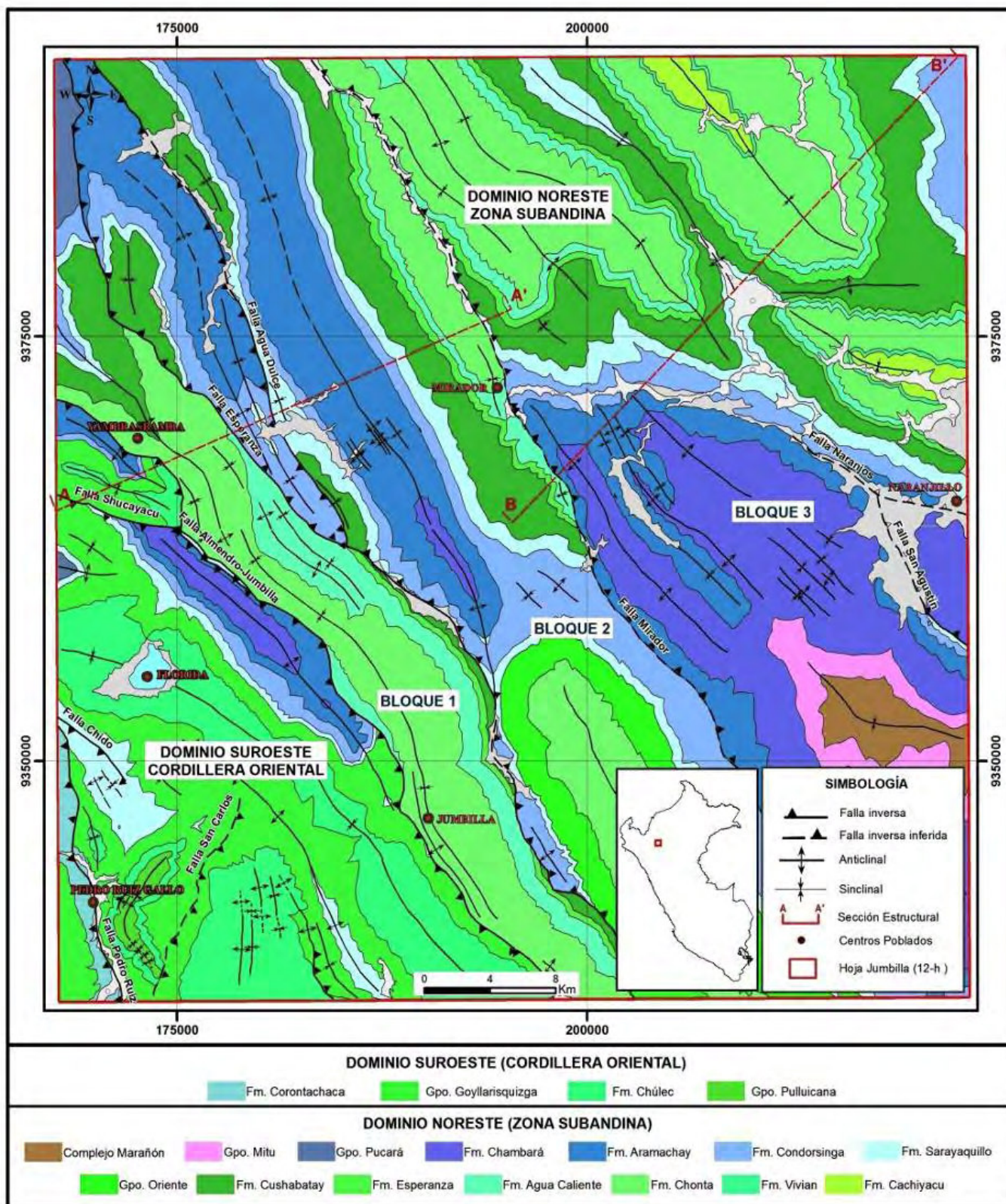


Figura 2. Mapa geológico y de dominios estructurales.

El bloque 2 está conformado por dos sistemas de pliegues comprendidos entre tres fallas con dirección

similar y vergencias opuestas (Fig. 2). Un primer sistema existe entre las fallas Esperanza (FE) y Agua Dulce (FAD),

donde se configuran pliegues jurásicos con morfología asimétrica y buzamientos suaves hacia los flancos. Esta zona se caracteriza por estar entre dos fallas de vergencia opuesta y buzamientos que convergen en profundidad, y posiblemente corresponda a una estructura en flor. La FE, que levanta y cabalga la zona de pliegues cretácicos, corresponde a un retrocorrimento de vergencia oeste y buzamiento este. La FAD, que buza al oeste y tiene vergencia este, levanta por el oriente la zona de pliegues jurásicos, cabalgando hacia el este al anticlinorio de Gato Dormido. Un segundo sistema de pliegues, entre la FAD y la falla Mirador (FM), configura el anticlinorio de Gato Dormido. Las fallas son kilométricas, y tienen dirección similar y vergencias opuestas. Hacia el flanco occidental, los pliegues son paralelos, asimétricos y de vergencia oeste, destacando el sinclinal fallado de Agua Dulce. Hacia el flanco oriental, los pliegues son paralelos y tienen vergencia al este. Esta última caracterización se aprecia en

la proyección sur de la sección, donde los pliegues son apretados y asimétricos, destacando el anticlinal Río Rojo y el sinclinal Río Nieva. El arreglo estructural para este bloque indica un anticlinorio fallado por los dos flancos.

La FAM se extiende por el extremo occidental de las cuencas Santiago y Huallaga, limitando el DSO y el DNE. Tiene dirección NO, es del tipo inverso, buza al sudoeste con vergencia hacia el NE. La FAM registra dos eventos tectónicos: Durante un primer evento extensivo, de edad permo-triásica hasta jurásica, tuvo un juego normal. Posteriormente, en el Cretácico, como consecuencia de los eventos compresivos andinos, se invirtió con un movimiento inverso. La variación de espesores de oeste a este de los depósitos triásicos y jurásicos sugiere que esta estructura estuvo activa durante la sedimentación. Además, la FAJ coincide con una variación de litofacies en los depósitos del Cretácico Superior, que podría indicar un alto estructural en esa época.

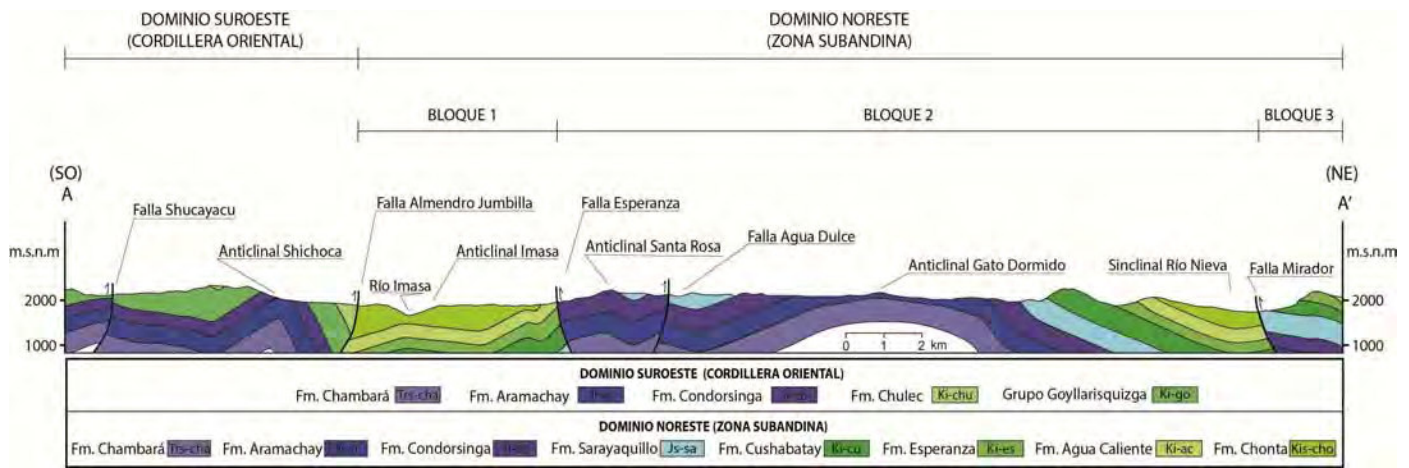


Figura 3. Sección estructural A-A'.

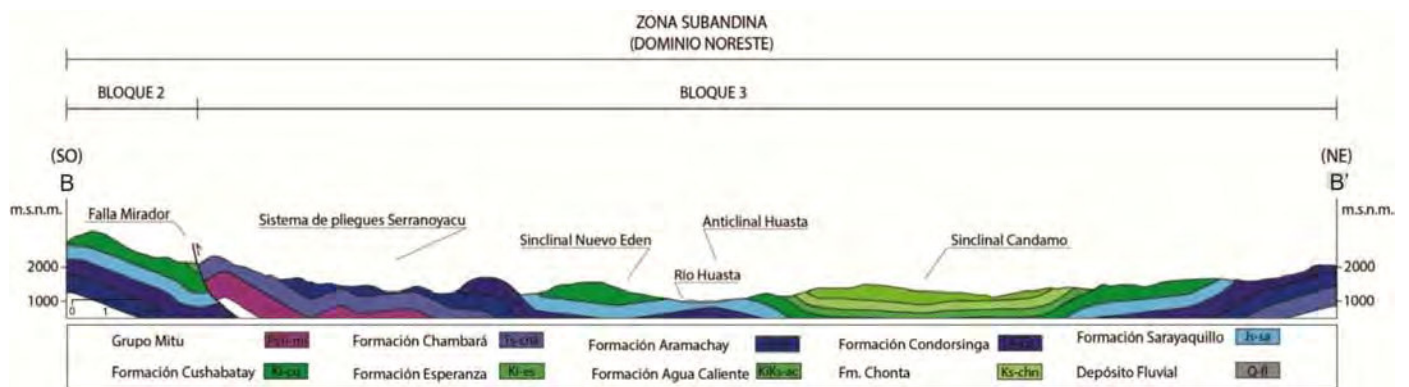


Figura 4. Sección estructural B-B'.

3.2. Sección estructural B-B' (Fig. 4)

Esta sección atraviesa de SO a NE el extremo oriental del bloque 2 y el bloque 3 del DNE. El bloque 2 está conformado por el sinclinal Río Nieva y la FM. El pliegue es asimétrico y tiene capas con buzamiento fuerte en el flanco oeste y suaves en el flanco este, con afloramientos de la Formación Chonta en el núcleo. La FM tiene buzamiento al NE y vergencia al oeste; es de alto ángulo

en superficie. Hace cabalgar estratos carbonatados triásico-jurásicos sobre estratos carbonatados cretácicos. El arreglo estructural indica un retrocorrimento de vergencia oeste, que ha configurado un pliegue en el bloque piso. El bloque 3 está conformado por dos sistemas de pliegues comprendidos entre la FM y el borde oriental del sinclinal de Candamo (Fig. 4). Un primer sistema, occidental, presenta pliegues paralelos de vergencia este, que varían de abiertos a cerrados y deforman estratos

jurásicos. Un segundo sistema, oriental, presenta pliegues paralelos de vergencia oeste, en su mayoría abiertos y que deforman estratos cretácicos y jurásicos. Al extremo occidental del bloque, el anticlinal asimétrico de Serranoyacu está estructurado en el bloque techo de la FM; la reconstrucción geométrica de esta estructura indica un pliegue de propagación de falla con rotura del flanco occidental. El arreglo estructural para este bloque indica un sinclinorio estructurado en el bloque techo de la falla Mirador (flanco occidental) que afecta estratos jurásicos en los flancos y estratos cretácicos en el núcleo.

4. Conclusiones

La deformación de los estratos en la proyección sur de la zona de transición entre las cuencas Santiago y Huallaga corresponde a elementos estructurales traducidos en fallas y pliegues dispuestos paralelamente, con rumbo NO-SE, que afectan secuencias sedimentarias comprendidas entre el Paleozoico Superior y el Cenozoico, y que se manifiestan en el cartografiado.

Este contexto define un verdadero mosaico de bloques deformados por sistemas de pliegues paralelos que se traducen en el anticlinorio de Gato Dormido, el sinclinorio de Candamo y posibles estructuras en flor, variablemente basculados, limitados preferencialmente por fallas inversas de piel gruesa, de alto ángulo en superficie.

La reconstrucción geométrica de los principales anticlinales muestra que se han emplazado en el bloque techo de los corrimientos e indica que se trata de pliegues de propagación de falla con rotura de uno de sus flancos.

Referencias

- Baby, P., Hermoza, W., Navarro, L., Bolaños, R., Espurt, N., Roddaz, M., Brusset, S. 2005. Geodinámica mio-pliocena de las cuencas subandinas peruanas: un mejor entendimiento de los sistemas petroleros. In: Trabajos técnicos, V Seminario Internacional de Exploración y Explotación de Petróleo y Gas, Lima, Perupetro, 15 p.
- Gil, W. 2002. Evolución lateral de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°S. Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial N° 4, 146 p.
- Hermosa, W. 2004. Dinámica tectono-sedimentaria y restauración secuencial de la cuenca de antepaís de los Andes Centrales. Tesis doctoral, Univerité Paul-Sabatier, Toulouse, Francia, 246 p.
- Navarro, L. 2005. La cuenca Santiago: Estilo estructural y sistemas petroleros. Tesis de ingeniero, Universidad Nacional San Agustín, Arequipa, 112 p.
- Pardo, A., Sánchez, D. 1999. Evaluación geológica y potencial de hidrocarburos, lotes 50 (cuenca Santiago); 65 (cuenca Marañón); 73A, 73B, 73C (cuencas Huallaga y Ucayali); 79, 81, 85 (cuenca Ucayali); 66 (cuenca Ene). Informe técnico, Perupetro, ITP 22342.
- Petróleos del Perú. 1976. Evaluación geológica preliminar del área de Santiago Nieva. Informe técnico, Perupetro, IT 00063, 69 p.
- Sánchez, A. 1995. Geología de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba, y Bolívar. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 56, 287 p.



Evolución paleogeográfica fanerozoica de la región nor-occidental de la margen peruana y sus posibilidades hidrocarburíferas

Carlos Bianchi¹ y Javier Jacay²

¹ SK Innovation Sucursal Peruana, Avenida Amador Merino Reyna 267, San Isidro, Lima, Perú

² Escuela de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, Perú

1. Introducción

Son muchos los trabajos que se han realizado sobre la evolución geológica de los Andes norperuanos (región de La Libertad y Lambayeque), como los trabajos pioneros de Steinmann (1929), Fischer (1956), Pardo & Sanz (1979), Cobbing et al. (1981), Mourier (1988), Jaillard (1990), y la carta geológica nacional desde la década del 1960 (Fig. 1). Es el Neoproterozoico y Paleozoico que tiene menos trabajos, debido a la ausencia de afloramientos de secuencias completas y a su alto grado metamórfico. El Mesozoico, con afloramientos mejor expuestos, es en el que se tiene numerosos trabajos estratigráficos y sedimentológicos. Durante el Cenozoico, la margen está compuesta por diferentes cuencas extensionales, las que tienen una relación directa al plano de subducción y/o al juego de megaestructuras de transcurrencia, mientras al lado oriental de la zona se tiene el desarrollo de un sistema de cabalgamientos de la Cordillera Occidental y volcanismo aéreo del Grupo Calipuy.

Con el análisis de diferentes cortes estratigráficos en esta parte de los Andes norperuanos (Fig. 2), se analizan los diferentes episodios euxínicos y periodos transgresivos como probables facies de generadores de hidrocarburos, así como las características estratigráficas y sedimentológicas de las diferentes unidades litoestratigráficas en su calidad de roca reservorio.

2. Cuadro geológico norperuano actual

El Basamento Precámbrico de los Andes norperuanos, mayormente compuesto por rocas metamórficas de bajo a alto grado, está expuesto en la Cordillera Oriental y en la región costanera del macizo de Olmos (Illescas, Paíta, Amotape-Tahuín), así como en algunas islas a lo largo de la costa norperuana (Fig. 1).

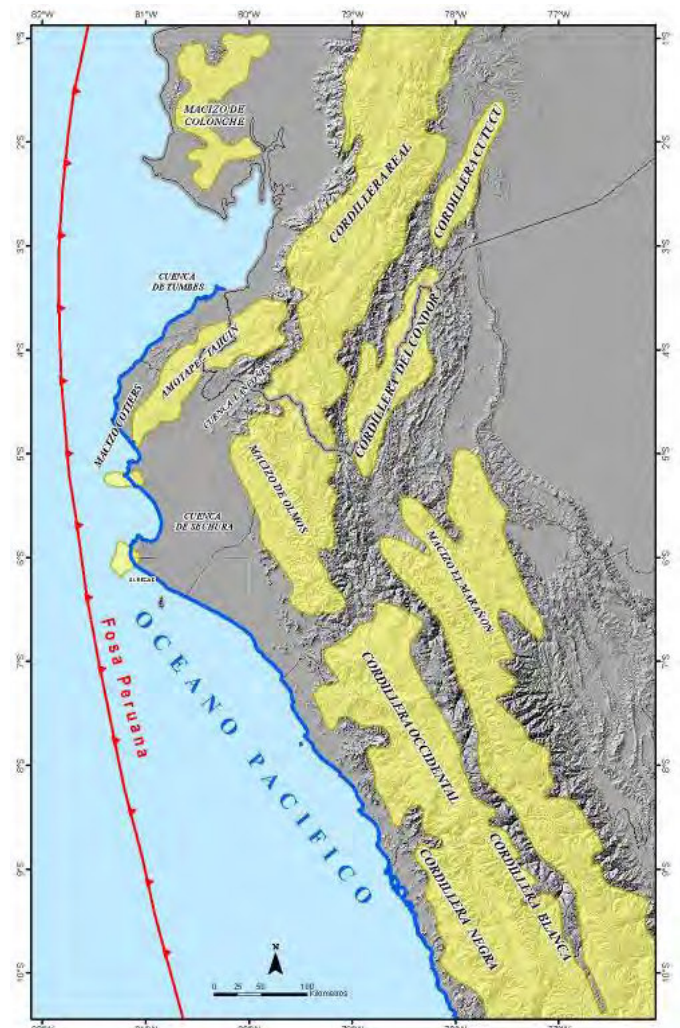


Figura 1. Principales dominios morfoestructurales de los Andes norperuanos, resaltados en amarillo.

2.1. El macizo del Marañón

Constituye el extremo septentrional de la Cordillera Oriental peruana, de dirección NW-SE, que yace bajo la cobertura meso-cenozoica al norte de los 6°S. Está constituido por un material de edad Precámbrico-Paleozoico Inferior y está cubierto en discordancia por la Formación Contaya (Ordovícico inferior a medio). Sobreyacen en discordancia los grupos Ambo (Missisipiano medio), Copacabana (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), y Mitu (Pérmico Superior).

2.2. El macizo de Olmos

Situado hacia el NW peruano aparece bajo la cobertura meso-cenozoica hacia los 6°30'S. Es constituido por series del Paleozoico Inferior (Fischer, 1956) y rocas

metamórficas meso- y catazonales (Baldock, 1977; Mourier, 1988) que afloran hasta en Huaquillas (Ecuador).

Las sucesiones estratigráficas comprenden a la Formación Olmos (Ordovícico-Silúrico?) que comprende una serie de esquistos y esquistos sericíticos epimetamórficos. Baldock (1977) distingue en la región de Salas una secuencia de filitas, meta-tufos y meta-conglomerados al que denomina Formación Salas (Paleozoico inferior?, según Mourier, 1988).

La Formación Río Seco (Devónico) se compone predominantemente de cuarcitas, aflora sobre la ruta Morropón-Huancabamba.

Los afloramientos del Grupo Mitu (Pérmico Superior-Triásico Inferior) están comprendidos entre el Río La Leche y el Pueblo de Salas; se componen de areniscas rojas y conglomerados que descansan directamente en discordancia sobre la Formación Olmos y/o Salas.

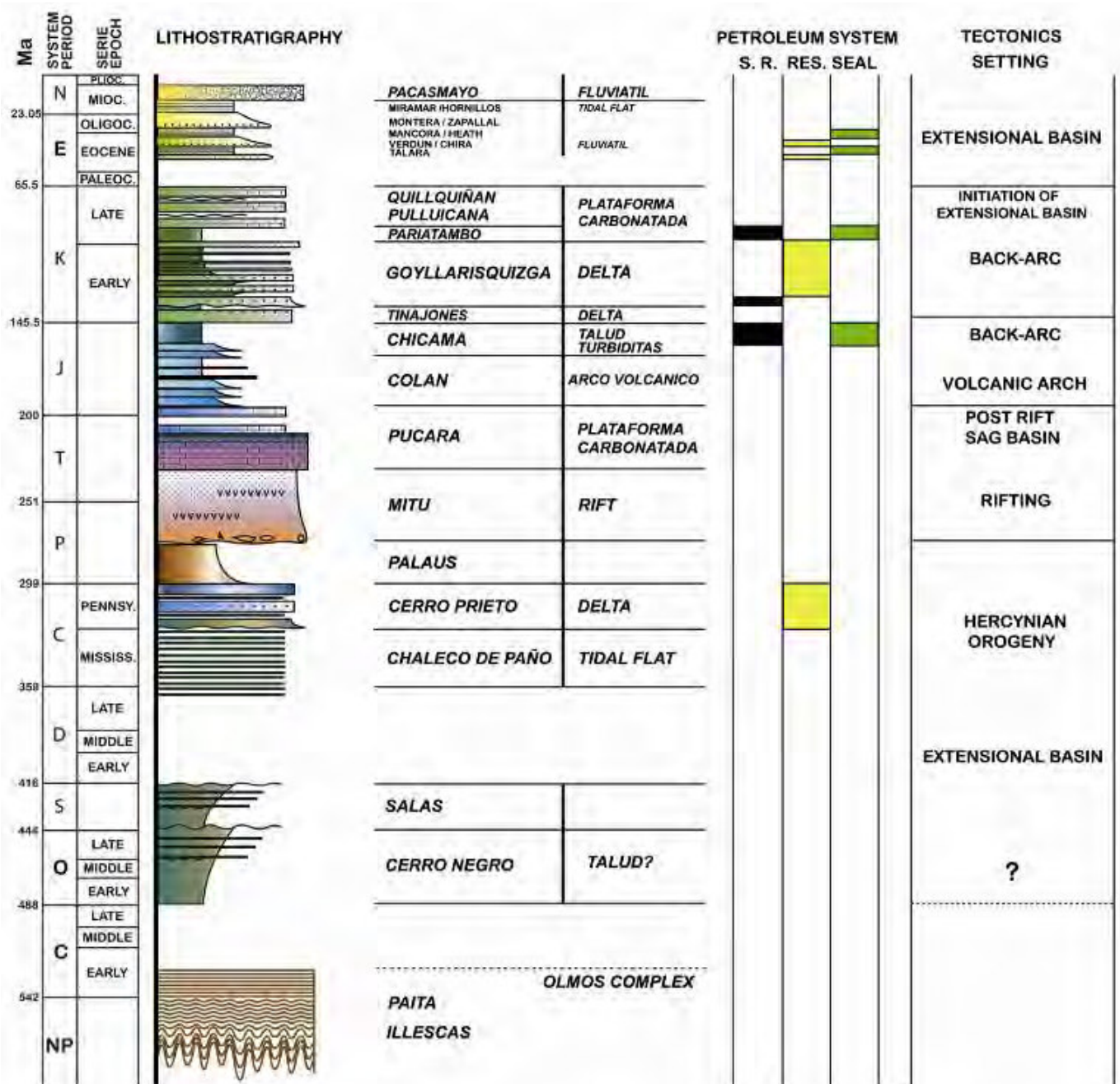


Figura 2. Columna estratigráfica compuesta para las regiones de La Libertad, Lambayeque, y parte sur de Piura, basada en los trabajos de Martínez (1970), Pardo & Sanz (1979), Mourier (1988), Jaillard (1990).

2.3. Los macizos costeros del Noroeste peruano

Están representados por el gran macizo Amotape-Tahuin y por los macizos litorales de Illescas y Paita. El desarrollo de las unidades estratigráficas ha sido tratado por Martínez (1970) y Mourier (1988). El Complejo Basal corresponde por parte a la Formación Cerro Negro (Devónico), compuesta de esquistos, cuarcitas oscuras y pizarras; aflora ampliamente sobre el sector oriental del macizo; éstos pasan al tope progresivamente a un medio marino poco profundo de lutitas y pelitas, de la Formación Chaleco de Paño (Missisipiano).

La Formación Cerro Prieto del Missisipiano superior-Pensylvaniano inferior, expuesta al extremo sur del macizo de los Amotapes, se compone de una alternancia de cuarcitas, lutitas negras con abundante fauna de braquiopodos, bivalvos, crinoideos y bryozoarios; figuras sedimentarias como pistas, figuras de escape de agua, bioturbaciones, ripple-marks de un medio litoral.

La Formación Palaus (Pérmico), litológicamente se conforma de areniscas grises, con limolitas gris amarillentas a verdosas. Esta unidad reposa discordantemente sobre la Formación Cerro Prieto, y es cubierta en "overlap" por rocas del Cretáceo y Terciario.

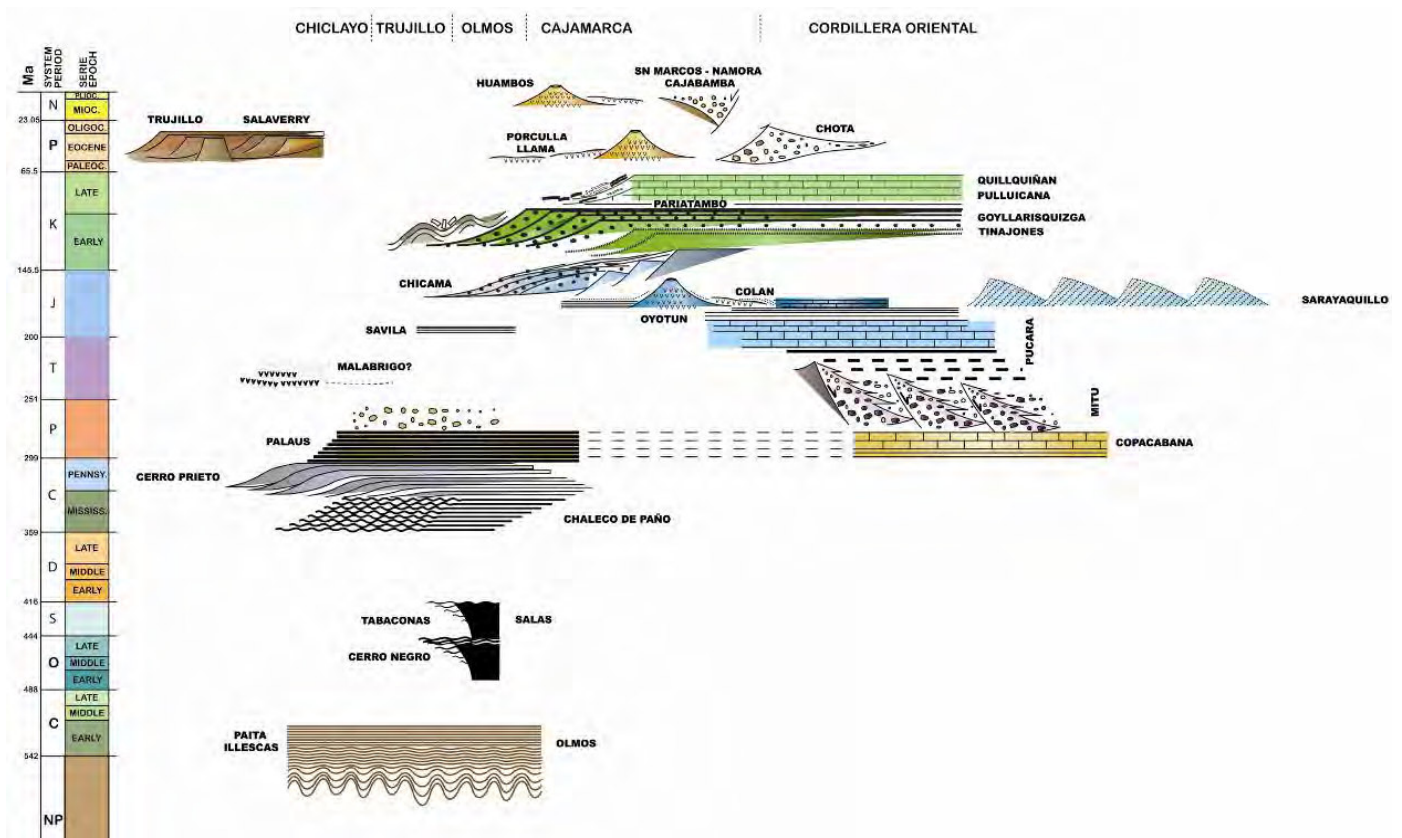


Figura 3. Síntesis de la evolución geológica y marco paleogeográfico de la parte occidental de los Andes norperuanos.

2.4. La evolución andina

Inicia su sedimentación en cuencas elongadas, paralelas a la zona de subducción actual de los Andes. Durante el Triásico Superior a Liásico inferior, en el norte y centro del Perú se manifiesta una transgresión marina, con los depósitos de la gran plataforma carbonatada del Grupo Pucará, y a la Formación Savila (Pliensbachiano superior). Todo este sistema es considerado de edad Noriano a Pliensbachiano-Toarciano y probablemente hasta el Aaleniano (Pardo & Sanz, 1979; Loughman & Hallam, 1982).

El intervalo Calloviano-Oxfordiano a Titoniano de esta parte de los Andes norperuanos está caracterizado por gruesas capas de andesitas y rocas volcanoclásticas, correspondientes al "Arco Colán" (Mourier, 1988). Más al sur, al tope del Grupo Colán viene la potente serie de turbiditas volcanoclásticas del Grupo Chicama. Estas dos

áreas son cubiertas a manera de *onlap* por la Formación Tinajones (Jacay, 2000).

Al Valanginiano se nota un cambio brusco en la sedimentación, denotado por la llegada de areniscas bien clasificadas y limpias del Grupo Goyllarisquizga (formaciones Chimú, Carhuaz, y Farrat) en la parte más oriental, y como Grupo Goyllarisquizga en las regiones costaneras de La Libertad y Lambayeque. Toda esta sucesión sedimentaria es de claro transporte fluvio-deltaico, que se extiende a lo largo de toda la margen peruana. Una posterior evolución sedimentaria de series carbonatadas ha sido establecida por Jaillard (1990), que evidencia tres eventos transgresivos mayores intercalados con uno regresivo, que es como sigue: una primera transgresión en el Aptiano superior-Albiano medio, seguida de una regresión en el Albiano superior-Cenomaniano medio; una segunda transgresión al Cenomaniano medio-superior, y una tercera transgresión

en el Coniaciano, seguida de una regresión al Campaniano medio.

Luego de la "fase tectónica" peruana, el intervalo Santoniano-Paleoceno corresponde al establecimiento de cuencas de antepais (Chota y Casapalca). La zona axial de la Cordillera Occidental es expuesta a una intensa actividad magmática, la misma que actualmente es representada por gruesas secuencias volcánicas calcoalcalinas. Del Paleogeno a la actualidad, en la región norperuana evolucionan cuencas extensionales (Sechura, Talara, etc.) y un volcanismo del Neógeno al Pleistoceno (Fig. 3).

3. Cuenca extensional de Sechura (Norte del Perú)

La cuenca Sechura (Eoceno superior y el Cuaternario), con una orientación SE-NW, es una cuenca disimétrica rellena por una potente serie detrítica de sedimentos continentales y marinos cenozoicos, correspondiendo al tipo de cuenca de ante-arco interna (Dunbar et al., 1990). La parte sur es submarina y la parte norte entre 6°30' y 5°S está emergida, siendo separadas por el alto estructural Paita-Sullana de la cuenca Talara.

La subsidencia empezaría luego del final del Eoceno medio, habiéndose depositado unos 2500 m de sedimentos dentro de los cuatro ciclos transgresivos mayores, con importantes hiatos durante el Paleoceno y Eoceno medio, Oligoceno-Mioceno inferior a medio, y Mioceno superior.

4. Posibilidades hidrocarburíferas

Regionalmente se tiene varias unidades de probada filiación como unidad generadora (Fig. 2). El Grupo Ambo es reportado en Paita (Steinmann, 1929) y probablemente tiene su prolongación en offshore desde la península de Paracas en el sur, haciendo de esta unidad litoestratigráfica una buena posibilidad como generadora de hidrocarburos.

El Toarciano (Jurásico Inferior) con la Formación Aramachay (Mochumi Viejo en el Valle del Rio La Leche) y niveles superiores de la Formación Savila con marcada facies euxínica (equivalente septentrional de la Formación Aramachay) hacen de esta unidad litoestratigráfica una buena roca generadora de hidrocarburos.

Localmente las lutitas negras de la Formación Sapotal (parte superior del Grupo Chicama) y los niveles carbonosos de la base de la Formación Chimú (Cretáceo inferior), aflorantes en la parte más oriental, a quienes también se postula su continuidad en el subsuelo en parte de la plataforma Chiclayo Jaén, hacen la probabilidad de una buena generadora de hidrocarburos para este intervalo.

En la Cordillera Occidental y cuenca Lancones, son las formaciones Pariatambo, Muerto, y Panaga (Albiano medio) las que corresponden al evento oceánico anóxico OAE-1 (e.g., Jenkyns, 1980), donde se reconocen niveles euxínicos con contenido de materia orgánica, mientras que en parte de la región de la Libertad, Lambayeque, y Cajamarca, el nivel correspondiente al tope de la

Formación Romirón y base de la Formación Coñor (límite Cenomaniano-Turoniano) corresponde al evento oceánico anóxico OAE-2. Estas características hacen de estas unidades estratigráficas como buenas rocas generadoras para las cuencas de Salaverry y Trujillo.

Son las areniscas siliciclásticas de la Formación Cerro Prieto de facies deltaica de gran espesor y desarrollo en parte de los departamentos de Piura y Lambayeque y de la misma manera, las areniscas siliciclásticas del Grupo Goyllarisquizga de gran desarrollo en los departamentos de Lambayeque y La Libertad, unidades estratigráficas que en afloramiento presentan una densidad alta de fracturamiento abiertos polimodales, hacen de ellas unidades probables de reservorios como lo ya probado de San Pedro.

Unidades estratigráficas como la Formación Verdún y/o otras unidades asignadas al Neógeno como pueden observárselas en los acantilados costaneros presentan una buena porosidad, pudiendo ser estas buenos reservorios sean en trampas estratigráficas o estructurales en sus facies distales de arenas de plataformas o de lóbulos de cuerpos turbidíticos.

5. Conclusiones

Se sugiere un régimen extensional predominante durante el Paleozoico, el cual termina en un máximo de rifting al Paleozoico superior (Grupo Mitu). En el Mesozoico, con la individualización de arco, cuenca marginal, y plataforma estable, los paleo-Andes norperuanos conforman un dominio con una tectónica extensional. Sin embargo, al Cenozoico, con el levantamiento de la cadena andina, se tiene al lado occidental cuencas extensionales, mientras que al lado oriental la tectónica de acortamiento es presente en la formación del orógeno andino.

Las condiciones económicas de esta región se basan en diferentes épocas de formación de etapas euxínicas como probables generadoras de hidrocarburos, así el Carbonífero Inferior (Grupo Ambo), Toarciano (formaciones Aramachay y Savila), y Albiano (formaciones Pariatambo, Muerto, y Panaga) se consideran como generadores de hidrocarburos.

La porosidad secundaria por fracturamiento principalmente en el Paleozoico (Formación Cerro Prieto) y en el Cretáceo (Grupo Goyllarisquizga) hace de estas unidades estratigráficas con buenas posibilidades para el almacenamiento de hidrocarburos, siendo en la parte más septentrional de la región la Formación Verdún con porosidad primaria como buena posibilidad como roca reservorio.

Referencias

Baldock, J. 1977. Geología de los cuadrángulos de Olmos y Pomahuaca, Norte del Perú. INGEMMET, Informe interno.

- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J., Baldock, J., McCourt, W., Snelling, N.J. 1981. Estudio geológico de la Cordillera Occidental del norte del Perú. Boletín del INGEMMET, Serie D, v. 10, 252 p.
- Dunbar, R.B., Marty, R.C., Baker, P.A. 1990. Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 77, p. 235-261.
- Fischer, A.G. 1956. Desarrollo geológico del noroeste peruano durante el Mesozoico. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 30, p. 177-190.
- Jaillard, E. 1990. Evolución de la margen andina en el norte del Perú desde el Aptiano superior hasta el Senoniano. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 81, p. 3-13.
- Jenkyns, H.C., 1980. Cretaceous anoxic events: From continents to oceans. *Journal of the Geological Society [London]*, v. 137, p. 171-188.
- Loughman, D.L., Hallam, A. 1982. A facies analysis of the Pucará Group (Norian to Toarcian carbonates, organic-rich shales and phosphates) of central and northern Peru. *Sedimentary Geology*, v. 32, p. 161-194.
- Martínez, M.V. 1970. Montañas de Amotape y posible origen del petróleo en rocas paleozoicas del Noroeste del Perú. I Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, v. II, p. 105-132.
- Mourier, T. 1988. La transition entre Andes marginales et Andes cordilléennes à ophiolites: Evolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3°-8°S, Nord-Pérou - Sud-Equateur). Tesis doctorale, Université Paris XI, 275 p.
- Navarro, J.P., Jaimes, F., Santos, A., Alván, A. 2010. La Formación Sávila en el noroeste de Perú: equivalente occidental de la Formación Condorsinga, nuevos registros estratigráficos del Toarciano. XV Congreso Peruano de Geología, 4 p.
- Pardo, A., Sanz, V. 1979. Estratigrafía del curso medio del Río La Leche. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 60, p. 251-266.
- 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. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 39, 83 p.
- Rosas, S., Fontboté, C. 1995. Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico Superior - Jurásico Inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto Benavides, p. 279-309.
- Steinmann, G. 1929. *Geologie von Peru*. Karl Winter, Heidelberg, 448 p.
- Wilson, J.J. 1984. Geología de los cuadrángulos de Pacasmayo, Chepén, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Jayanca, Incahuasi, y Cutervo. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 38, 108 p.



Evidencias de superficies de *detachment* asociadas a fallas lístricas al sur de la sub-cuenca Lagunitos, cuenca Talara

Javier Hernán Rojas Vásquez y Kevin Andamayo Yaya

Savia Perú S.A., Av. Rivera Navarrete 501, San Isidro, Lima, Perú (javier.rojas@saviaperu.com, kevin.andamayo@saviaperu.com)

RESUMEN

El presente trabajo describe y explica la presencia de fallas lístricas con superficie de *detachment* en la cuenca de antearco de Talara (Noroeste del Perú).

Las fallas lístricas resultan de movimientos transtensionales dentro de la cuenca, los cuales

generaron sub-cuencas como la de Lagunitos.

A través de la interpretación sísmica se verifica la actividad de estas fallas lístricas en el borde sur de la sub-cuenca Lagunitos, siendo éstas divisorias verticales de estilos estructurales dentro de la misma.

1. Introducción

La cuenca Talara, en el noroeste del Perú, es una de las zonas más prolíficas en Sudamérica: su producción acumulada excede los 1.68 billones de barriles de crudo y 1.95 tcf de gas, provenientes de 42 campos de crudo y gas (Highley, 2004).

La cuenca Talara está catalogada como una cuenca de antearco, limitada por el Alto de los Amotapes hacia el este, el Alto de Siches hacia el norte, y el Alto de Paita hacia el sur (este último límite es aún controversial debido a que se comportó como límite para ciertas épocas, y ha presentado conexión con la cuenca Sechura para épocas recientes). La interpretación de líneas sísmicas en el sector *offshore* de la cuenca ha permitido detectar rasgos de regímenes transtensionales, generando sub-cuencas de tipo *pull-apart* (Raez, 1999), como sería el caso de los bajos de Siches, Malacas, Lagunitos, y también el bajo de La Casita en la zona de transición Talara-Sechura (Fig. 1).

En las subcuencas se depositaron secuencias que van desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno. Se encuentran una variedad de unidades estratigráficas reservorios que van desde facies turbidíticas (Fm Basal Salina) hasta secuencias fluvio-deltaicas (Fm Pariñas) intercaladas con paquetes arcillosos depositados en

transgresiones regionales a lo largo de la cuenca (Fms Redondo y Montegrande, Fm Balcones, Gpo Talara, etc.) (Fig. 2)

La interpretación sísmica en el *offshore* de la cuenca Talara nos permitió determinar fallas lístricas en los bordes de las sub-cuencas. Las fallas lístricas están caracterizadas por disminuir su buzamiento conforme aumenta la profundidad, volviéndose semi-horizontales cuando la falla alcanza unidades estratigráficas dúctiles (Shelton, 1984). Existe rotación de bloques en la parte superior de la falla debido a un desplazamiento gravitacional, el cual es descargado a lo largo de la superficie semi-horizontal, que a partir de ahora denominaremos superficie de *detachment*, en analogía con lo que ocurre en fajas plegadas en régimen compresivo (Gibbs, 1984).

2. Contexto estructural

En base a la interpretación sísmica del tope del Paleozoico, tanto en *offshore* como en *onshore*, se observa que las fallas de dirección E-W originaron el desplazamiento lateral entre los altos morfoestructurales de Amotapes, Tamarindo, y Paita, generando así la sub-cuenca Lagunitos. Esto muestra claramente el carácter

transtensional de la cuenca, que pudo estar relacionada con la actividad de fallamiento de rumbo que se da en la zona del *megashear* de Dolores-Guayaquil (Fig. 3)

La sub-cuenca Lagunitos está limitada por la falla Lagunitos al norte, que se caracteriza por su verticalidad y su reactivación reciente, y la falla Paita por el sur, la cual también es casi vertical pero sin reactivación reciente.

Secciones en el borde norte y sur de la sub-cuenca Lagunitos (Figs. 4 & 5) sugieren que la evolución

estructural de esta sub-cuenca vino posiblemente controlada primeramente por movimientos de fallas de rumbo, tanto al norte como al sur, generando el depocentro Lagunitos. Posteriormente se dio la reactivación de la falla Lagunitos en el borde norte (deposición de la secuencia conglomerática de la Fm Terebratula), provocando el basculamiento de la cuenca a manera de hemigraben, lo que originó finalmente la formación de fallas lítricas con zonas de *detachment*.

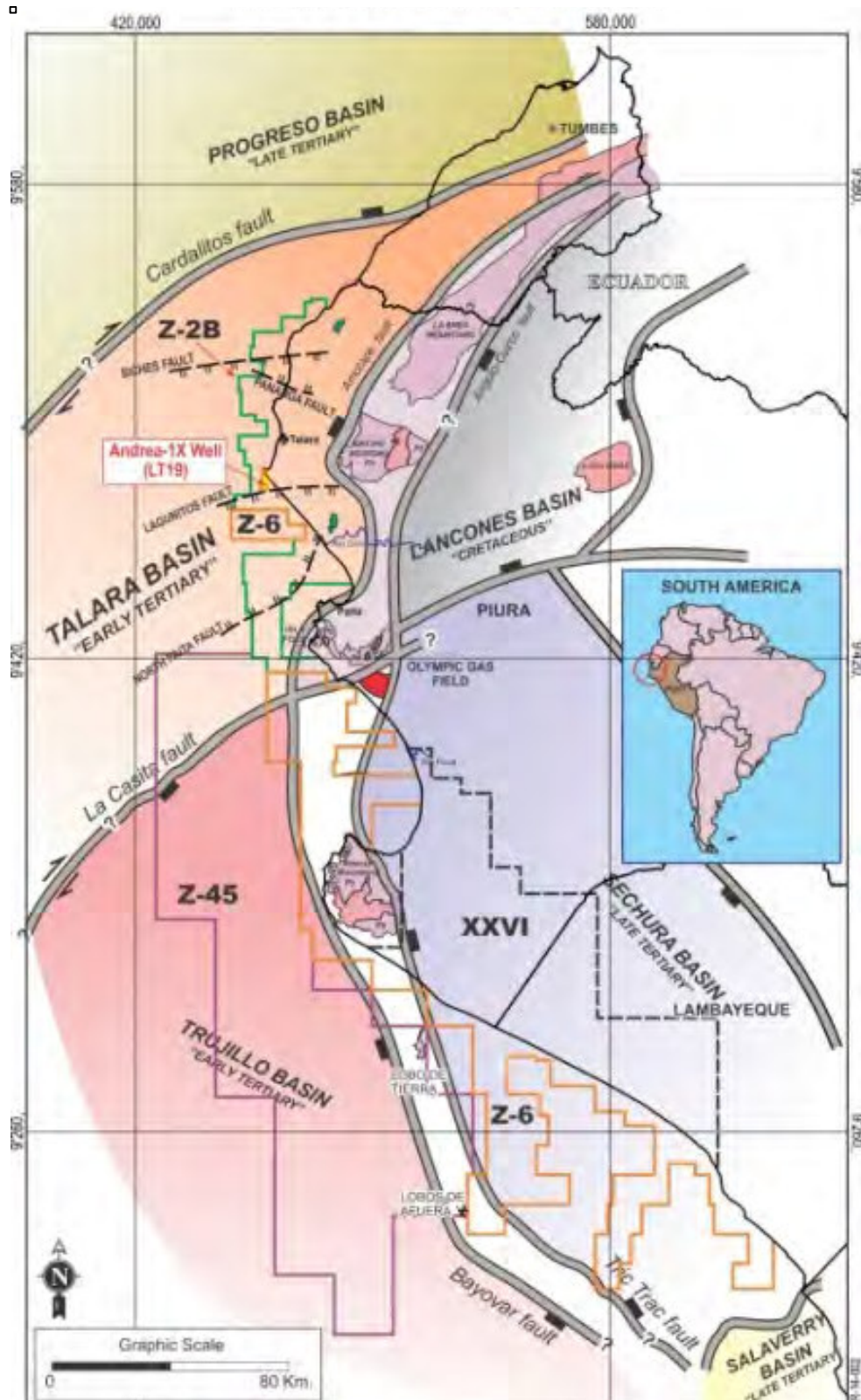


Figura 1. Arquitectura de la cuenca Talara, según Gonzales et al. (2002).

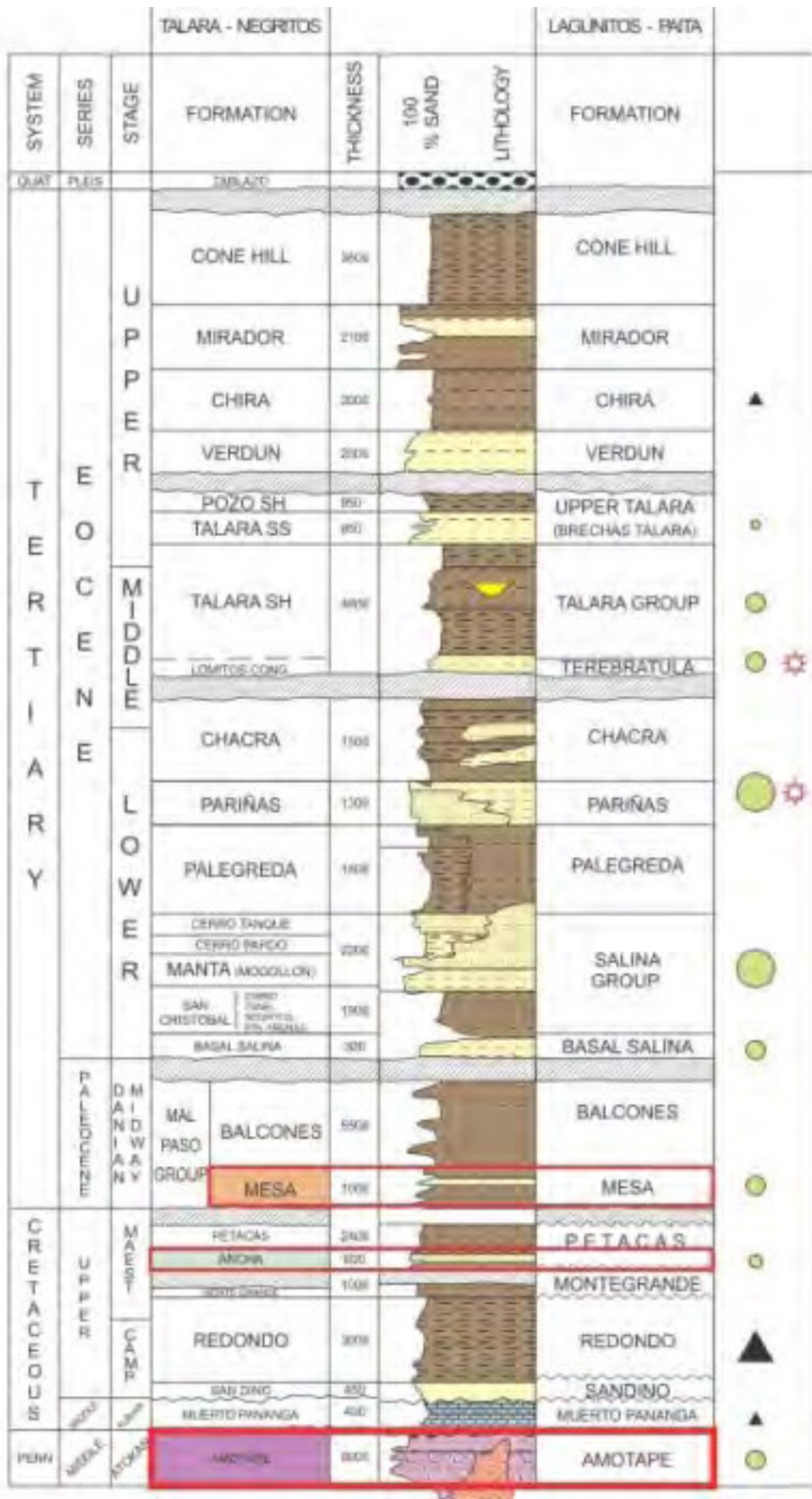


Figura 2. Estratigrafía de la cuenca Talara.

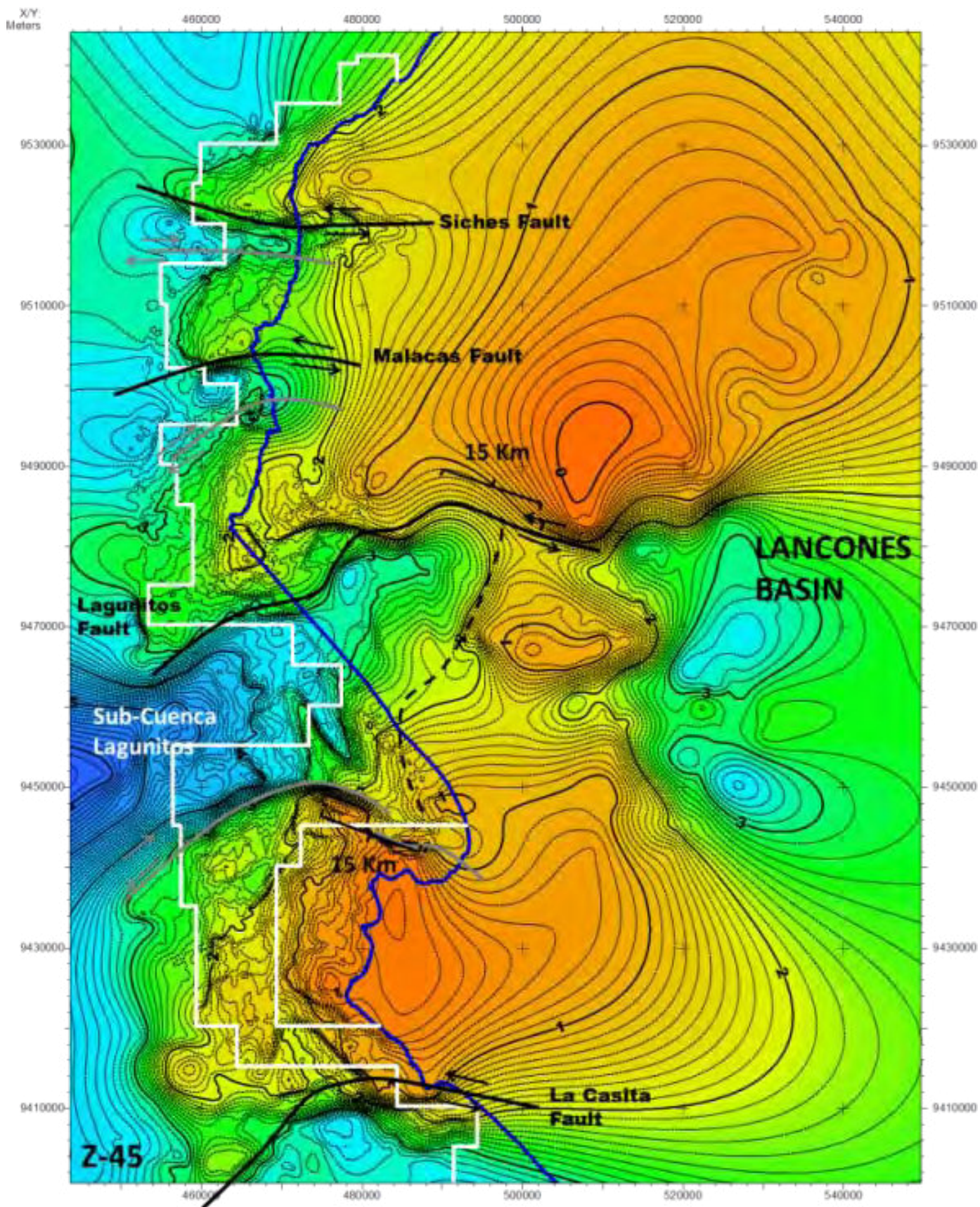


Figura 3. Mapa estructural a nivel del Paleozoico.

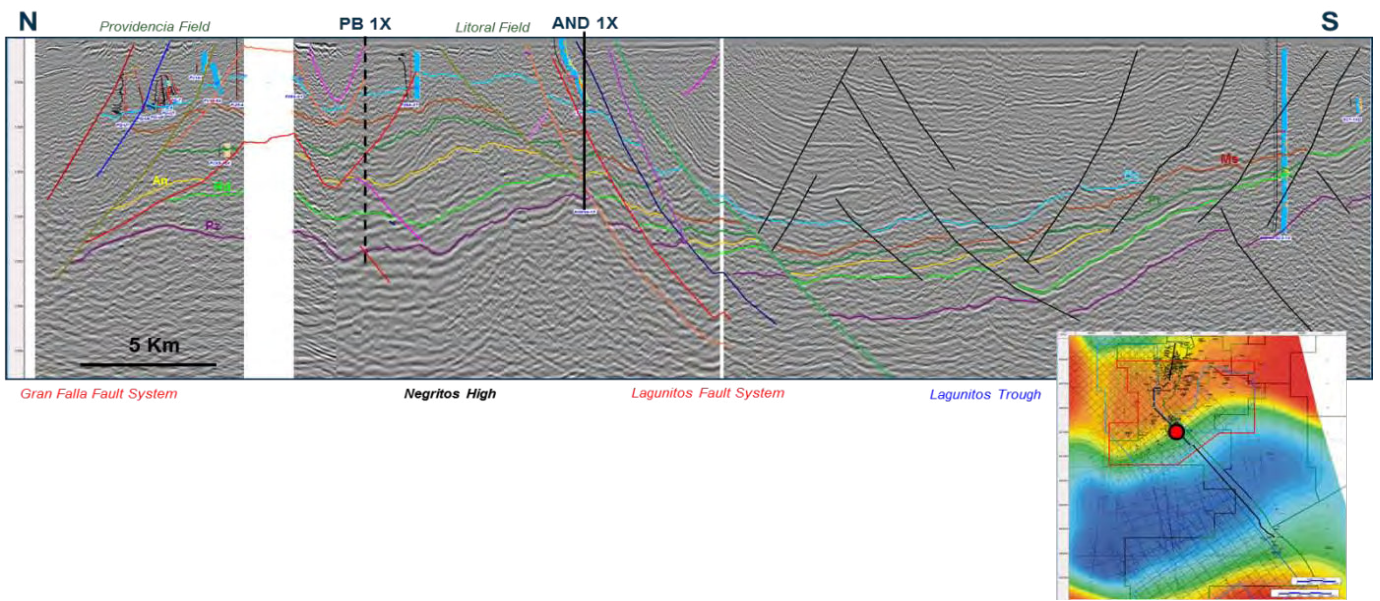


Figura 4. Sección regional en el borde norte de la sub-cuenca Lagunitos.

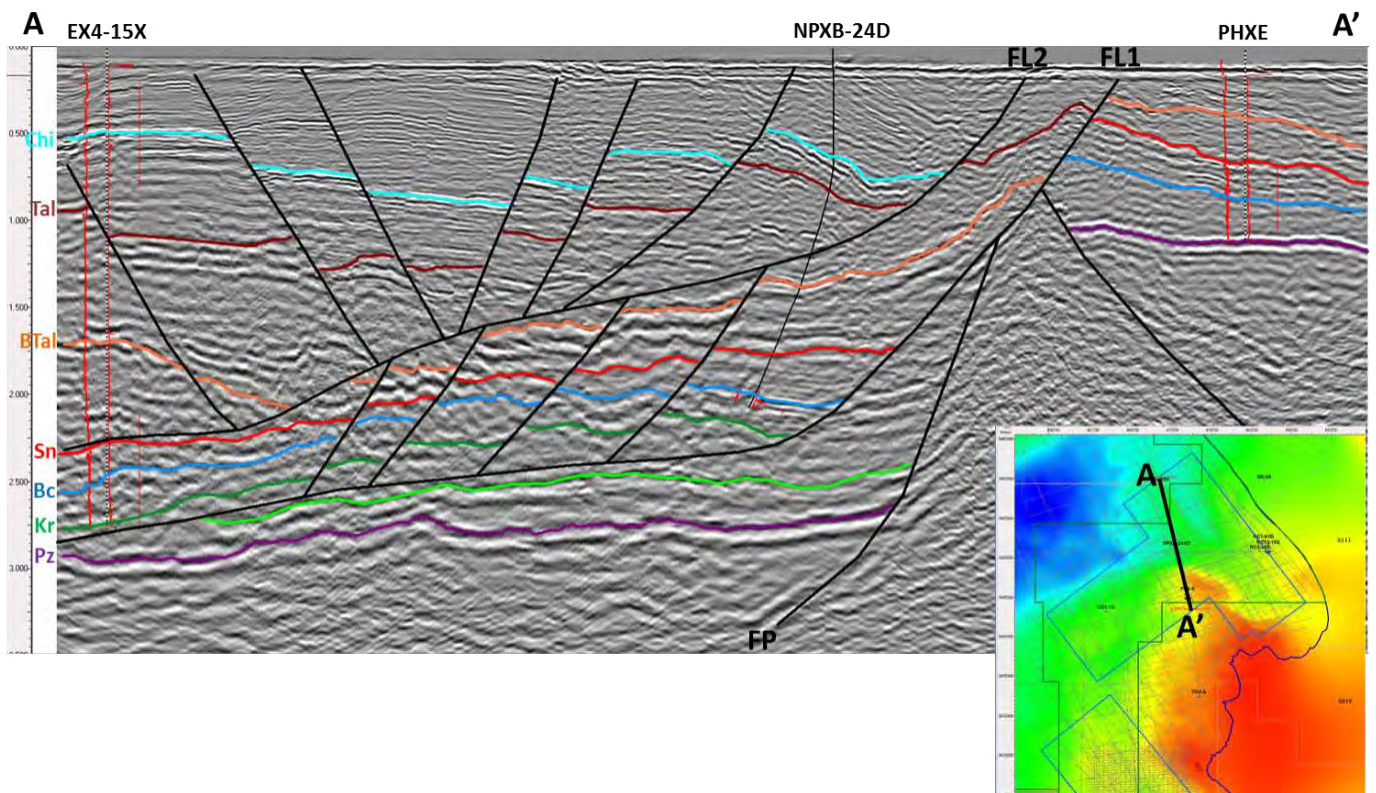


Figura 5. Sección A-A' en el borde sur de la sub-cuenca Lagunitos.

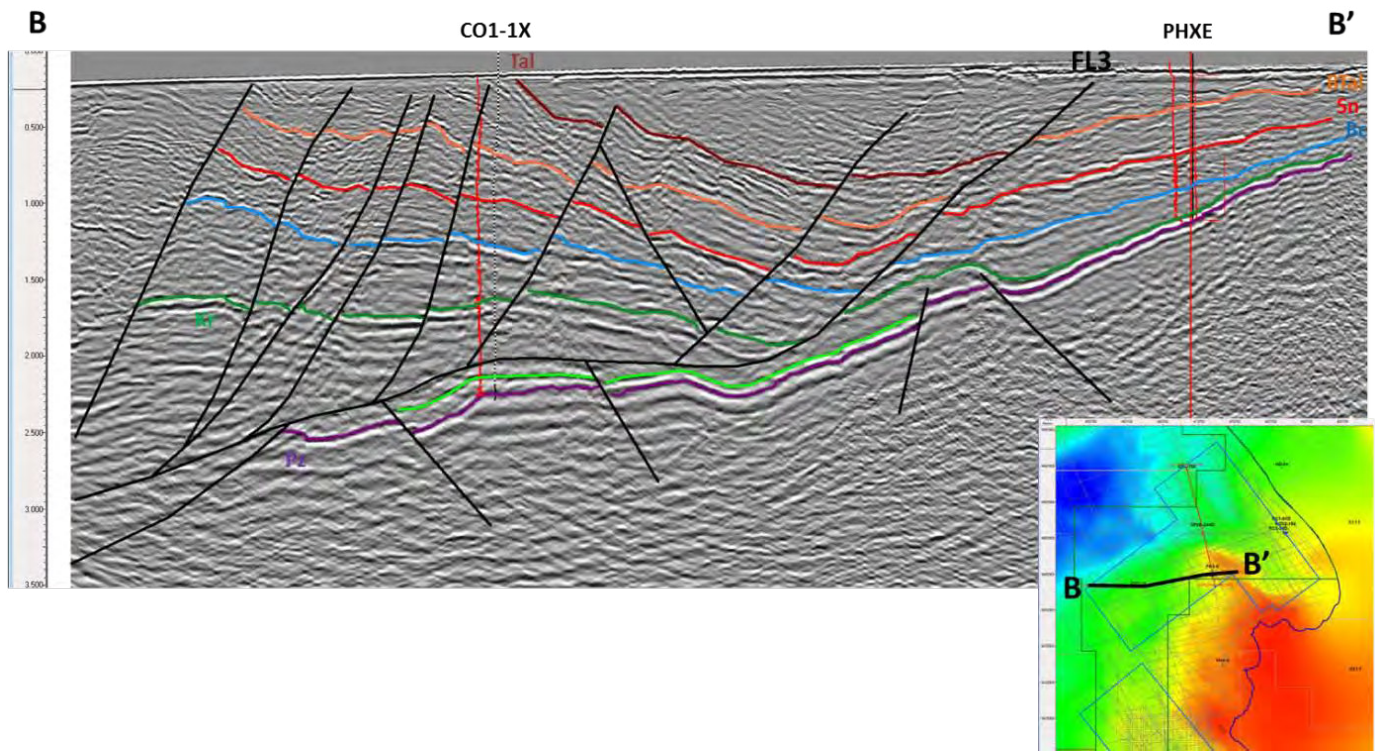


Figura 6. Sección B-B' en el borde sur de la sub-cuenca Lagunitos.

3. Metodología

Se realizaron 2 secciones balanceadas en el área de Paita (borde sur de la sub-cuenca Lagunitos), con el fin de validar la interpretación sísmica. El balanceo estructural tiene como objetivo regresar al estado no deformado de la sección, removiendo el efecto del desplazamiento por fallas y pliegues asociados con el fallamiento.

El balanceo estructural asume que hay una conservación del volumen de roca durante la deformación. Para tal fin cumple con las siguientes reglas: conservación de la longitud de las capas, conservación del área de las capas. Si existe conservación de las capas, la dimensión de la extensión puede ser usada para determinar el nivel de *detachment*; así también la conservación del área permite predecir la deformación del bloque techo relacionada con la geometría de la falla.

El algoritmo utilizado para realizar el balanceo estructural fue de cizalla simple (*simple shear*), modelando la relación entre la geometría de la falla y la deformación del bloque techo. El algoritmo de cizalla simple es aplicado mayormente en regímenes extensionales, donde se desarrollan estructuras *roll-over* relacionadas a la geometría de fallas normales no planas. Se utilizan ángulos de vectores de cizallamiento para indicar la deformación del bloque techo, el cual genera la estructura en *roll-over* (*2D Move Software Algorithm Definition*).

4. Resultados

La sección A-A' (Fig. 5) fue elaborada en dirección NE-SW, correlacionando los pozos PHXE, NPXB-24 y EX4-15X. Se observa la presencia de dos importantes fallas lístricas. La falla FL1 genera una superficie de *detachment* en las secuencias arcillosas cretácicas de la Fm Montegrande. Así también ésta corta a la Falla Paita (FP) en la parte superior. La falla FL2 disminuye su ángulo de buzamiento en la Fm Lutitas Talara, aumentando el ángulo de buzamiento al pasar por las Fms Chacra y Palegredda. Se puede observar como las fallas lístricas dividen bloques con una rotación y fallamiento diferenciado.

La sección B-B' (Fig. 6) fue elaborada en dirección E-W correlacionando los pozos PHXE y CO-1X. Se observa la presencia de una falla lístrica (FL3) de poco desplazamiento pero de gran extensión. El nivel de *detachment* también se encuentra en la secuencia arcillosa de la Fm Montegrande, y viene dividiendo dos estilos estructurales muy diferentes: bloques rígidos rotados debajo de la falla, y fallas normales sintéticas de la falla principal, buzando hacia el W, por encima de la falla.

5. Conclusiones

A través de la interpretación sísmica se verifica la presencia de fallas lístricas con zonas planas (*detachment*).

Las secuencias dúctiles que han sido aprovechadas como superficie de *detachment* son mayormente la Fm Montegrande y la Fm Lutitas Talara.

Las superficies de *detachment* dividen estilos estructurales completamente diferentes, por lo que no se puede inferir el estilo estructural de horizontes profundos en base al estilo estructural de horizontes superficiales.

El algoritmo de cizalla simple en el balanceo estructural es perfectamente aplicable para la interpretación tectónica de fallas lítricas y estructuras *roll-over*.

La presencia de fallas lítricas en la margen sur de la sub-cuenca Lagunitos está asociada con la reactivación de la Falla Lagunitos, en la margen norte de la sub-cuenca.

Referencias

- Gibbs, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal of the Geological Society [London]*, v. 141, p. 609-620.
- Gonzales, E., Alarcon, P. 2002. Potencial hidrocarburífero de la cuenca Talara. INGEPET 2002, Lima, trabajo EXPR-1-EG-07.
- Higley, D. 2004. The Talara Basin province of northwestern Peru: Cretaceous-Tertiary total petroleum system. U.S. Geological Survey, e-bulletin B-2206a. Midland Valley. 2D Move Software, help contents; 2D kinematic modeling theory.
- Raez, M.A. 1999. Tectónica en la cuenca Talara costa-afuera, Nor-Oeste del Perú. INGEPET '99, Lima, trabajo EXPR-1-MR-12.
- Shelton, J. W. 1984. Listric normal faults: An illustrated summary. *AAPG Bulletin*. v. 68. p. 801-815.



Plays exploratorios pre-terciarios dentro del lote Z-2B, cuenca productora de Talara en el *offshore* del Perú

Kevin Andamayo Yaya y José Fuentes Consiglieri

Savia Perú S.A., Av. Rivera Navarrete 501, San Isidro, Lima, Perú (kevin.andamayo@saviaperu.com, jose.fuentes@saviaperu.com)

RESUMEN

La cuenca Talara *offshore*, ubicada al NW del Perú, ha producido hidrocarburos líquidos y gaseosos en los campos de Peña Negra, Lobitos, y Litoral, de reservorios, principalmente de edad eocena, ubicados en altos estructurales, los cuales en la actualidad están definidos con mayor detalle gracias a la mejora de la información sísmica que ha realizado Savia Perú.

En este trabajo se presenta diversos estilos estructurales, tales como fallas normales, hemigrabenes, y bloques rotados de gran escala (involucrando Paleozoico), los cuales son posibles trampas estructurales o estratigráficas que beneficiarían a abrir nuevas áreas para la exploración en esta parte de la cuenca.

1. Introducción

El área de estudio está ubicada en el sector norte del lote Z-2B, al NW del Perú, en la cuenca Talara, sobre los campos Peña Negra, Lobitos, Providencia, y Litoral.

Para el presente estudio se ha realizado una interpretación sísmica regional con información 2D y 3D, una evaluación de la información de pozos, aerogravimetría y magnetometría, y una restauración de secciones estructurales. Gracias a este trabajo detallado de revisión se identificaron trampas estructurales y estratigráficas, que se proponen como *plays* fronteras, y bajos estructurales donde se tienen identificadas y delimitadas en detalle a las cocinas ya mencionadas en trabajos anteriores, como Siches, Malacas, y Lagunitos (Gonzales & Alarcón, 2002).

Se tiene como objetivos principales mostrar las potenciales trampas estructurales para los reservorios naturalmente fracturados del Paleozoico y las secuencias cretácicas, y también permitir un mejor entendimiento regional de la geología estructural de la cuenca y del *timing* de su sistema hidrocarburiífero.

2. Reprocesamiento e interpretación sísmica

La información sísmica en la cuenca Talara ha sido considerada siempre de mala calidad. Sin embargo, en los últimos años Savia Perú ha realizado trabajos de reprocesamiento sísmico que han mejorado sensiblemente la calidad de la información; así mismo se han aplicado técnicas especiales como el *multifocusing* (Fig. 2).

El reprocesamiento sísmico ha permitido obtener una mejora en la interpretación, lo cual ha contribuido en alcanzar un mejor entendimiento estructural de esta parte de la cuenca y permitir mapear diferentes horizontes (discordancias), principalmente entre ellas al Paleozoico, el cual es muy importante ya que se obtuvo una detallada configuración de las cocinas activas ya conocidas como Siches, Malacas, y Lagunitos, y también como un horizonte reservorio, abriendo así nuevas áreas perspectivas para la exploración por hidrocarburos (Fig. 3).

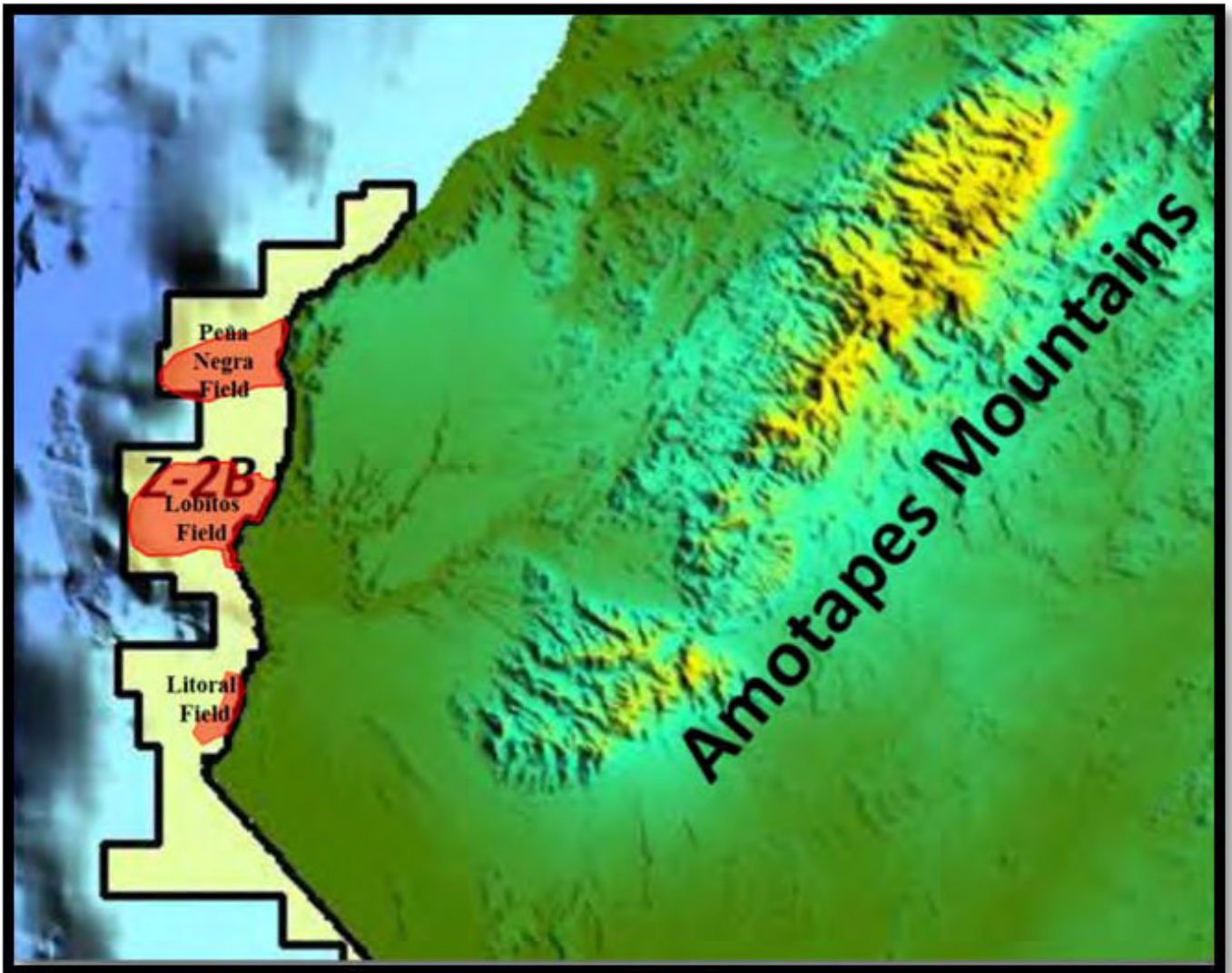


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio, sector norte del lote Z-2B, cuenca Talara.

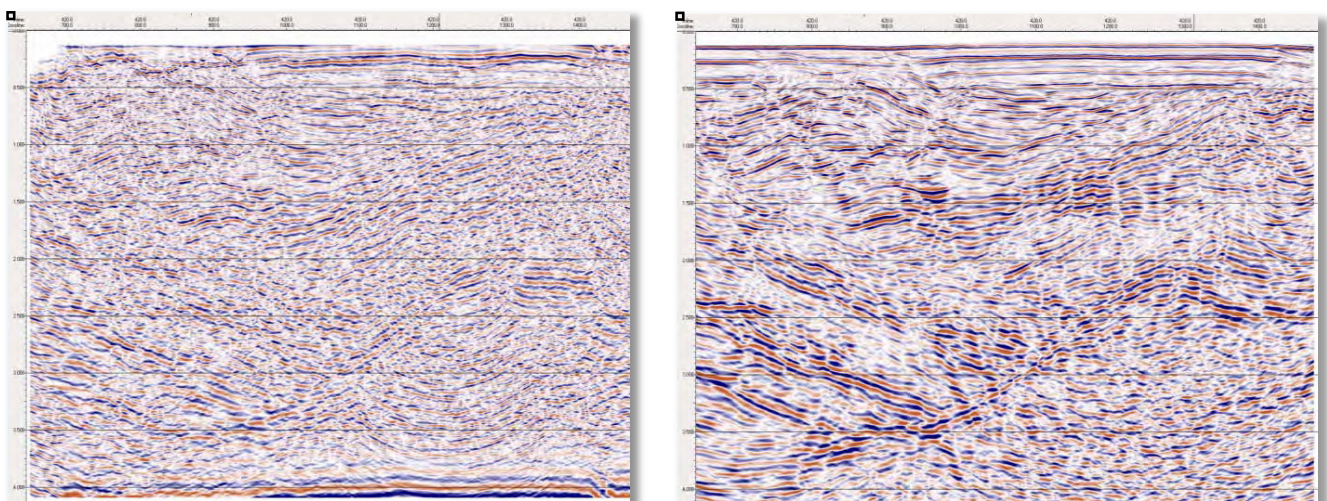


Figura 2. Mejoramiento de la imagen sísmica original (izquierda) mediante la técnica *multifocusing* (derecha).

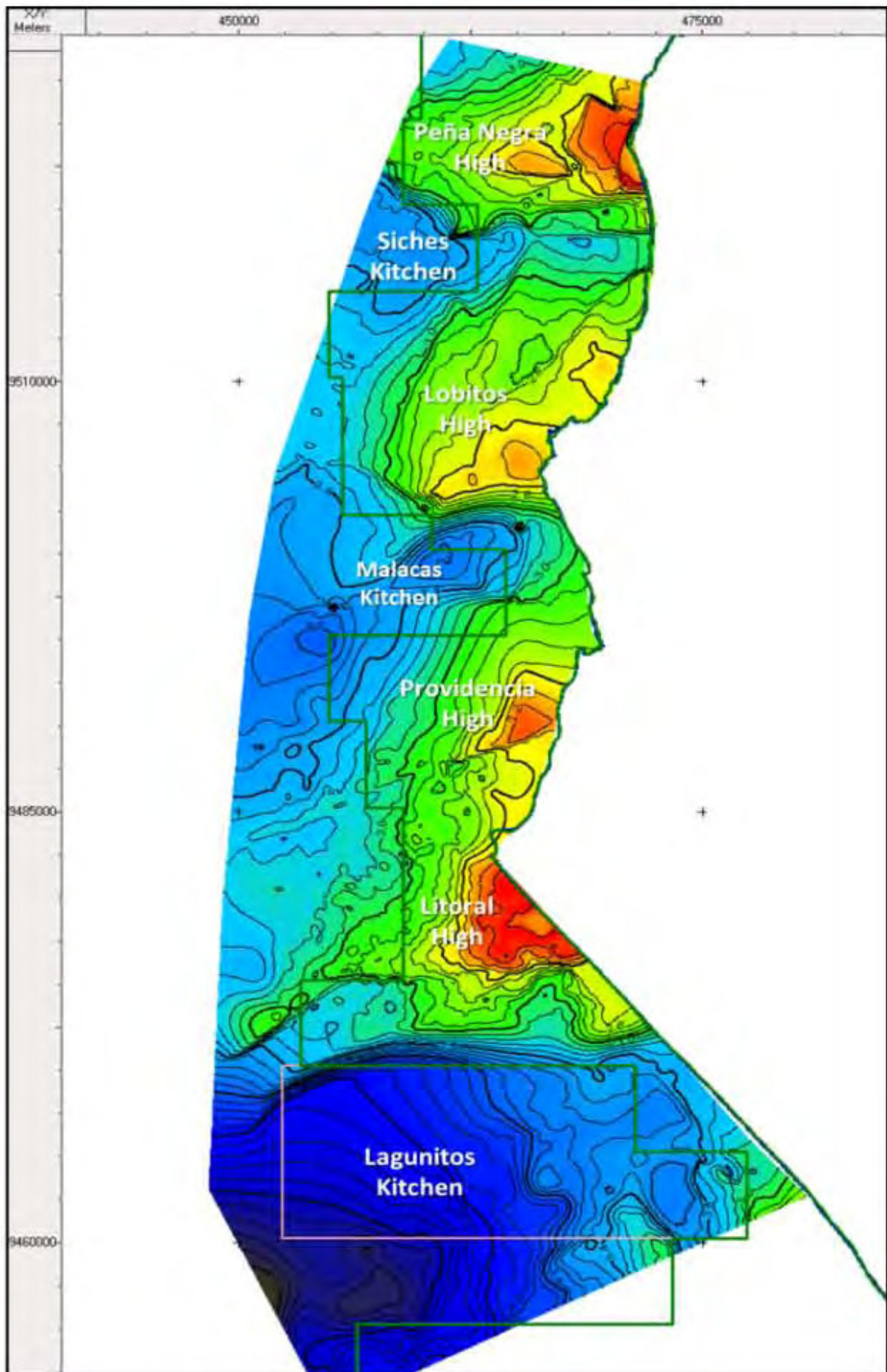


Figura 3. Mapa estructural en tiempo del tope del Paleozoico en el área de estudio. Se aprecia los altos y bajos estructurales y los principales sistemas de fallas.

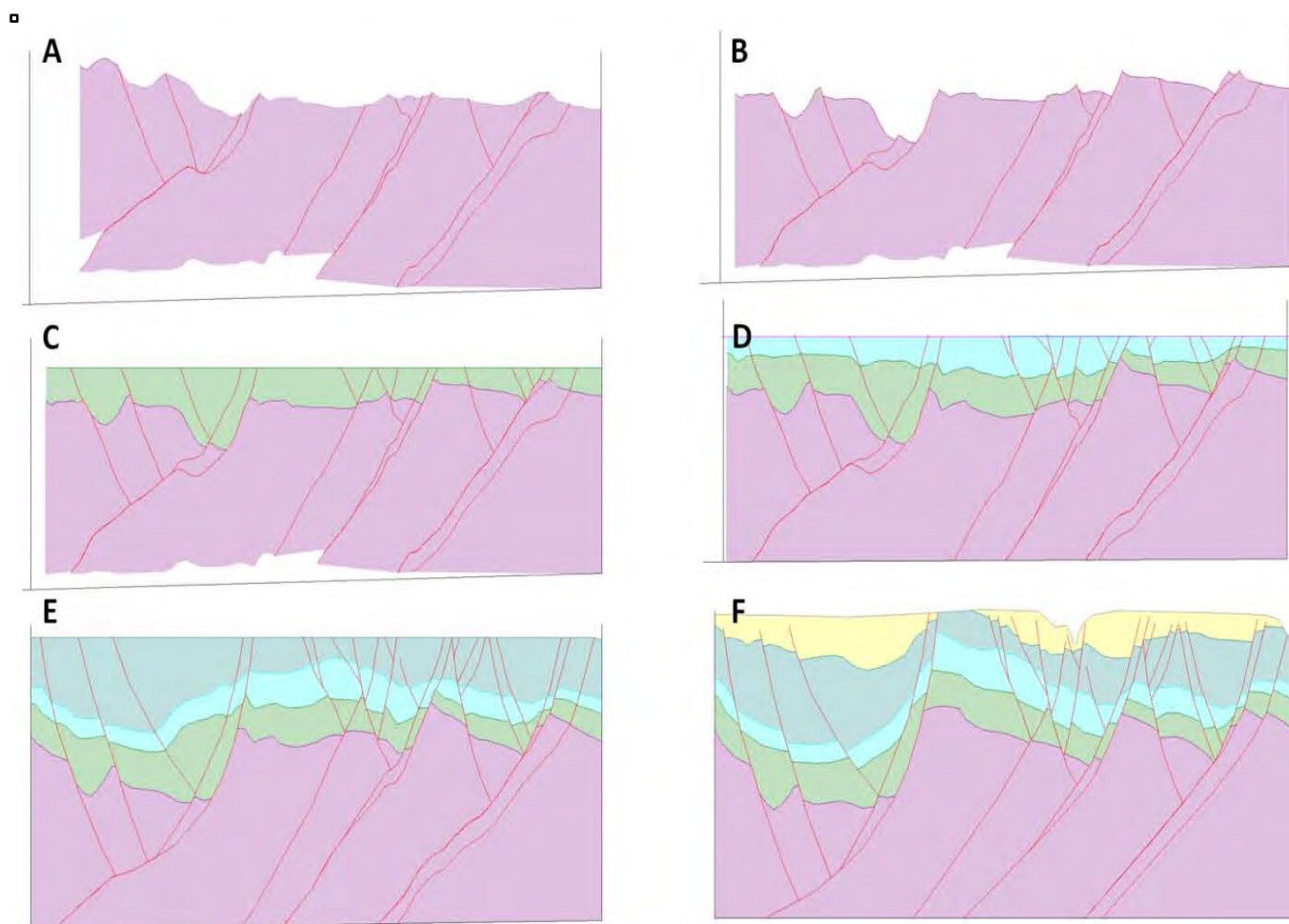


Figura 4. Eventos tectónicos importantes a lo largo del tiempo en el área de estudio (ver texto).

3. Tectónica

Basado en la interpretación sísmica y posteriores restauraciones de secciones se propone un esquema estructural más detallado de la cuenca, así como una interpretación de su evolución:

- Durante el Caledoniano–Herciniano, la tectónica compresional formó el relieve del pre-Cretácico (Fig. 4A).
- En el Nevadiano (pre-Cretácico/Cretácico), la tectónica provocó levantamiento y erosión regional (Figs. 4B y 4C), mientras que la tectónica Andina provocó levantamiento, extensión, y transcurrancia.
- Los tiempos pre-eocenos fueron dominados por extensión, fallas normales, rotación de bloques paleozoicos, e inclinación regional (Fig. 4D).
- Durante el Eoceno continuó la extensión, colapsos de grabenes, y plegamiento en *roll-overs* (Figs. 4E y 4F).
- Durante la época Mirador a post-Mirador se depositaron sedimentos modernos a sub-recientes en un ambiente extensional; en la parte más austral de la cuenca, sin embargo, se observa una posible contracción.
- En el presente se observan extensión continua y levantamiento de las costas.

4. Plays exploratorios pre-terciarios

Como se sabe, en el Perú la cuenca Talara es la que mayor extracción de petróleo ha tenido a la largo de su historia. Muchos autores han realizado diversos estudios de las rocas generadoras en esta cuenca y todos han llegado a la conclusión que aún quedan muchos hidrocarburos por extraer.

En este trabajo se resalta los plays aún no tradicionales o de frontera dentro de la zona de estudio que aún quedan por explorar. De acuerdo a los últimos reprocesamientos realizados en esta zona, se aprecia con mayor detalle las fallas normales que cortan al Paleozoico en grandes bloques formando hemigraben. Estos altos paleozoicos son postulados como reservorios al igual que en la cuenca vecina de Sechura (reservorios naturalmente fracturados).

Por otro lado, en los “bajos” también se aprecia estructuras paleozoicas y cretácicas protegidas.

Ambos estilos de trampas propuestas para este *play* pre-Terciario tienen una alta probabilidad de contener hidrocarburos, esto debido a que estos reservorios naturalmente fracturados y los cretácicos se encuentran conectados directamente a las cocinas por fallas maestras (Fig. 5)

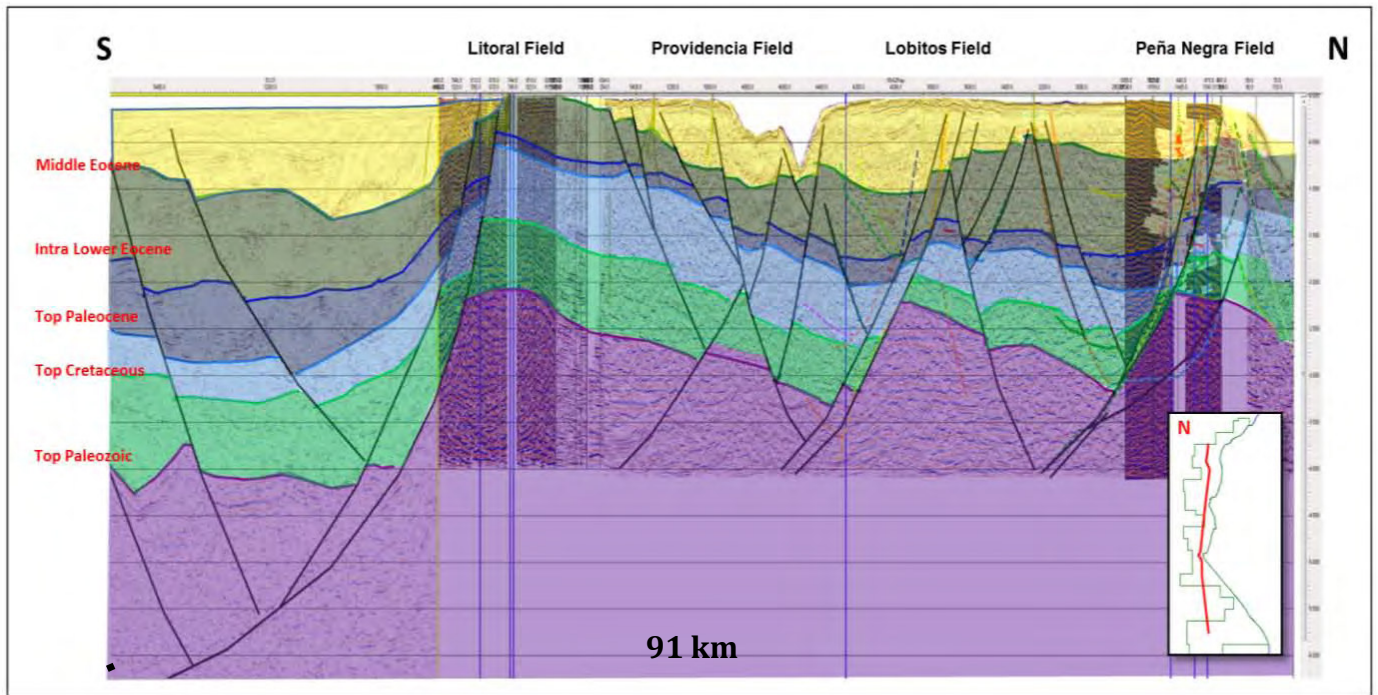


Figura 5. Sección sísmica ilustrando el sistema estructural. Se aprecian las posibles trampas estructurales para los *plays* pre-terciarios.

5. Conclusiones

Los trabajos de reprocesamiento sísmico han mejorado la calidad de la información, lo cual ha sido un factor importante para la identificación de los objetivos profundos propuestos.

Para determinar la profundidad de estas estructuras se han realizado modelos de velocidades, utilizando las velocidades obtenidas del procesamiento sísmico y de los *checkshots* de diferentes pozos.

La cuenca Talara cuenta aún con *plays* fronteras exploratorios, altos paleozoicos, y estructuras preservadas cretácicas en los bajos.

Las trampas para los *plays* fronteras propuestos se encuentran sobre o cercanas a las cocinas, las cuales están conectadas a través de fallas normales, lístricas, transcurrentes, y/o rotacionales, de escala regional y pre-cretácicas en edad, con lo cual se disminuye el riesgo de carga de hidrocarburos.

Con la restauración se ha identificado el *timing* entre la expulsión de hidrocarburos y la formación de las trampas, con lo cual aumenta las probabilidades de éxito en estos *plays* fronteras.

Estos *plays* pueden producir un incremento importante en los recursos hidrocarbúferos del Perú.

Referencias

- Duque-Sandoval, M.A. 2005. Sistemas de fracturas en rocas paleozoicas de la cuenca Sechura. VI INGPET 2008, trabajo EXPR-3-MD-16.
- Fildani, A., Hanson, A.D., Chen, Z., Moldowan, J.M., Graham, S.A., Arriola, P.R. 2005. Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems, Talara basin, northwest Peru. AAPG Bulletin, v. 89, p. 1519-1545.
- Gonzales, E., Alarcón, P. 2002. Potencial hidrocarbúfero de la cuenca Talara. INGPET 2002, trabajo EXPR-1-EG-07.
- Gonzales, E., Céspedes, J., Duque, M., Alarcón, P. 2005. Indicadores geoquímicos y geológicos de hidrocarburos alóctonos de la cuenca Sechura. V INGPET 2005, trabajo EXPR-1-EG-02.
- Higley, D.K. 2004. The Progreso Basin Province of northwestern Peru and southwestern Ecuador: Neogene and Cretaceous-Paleogene total petroleum systems. U.S. Geological Survey Bulletin 2206-B.



Evidencia de potenciales *shale plays* del Campaniano y Maastrichtiano inferior en la cuenca Talara y Sechura — Parte I : Estratigrafía y distribución de secuencias

Fritz Palacios¹, Enrique Gonzales², y Diego Timoteo³

¹ Savia Perú S.A. Av. Rivera Navarrete 501, Piso 11, San Isidro, Lima, Perú (fritz.palacios@saviaperu.com)

² Savia Perú S.A. Av. Rivera Navarrete 501, Piso 11, San Isidro, Lima, Perú (enrique.gonzales@saviaperu.com)

³ Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidad de Brasília, Brasília, Brasil (diego.timoteo.martinez@gmail.com)

1. Introducción

El objetivo de la primera parte del presente estudio es actualizar la estratigrafía del Campaniano y Maastrichtiano inferior de la cuenca Talara y Sechura en base a la revisión bioestratigráfica unificada de más de 40 pozos, usando zonaciones micropaleontológicas y palinológicas con datos claves de reportes no publicados, que han sido actualizados por Savia Perú S.A. (ex Petro-Tech Peruana S.A.) en los últimos diez años de exploración.

La importancia de las formaciones del Campaniano y Maastrichtiano inferior radica en el hecho que por sí mismas conforman un sistema petrolero activo que posee como elementos esenciales: roca madre, roca sello, roca reservorio convencional, y potencialmente roca reservorio no convencional (tipo *shale plays*), cuya evaluación geológica y geoquímica será tratada en la segunda parte del presente estudio (Timoteo et al., 2015).

2. Generalidades

El área de estudio comprende a la cuenca Talara y Sechura Norte, ubicados en el extremo noroeste del Perú, en el departamento de Piura (Fig. 1). Su subsuelo es geológicamente el más estudiado del Perú debido a su filiación petrolífera donde miles de pozos han sido perforados principalmente en secuencias del Eoceno y, en menor proporción, del Cretácico (Fig. 2) y Paleozoico. Posee reservorios silicoclásticos de clase mundial y reservorios naturalmente fracturados en las secuencias

del Eoceno y Paleozoico, respectivamente; en tanto que los reservorios cretácicos probados poseen un amplio espectro aún por explorar en diferentes áreas de las cuencas.

3. Bioestratigrafía

La revisión bioestratigráfica confirmó la edad campaniana y maastrichtiana de las unidades estudiadas a partir de foraminíferos planctónicos, encontrándose especies de los géneros *Globotruncana*, *Gümbelina*, *Globigerina*, y *Rugoglobigerina*. Adicionalmente el análisis de nanofósiles calcáreos, en la sección inferior de la columna estudiada, determina la presencia del género *Reinhardtites* que lo ubica en la zona CC19–CC22 dentro del Campaniano medio (Sissingh, 1977).

Cruzado (1970) y Euribe (1976) trabajaron en la zonación del Campaniano y Maastrichtiano inferior en base a foraminíferos bentónicos del género *Siphogenerinoides*. Es importante mencionar la presencia de un *boom* de la familia Buliminidae en el Campaniano medio. Adicionalmente, se encuentran presentes foraminíferos aglutinados y calcáreos de amplio rango, siendo los más importantes *Pseudoclavulina clavata*, *Rzehakina epigona*, *Marssonella oxycona*, *Dorothyia retusa*, y *Gaudryina navarroana* (Fig. 3).

Mediante el estudio de polen, esporas, y dinoflagelados se determinó que las unidades del Campaniano y Maastrichtiano inferior se encuentran dentro de la Zona IV de la zonación palinológica de la cuenca Talara y Sechura.

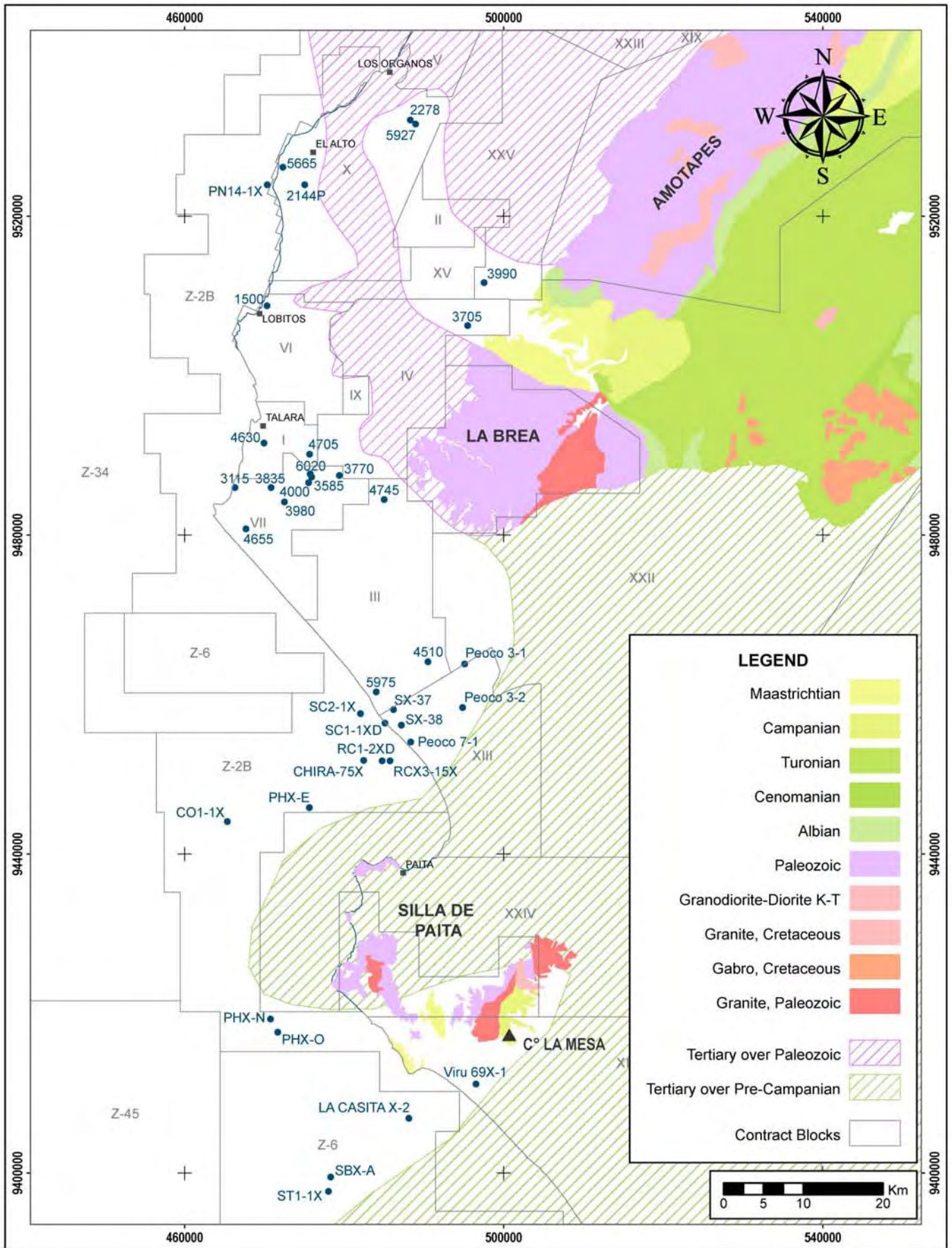
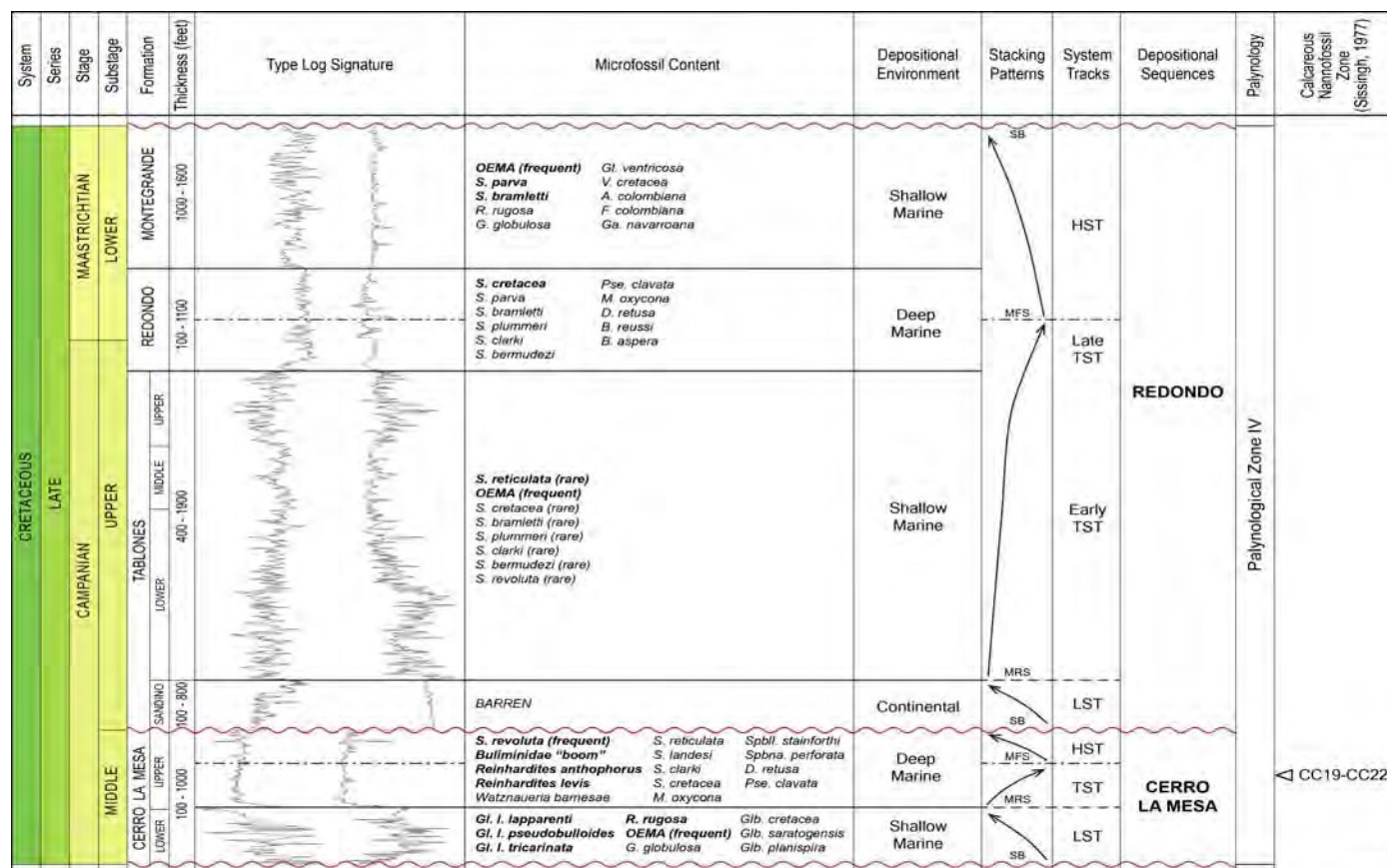


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio, mostrando los pozos utilizados en la revisión estratigráfica.

System	Series	Stage	This Study	Pozo (1991)	Euribe (1976)	Travis (1953)
CRETACEOUS	UPPER	Maastrichtian	Petacas	Petacas	Petacas	Petacas
			Ancha	Ancha	Ancha	Ancha
			Montegrando		Montegrando	
		Campanian	Redondo	Montegrando	Redondo	Redondo
			Tablones	Redondo		
			Sandino			
			Cerro La Mesa		Sandino Conglomerate	Sandino Conglomerate
				Tablones		
				Sandino		
			Santonian			
		Coniacian				
		Turonian				
		Cenomanian	Copa Sombrero	Copa Sombrero		
		LOWER	Albian	Muerto	Muerto	Muerto
Pananga	Pananga			Pananga	Pananga	

Figura 2. Columna estratigráfica del Cretácico de la cuenca Talara, comparada con estudios previos.



A.=Ammobaculites, B.=Bulimina, D.=Dorothia, F.=Flabellamina, Ga.=Gaudryina, G.=Gümbelina, Glb.=Globigerina, Gl.=Globotruncana, Gl. l.=Globotruncana lapparenti, M.=Marssonella, Pse.=Pseudoclavulina, R.=Rugoglobigerina, S.=Siphogenerinoides, Spbil.=Sporobuliminella, Spbna.=Sporobulimina, V.=Vaginulina
 OEMA = Spanish acronym of "Other Elements of Animal Matter" (e.g. pelecypod fragments, echinoid spines)
 SB: Sequence Boundary, MRS: Maximum Regressive Surface, MFS: Maximum Flooding Surface

Figura 3. Cuadro integrado de las secuencias del Campaniano y Maastrichtiano inferior de la cuenca Talara y Sechura. Los elementos resaltados son los más representativos de cada unidad.

Dentro del ensamble de la zona es importante mencionar la presencia de las esporas *Araucariacites australis*, *Gabonsporites vigourouxii*, *Zilvisporites blanensis*; el polen *Psilastephanocolporites daportae*; y los dinoflagelados *Andalusiella gabonensis*, *Andalusiella mauthei*, *Andalusiella polymorpha*, *Andalusiella rhomboides*, *Senegalinium bicavatum*, *Palaeocystodinium* sp., *Cerodinium* sp., entre otros.

Diversos trabajos de campo, desde Olsson (1934) hasta Pardo y Seminario (1997) y Jaillard et al. (2005), han hecho hincapié en la abundancia de microfósiles en afloramientos, entre ellos pelecípodos, gasterópodos, cefalópodos, rudistas, ostrácodos, restos de peces, etc.

En el presente estudio se utilizan principalmente estos elementos (OEMA) para determinar el ambiente sedimentario debido a que sólo se recuperan fragmentos durante la perforación de pozos; los datos de *cores* son limitados y los afloramientos son restringidos.

3. Estratigrafía y distribución

3.1. Formación Cerro La Mesa (Campaniano medio)

Esta unidad fue inicialmente denominada “Basal Redondo” por Zúñiga y Rivero (1956) en la revisión estratigráfica del pozo PEOCO 7-1. En el presente estudio,

proponemos que esta unidad sería equivalente a la Fm La Mesa del área de Paita, en base a Jaillard et al. (2005); adicionalmente, agregamos el prefijo “Cerro” para diferenciarla de la Fm Mesa del Paleoceno Inferior, conservando así los principios básicos de nomenclatura estratigráfica (localidad tipo).

Esta unidad suprayace discordante al Gpo Amotape o Copa Sombrero, e infrayace en discordancia a la Fm Tablones o el miembro Sandino. Posee amplia distribución en la cuenca estudiada (Fig. 4), con espesores reportados entre 100 y 1000 pies.

Se divide en dos miembros bien marcados, inferior y superior, los cuales se diferencian por su contenido de microfósiles, siendo la localidad tipo un bloque alóctono, parte de un sistema de fallas *strike-slip*.

Está compuesta de calizas, calizas margosas, calcarenitas, lodolitas calcáreas negras a marrón oscuro, y niveles delgados de areniscas. Se caracteriza por la presencia frecuente de *Siphogenerinoides revoluta*, y la abundancia de foraminíferos de la familia Buliminidae y nanofósiles de la zona CC19-CC22.

Asimismo, esta formación corresponde a una secuencia depositacional *sensu* Catuneanu y Zecchin (2013), denominada “Secuencia Cerro La Mesa”, limitada tanto al tope como a la base por discordancias (SB) donde el periodo de máxima transgresión (MFS) se encuentra en el miembro Cerro La Mesa Superior (Fig. 3).

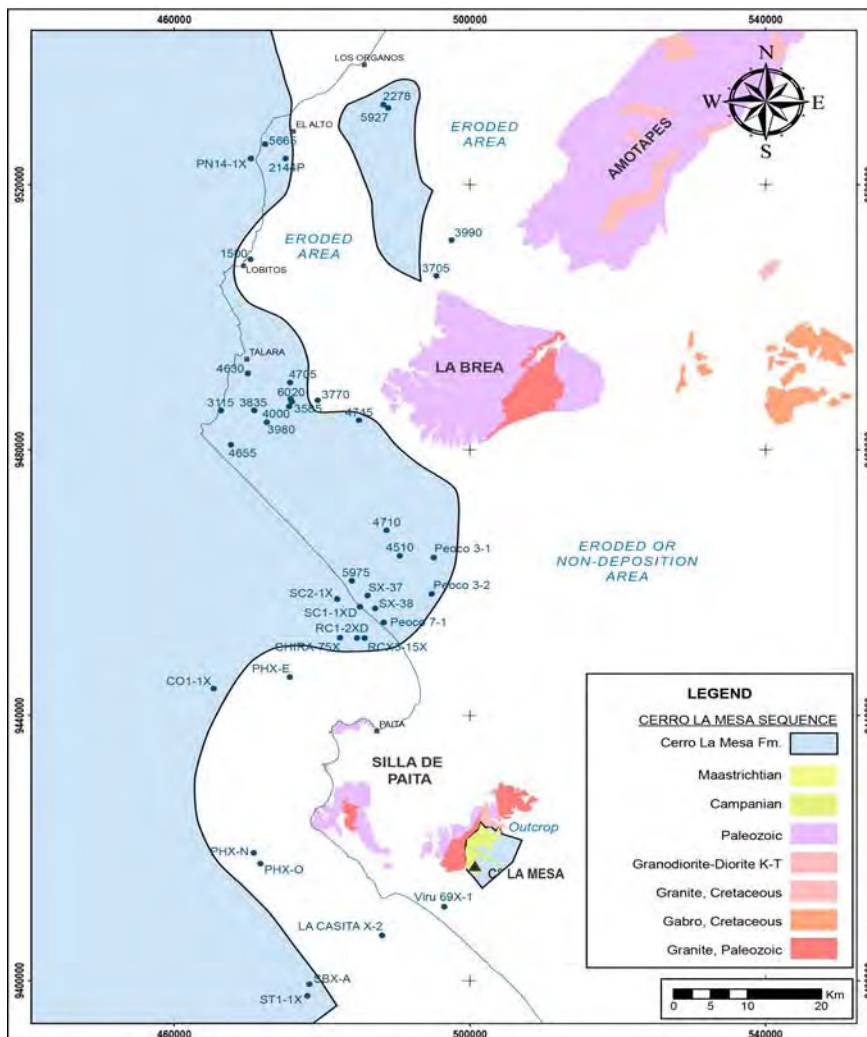


Figura 4. Mapa de distribución de la “Secuencia Cerro La Mesa” (= “Basal Redondo”) en el área de estudio.

3.2. Miembro Sandino (Campaniano superior)

Esta unidad se considera como miembro basal de la Formación Tablones. Está compuesta por capas rojas que consisten de lodolitas, areniscas, y conglomerados, de coloración rojiza. Es estéril en cuanto a la presencia de microfósiles. Suprayace en contacto discordante a la Fm Cerro La Mesa y hacia su tope en contacto transicional con la Fm Tablones (Fig. 3). Posee una distribución restringida en las áreas de Chira y Negritos, con espesores reportados entre 130 y 800 pies.

Representa el inicio de la deposición posterior a un levantamiento de la cuenca e incisión de valles en la plataforma?, relacionada a un tracto de sistemas de nivel bajo (*Lowstand Systems Tract — LST*).

3.3. Formación Tablones (Campaniano superior)

Esta unidad estratigráfica está compuesta por conglomerados, areniscas, y lodolitas. Suprayace en contacto concordante al miembro Sandino y hacia su tope el contacto es transicional con la Fm Redondo (Fig. 3). Se caracteriza por la presencia de *S. reticulata*, *S. cretacea*, y abundancia de especies del grupo OEMA.

Se ha dividido la Fm Tablones en tres miembros

adicionales: inferior, medio y superior. Posee amplia distribución en la cuenca, evidenciada mediante pozos perforados en las áreas de Sechura, Paita, Chira, Negritos, y Laguna, con espesores reportados entre 480 y 1900 pies. Representa el inicio de una transgresión en la cuenca relacionada a un tracto de sistemas transgresivo (*early Transgressive Systems Tract — early TST*).

3.4. Formación Redondo (Campaniano superior a Maastrichtiano inferior)

Esta unidad está compuesta por lodolitas grises y marrón oscuro con capas delgadas de areniscas. Se caracteriza por la presencia de *S. cretacea*, *S. bramletti*, y otros foraminíferos aglutinados.

Suprayace e infrayace en contacto concordante a las formaciones Tablones y Montegrande, respectivamente (Fig. 3). Se encuentra ampliamente distribuida en las cuencas estudiadas con espesores reportados entre 100 y 1100 pies, representando el periodo de máxima transgresión en el Maastrichtiano inferior, con relación a un tracto de sistemas transgresivo (*late Transgressive Systems Tract — late TST*) y de nivel alto (*Highstand Systems Tract — HST*).

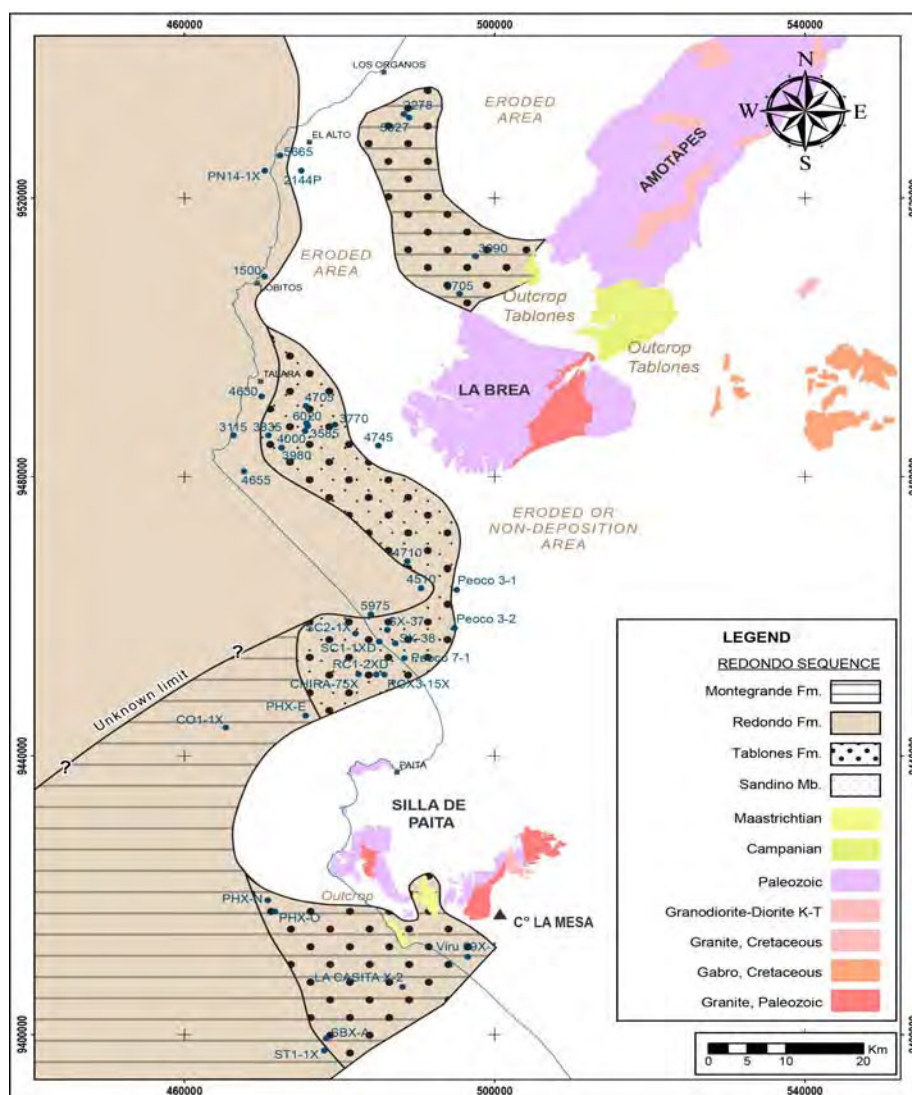


Figura 5. Mapa de distribución de la "Secuencia Redondo" en el área de estudio.

3.5. Formación Montegrande (*Maastrichtiano inferior*)

Esta unidad se encuentra compuesta por conglomerados y areniscas, lodolitas y evaporitas. Se caracteriza por la presencia de *S. parva*, *S. bramletti*, y una abundancia de especies del grupo OEMA.

Suprayace en contacto concordante a la Formación Redondo y hacia su tope el contacto es discordante con las unidades de las secuencias Ancha-Petacas, Mal Paso, u otras, del Eoceno (Fig. 3).

Su distribución se encuentra restringida a las áreas de Paita, Sechura, y la quebrada Pazul debido a que generalmente ha sido erosionada o poco preservada, con espesores reportados entre 1000 y 1200 pies. Representa el estadio regresivo final de la "Secuencia Redondo" (Fig. 5) relacionado a un tracto de sistemas de nivel alto (*Highstand Systems Tract* — *HST*).

4. Conclusiones

El uso de dataciones paleontológicas permitió diferenciar dos unidades del Campaniano (Cerro La Mesa y Redondo) que inicialmente fueron consideradas como una sola en pozos perforados.

A través de un análisis estratigráfico integrado, se han podido reconocer dos secuencias depositacionales *sensu* Catuneanu y Zecchin (2013), de amplia distribución en el área de estudio:

- La Secuencia Cerro La Mesa (Campaniano medio) está limitada tanto al tope como a la base por discordancias, y conformada por la Formación Cerro La Mesa. Su miembro inferior corresponde a un LST, y el superior a un conjunto TST-HST.

- La Secuencia Redondo (Campaniano superior-Maastrichtiano inferior) está limitada tanto al tope como a la base por discordancias, y conformada por el miembro Sandino (LST) y las formaciones Tablones (early TST), Redondo (late TST-HST), y Montegrande (HST).

Las unidades TST de las secuencias mencionadas concuerdan con los eventos de máxima transgresión propuestos por Jaillard et al. (2005) para el Norte de Perú y Ecuador.

La similitud estratigráfica de las secuencias cretácicas del Campaniano y Maastrichtiano inferior de las cuencas Talara y Sechura Norte es evidencia que éstas formaron parte de un sola cuenca durante su deposición.

Una correcta datación de las unidades del Campaniano y Maastrichtiano inferior mejora las interpretaciones que puedan surgir a partir de la evaluación geológica-geoquímica por *shale plays*.

Referencias

- Catuneanu, O., Zecchin, M. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development. *Marine and Petroleum Geology*, v. 39, p. 26-38.
- Cruzado, J. 1970. Zonación del Campaniano, Maastrichtiano y Daniano en el Noroeste del Perú. Reporte interno, Petroperú.
- Euribe, A. 1976. Glossary of stratigraphic units of NW Perú. Reporte interno, Belco Petroleum Corporation.
- Jaillard, E., Bengtson, P., Dhondt, A.V. 2006. Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Perú: A refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 307-323.
- Olsson, A.A. 1934. Contributions to the Tertiary paleontology of Northern Peru: The Cretaceous of the Amotape region. *Bulletin of American Paleontology*, v. 20, p. 1-104.
- Pardo, A., Seminario, F. 1998. Geological reconnaissance of carbonate mound and reef in Cretaceous and Tertiary formations of northwestern Perú. Reporte interno, Occidental Peruana Inc. Sucursal del Perú.
- Pozo, G. 1991. Estudio redefinición estratigráfica del Paleoceno-Cretáceo en las áreas Negritos, Ancha, La Brea. Reporte interno, Petroperú.
- Sissingh, W. 1977. Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. *Geologie en Mijnbouw*, v. 56, p. 549-598.
- Travis, R.B. 1953. La Brea-Pariñas oil field, northwestern Perú. *AAPG Bulletin*, v. 37, p. 2093-2118.
- Zúñiga y Rivero, F. 1956. Paleontological memorandum #48: Correlation of Texas Petroleum Co. wildcat well Peoco 7-1. Reporte interno, Texas Petroleum Company.
- Timoteo, D., Palacios, F., Gonzales, E. 2015. Evidencia de potenciales *shale plays* del Campaniano y Maastrichtiano inferior en la cuenca Talara y Sechura — Parte II : Caracterización geológica y geoquímica. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 110, p. 133-138.



Evidencia de potenciales *shale plays* del Campaniano y Maastrichtiano inferior en la cuenca Talara y Sechura — Parte II : Caracterización geológica y geoquímica

Diego Timoteo ¹, Fritz Palacios ², y Enrique Gonzales ³

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidad de Brasília, Brasília, Brasil (diego.timoteo.martinez@gmail.com)

² Savia Perú S.A. Av. Rivera Navarrete 501, Piso 11, San Isidro, Lima, Perú (fritz.palacios@saviaperu.com)

³ Savia Perú S.A. Av. Rivera Navarrete 501, Piso 11, San Isidro, Lima, Perú (enrique.gonzales@saviaperu.com)

1. Introducción

La ocurrencia comprobada de *shale plays* en Argentina (Fm Vaca Muerta, Titoniano-Berriasiano) y las positivas evaluaciones exploratorias tempranas en Bolivia (Fm Tomachi, Devónico), Brasil (Fm Jandiatuba, Devónico), Colombia y Venezuela (Fm La Luna, Turoniano-Santoniano), y evidencias de *gas shows* en secuencias del Campaniano del pozo C01-1X de la cuenca Talara, incrementan las posibilidades exploratorias en las cuencas petrolíferas del Perú (US EIA, 2011). Reportes de la industria han sugerido que las rocas generadoras cretácicas de la cuenca Talara y Sechura (Timoteo & Valencia, 2010) pueden ser un importante futuro recurso de *shale plays* (Pozo et al., 2013).

Acorde con esto, el presente estudio realiza una evaluación integrada de las formaciones Cerro La Mesa y Redondo para identificar mejor su potencial exploratorio como *shale plays*. De esta manera la parte II de este estudio se basó en parámetros de caracterización claves: contenido y tipo de materia orgánica, madurez termal, espesor, distribución espacial, y profundidad actual.

2. Estratigrafía

El análisis bioestratigráfico realizado en la parte I del presente estudio (Palacios et al., 2015) permitió una revisión profunda de la sección cretácica perforada por los pozos, que conllevó a corregir y actualizar las unidades estratigráficas que habían sido asignadas y reportadas en los 18 pozos exploratorios que fueron seleccionados. De

esta manera, de los 8 pozos que reportaron a la Fm Muerto, 6 corresponden a la Fm Cerro La Mesa y 1 a la Fm Tablones; de los 15 pozos que reportaron a la Fm Redondo, 6 corresponden a la Fm Cerro La Mesa, 2 a la Fm Tablones, 2 a la Fm Ancha-Petacas, 1 al Paleozoico, 1 al Gpo Copa Sombrero, y 1 a la Fm Montegrando (Tabla 1). Por consiguiente, no se evaluó a la Fm Muerto pues ocurre en un solo pozo (3990); y tampoco a la Fm Tablones por sus pocos datos y predominantes características de reservorio convencional, probadas en el área de Chira.

3. Datos geoquímicos-geológicos

Se compiló información geoquímica adquirida entre 1990 y 2010, incluyendo datos de TOC y *pyrolysis Rock-Eval* correspondientes a *cuttings* y algunas muestras de afloramientos de las formaciones pertenecientes a pozos perforados en la cuenca Talara y Sechura Norte. Se dedicó especial atención a la Fm Chira: a pesar de su contenido de gas, no mostró valores significativos de TOC. De otro lado, las unidades de lutitas orgánicas y carbonatos del Campaniano y Maastrichtiano inferior mostraron valores óptimos de TOC.

Tomando en cuenta las formaciones diferenciadas en la parte I del estudio (Palacios et al., 2015), se obtuvo información de 9 pozos que atravesaron la Fm Cerro La Mesa y 8 pozos que atravesaron la Fm Redondo, sumando un total de 80 muestras. *Well composite logs* de más de 40 pozos (parte I del estudio) fueron seleccionados para obtener los datos de espesor, descripción litológica, profundidad actual, y distribución areal.

Tabla 1. Lista de pozos seleccionados para el presente estudio, cuya sección cretácica fue revisada y actualizada.

Pozo	Área	Intervalo muestreado		Unidad Estratigráfica	
		Tope (ft)	Base (ft)	Reportada (Fm. / Mb.)	Revisada (Fm. / Mb.)
2278	Laguna	7870	7911	Redondo	Probable Cerro La Mesa
5927		8010	8091	Redondo	Probable Cerro La Mesa
6020	Negritos	7500	7750	Redondo	Redondo
		7750	8540	Sandino	Tablones
		8560	8770	Muerto	Cerro La Mesa Inf.
3585		6046	6684	Redondo	Ancha / Petacas
		6684	7497	Redondo	Redondo
3770		4153	4527	Redondo	Posible Tablones
3980		6538	6548	Redondo	Ancha
		6889	6905	Redondo	Redondo
		7310	7324	Redondo	Paleozoico
4000		7279	7296	Redondo	Redondo
		7696	7716	Redondo	Tablones
		8166	8180	Redondo	Cerro La Mesa Sup.
		8275	8521	Muerto	Cerro La Mesa Inf.
4705		9165	9180	Muerto	Cerro La Mesa Inf.
3835		7186	8071	Redondo	Redondo
		8442	8884	Muerto	Cerro La Mesa Inf.
3990		8368	8687	Muerto	Muerto
PEOCO 3X-1		Chira	3765	3880	Redondo
	4180		4280	Muerto	Cerro La Mesa Inf.
RC1-2XD	5642		6843	Redondo	Tablones
	7535		7545	Redondo	Cerro La Mesa Sup.
	8104		8290	Muerto	Cerro La Mesa Inf.
CHIRA 75X	7690		8170	Muerto	Tablones
5975	Mirador	----	----	Redondo	Cerro La Mesa
Inca 5X-1	Sechura	4970	5570	Redondo	Copa Sombrero
Viru 69X-1		4870	5580	Redondo?	Montegrande?
		5802	7105	Redondo?	Redondo
La Casita X2		9781	10530	Redondo	Redondo
SBX - A		6960	7250	Redondo	Redondo

4. Ocurrencias de hidrocarburos

El pozo RC1-2XD localizado en el área de Chira, a 10 km al SO del campo de Portachuelo, probó petróleo de 12.5° API en un intervalo de calizas y lutitas de la Fm Cerro La Mesa (reportado anteriormente como Fm Muerto). Se recuperó un total de 46 Bbbl. de petróleo y actualmente el intervalo probado 8256'-7928' está aislado (Chávez & Montes, 2008).

Así mismo el pozo CO1-1X, localizado costa afuera aproximadamente a 35 km al SO del campo Portachuelo, registró *gas shows* (C1-C5) en un intervalo lutáceo de la Fm Redondo que posee un contenido promedio de TOC de 0.7 wt. % y manifiesta bajos valores de resistividad (Savia, 2013).

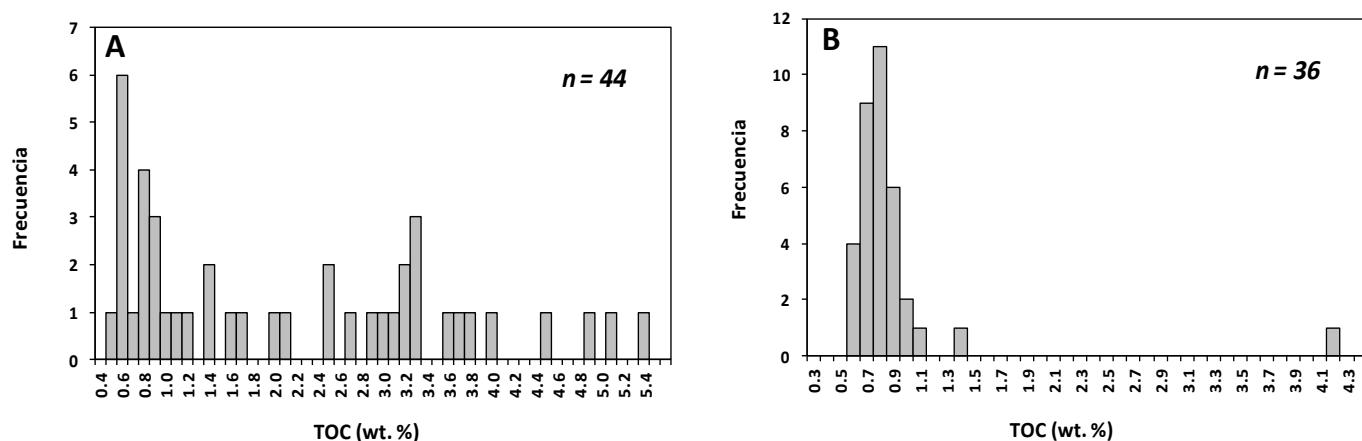


Figura 1. Histogramas de datos de TOC (wt %) para muestras de las formaciones Cerro La Mesa (A) y Redondo (B) de la cuenca Talara y Sechura.

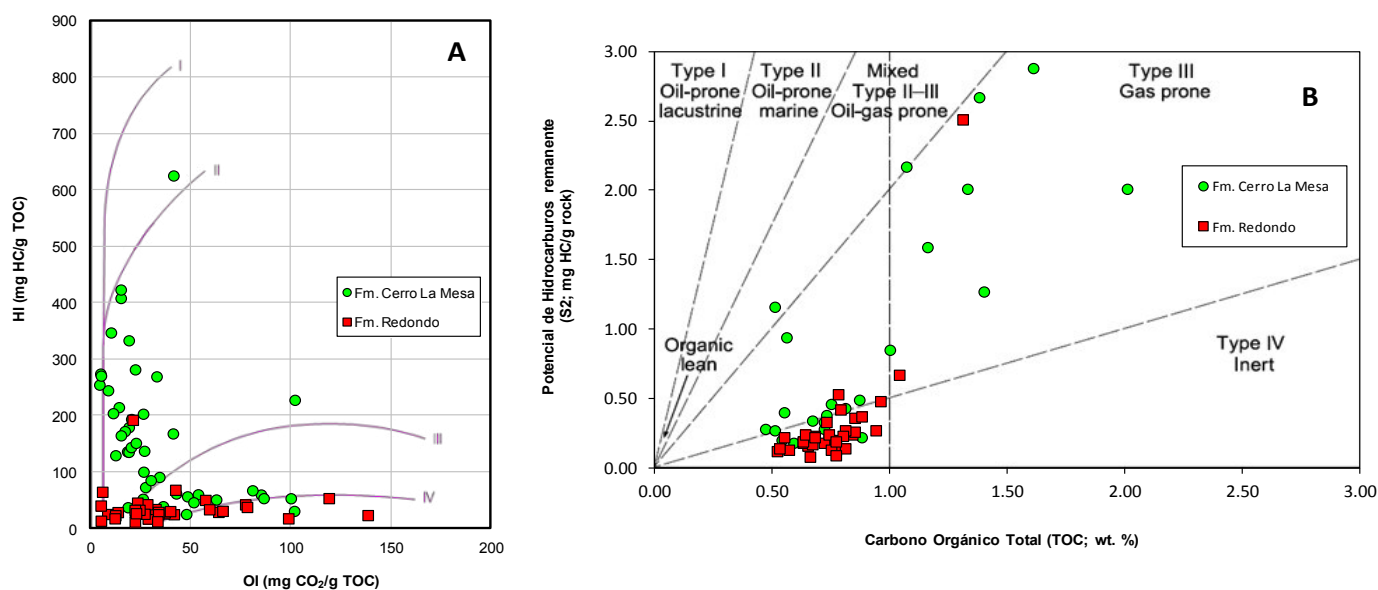


Figura 2. (A) Gráfico de índice de hidrógeno (HI) versus índice de oxígeno (OI); (B) gráfico S2 versus TOC; ambos gráficos en base a datos obtenidos en muestras de las formaciones Cerro La Mesa y Redondo de la cuenca Talara y Sechura.

5. Resultados y discusión

5.1. Distribución espacial

Con base en los *well composite logs* evaluados, la Formación Cerro La Mesa alcanza como máximo 1000' de espesor en el pozo 4655 localizado en el área de Negritos. Su profundidad perforada varía de 2400' (pozo 4745) a 10200' (pozo C01-1X). Su espesor varía entre 110' y 1000', de los cuales ~10 a 60 % evidencian baja resistividad en los perfiles eléctricos.

Por otro lado, la Formación Redondo alcanza aproximadamente un máximo de 1100' de espesor en el pozo La Casita X-2 localizado en el área de la Bahía de Bayóvar. Su profundidad perforada varía entre 2350' (pozo PG-39NX-1) y 12350' (pozo 1500), en tanto que su espesor varía entre 100' y 1100', de los cuales ~90 % corresponden a facies lutáceas que evidencian baja resistividad en los perfiles eléctricos, lo cual es un aspecto positivo para su prospectividad como *shale play*.

Ambas formaciones poseen amplia distribución con incremento de espesor sobre los grábenes paleozoicos y

adelgazamiento por erosión y/o *onlap* hacia los flancos de los altos estructurales.

5.2. Descripción litológica

Lutitas negras a grises y calizas negras son las facies litológicas dominantes de la Formación Cerro La Mesa en las muestras de *cuttings* analizadas y descritas en los 15 pozos seleccionados.

Lutitas negras a grises son la facies litológica que domina a la Formación Redondo en el subsuelo del área de estudio (Tabla 1).

La definición de *shale plays* que mejor describe un reservorio en este contexto es: rico en materia orgánica (MO) y de grano fino (Rokosh et al., 2009). Acorde con lo antes expuesto, el término *shale*, el cual implica fisibilidad, describe adecuadamente (a nivel petrográfico) la mayoría de las facies pertenecientes a las muestras obtenidas para este estudio, y las caracteriza como reservorio.

5.3. Geoquímica orgánica

La ocurrencia de petróleo y *gas shows* (C1-C5) en la formaciones Cerro La Mesa y Redondo, respectivamente, sustenta el uso de *Ro* para predecir la madurez termal en los emergentes *shale plays*.

5.3.1. Formación Cerro La Mesa

El contenido de TOC de la Formación Cerro La Mesa (n = 44) varía de 0.47 a 5.31 wt. %, con un valor promedio de 2.08 wt. % (Fig. 1A).

La clasificación del tipo de kerógeno según datos de *pyrolysis Rock-Eval* indica kerógeno de tipo II/III (Figs. 2A y 2B). Los valores de T_{max} para 85 % de las muestras de la Formación Cerro La Mesa indican que éstas se encuentran en un estadio de madurez termal (Fig. 3A), concordando con los valores medidos de *Ro* (Fig. 3B), lo cual indica que la mayoría de las muestras se encuentran dentro de la ventana de petróleo (0.6 % < *Ro* < 1.0 %).

De la misma manera los valores de índice de producción (PI) graficados *versus* los valores de T_{max} (Fig. 4A) y de *Ro* (Fig. 4B) indican un regular nivel de conversión de

hidrocarburos y expulsión en el estadio de madurez termal.

5.3.2. Formación Redondo

Por otro lado, el contenido de TOC de la Formación Redondo (n = 36) varía de 0.52 a 4.12 wt. %, con un valor promedio de 0.85 wt. % (Fig. 1B).

La clasificación del tipo de kerógeno según datos de *pyrolysis Rock-Eval* indica predominantemente un kerógeno de tipo III/IV y además un kerógeno de tipo IV (Figs. 2A y 2B). Los valores de T_{max} para 90 % de las muestras de la Formación Redondo indican que éstas se encuentran en un estadio de madurez a pos-madurez termal (Fig. 3A), concordando con los valores medidos de *Ro*, que indican que 40 % de las muestras se encuentran dentro de la ventana de petróleo (0.6% < *Ro* < 1.0 %) y otro 50 % en la ventana de gas húmedo y seco (*Ro* > 1.0 %) (Fig. 3B).

Así mismo los valores de PI graficados *versus* los valores de T_{max} (Fig. 4A) y de *Ro* (Fig. 4B) indican regular a alto nivel de conversión de hidrocarburos y expulsión en el estadio de madurez y pos-madurez termal.

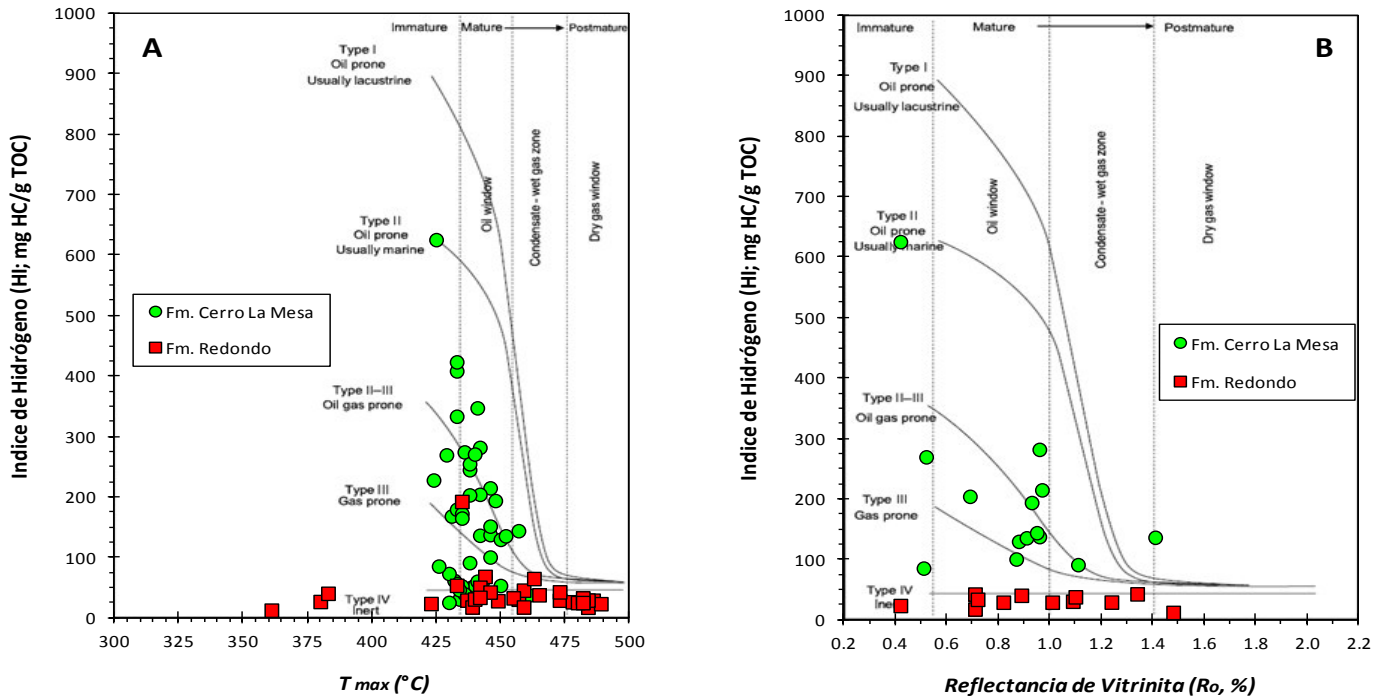


Figura 3. Gráficos de índice de hidrógeno (HI) *versus* T_{max} (A) y *versus* *Ro* (B), en base a datos obtenidos en muestras de las formaciones Cerro La Mesa y Redondo de la cuenca Talara y Sechura.

5.4. Análisis visual de kerógeno (AVK)

El AVK de una muestra de núcleo de pared del miembro Cerro La Mesa Superior (pozo RC1-2XD; 7535') indicó predominante materia orgánica amorfa mezclada con fragmentos de material terrestre (Petro-Tech - LCV, 2004), que confirman un kerógeno de tipo II/III.

Por otro lado, el AVK realizado en 6 muestras (3 de núcleos de pared y 3 de canaleta) de la Formación Redondo del pozo La Casita X-2 (9880'-10774') indicó materia orgánica terrestre. Las muestras del pozo Peoco 7-1 indicaron materia orgánica amorfa (Levaggi, 1977). Dicha variación confirma la predominancia de kerógeno

de tipo III/IV con influencia de kerógeno de tipo II/III.

5.5. Reflectancia de vitrinita

Los valores de *Ro* para la Formación Cerro La Mesa (*Ro*, n = 14) (Fig. 5A) varían desde un mínimo de 0.42 % a una profundidad de 8290', en el campo de Chira, hasta 1.41 % a una profundidad de 8446' en el campo de Negritos, indicando que la mayoría de las muestras se encuentran dentro de la ventana de petróleo (0.6 % < *Ro* < 1.0 %), con madurez termal apropiada para un potencial *shale oil play*.

Por otro lado, los valores de R_o para la Formación Redondo (R_o , $n = 12$) (Fig. 5B) varían de 0.42 % a una profundidad de 6990' hasta 1.48 % a 6825' en el extremo norte de la cuenca Sechura, evidenciando 2 poblaciones mayoritarias: la primera dentro de la ventana de petróleo ($0.6 \% < R_o < 1.0 \%$), y la segunda dentro de la ventana de gas húmedo y seco ($R_o > 1.0 \%$), con madurez termal apropiada para potenciales *shale oil play* y *shale gas play*,

respectivamente.

Los datos de R_o de las muestras de ambas formaciones no evidencian correlación alguna con la profundidad (Fig. 6): este hecho sugiere eventos diferenciados de soterramiento, levantamiento, denudación, y variación del flujo de calor regional debido a que las muestras analizadas provienen de diferentes zonas dentro de la cuenca Talara y Sechura Norte.

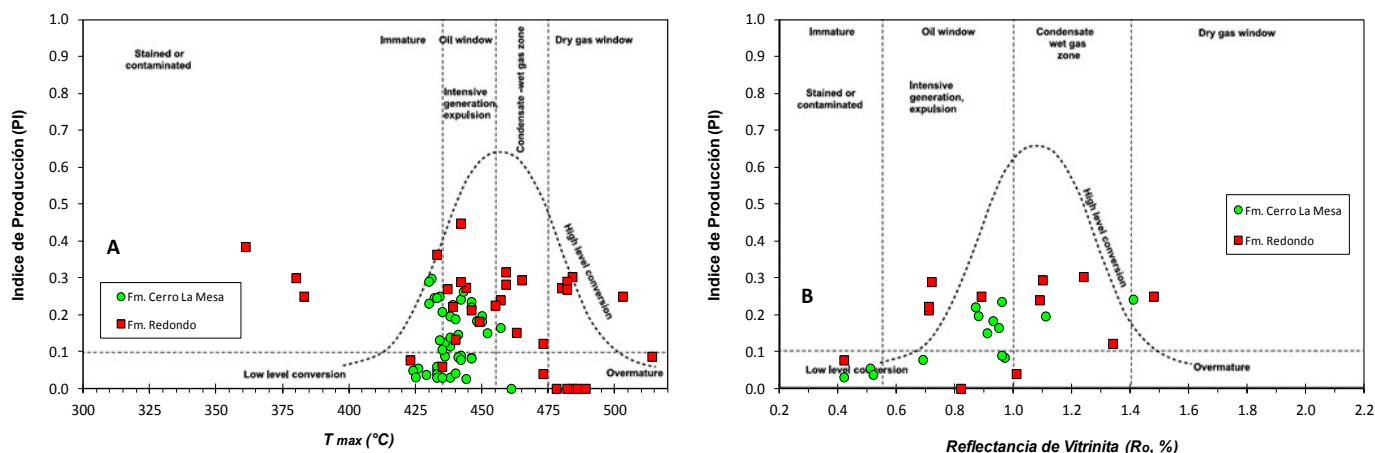


Figura 4. Gráficos de índice de producción (PI) versus T_{max} (A) y de PI versus R_o (B) en base a datos obtenidos en muestras de las formaciones Cerro La Mesa y Redondo de la cuenca Talara y Sechura.

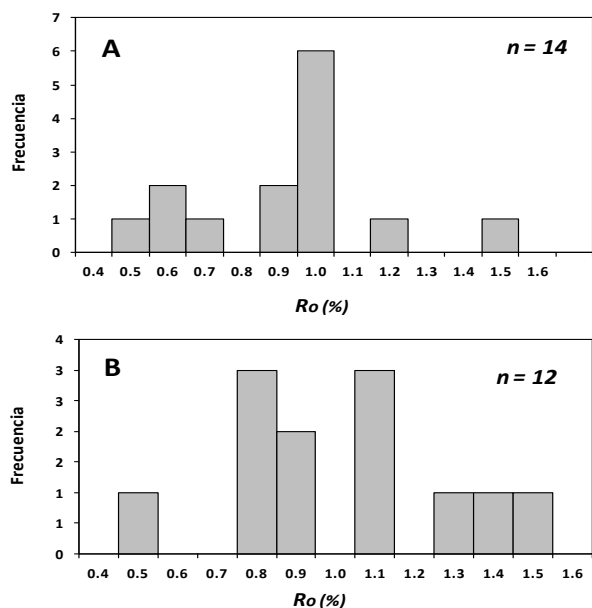


Figura 5. Histograma de los datos de reflectancia de vitrinita (R_o) medidos en las muestras de las formaciones Cerro La Mesa (A) y Redondo (B) de la cuenca Talara y Sechura.

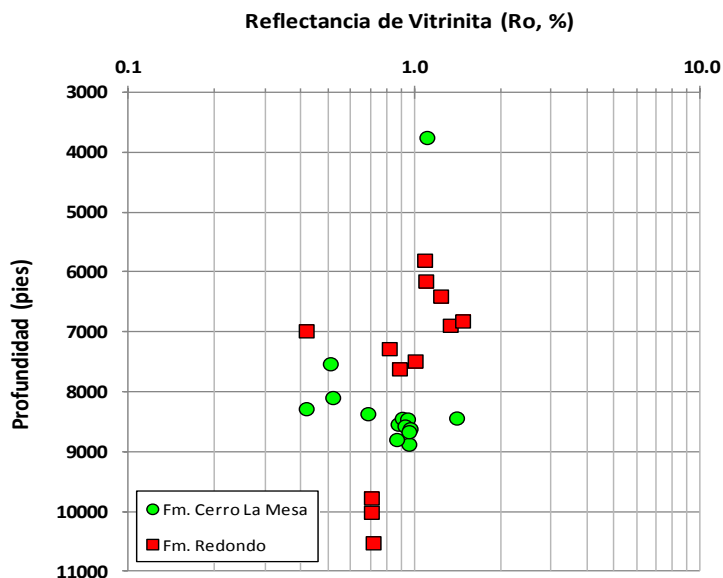


Figura 6. Reflectancia de vitrinita (R_o) graficada versus la profundidad de las respectivas muestras de las formaciones Cerro La Mesa y Redondo en la cuenca Talara y Sechura.

6. Conclusiones

El alto contenido promedio de TOC (2.08 %; $n = 44$), el kerógeno de tipo II/III, la materia orgánica predominantemente marina, los valores de R_o dentro de la ventana de petróleo ($0.6 \% < R_o < 1.0 \%$), el espesor de 110' a 1000', la profundidad perforada actual entre 2400' y 10200', y el petróleo pesado recuperado en el pozo RC1-2XD sugieren que la Formación Cerro La Mesa posee condiciones apropiadas para un potencial *shale oil play*.

El regular contenido promedio de TOC (0.85 %; $n = 36$), el kerógeno de tipo III/IV, la materia orgánica que varía de marina a terrestre regionalmente, los valores de R_o dentro de la ventana de petróleo ($0.6 \% < R_o < 1.0 \%$) y gas ($R_o > 1.0 \%$), el espesor de 100' a 1100', la profundidad perforada actual entre 2350' y 12350', y los registros de *gas shows* en el pozo C01-1X sugieren que la Formación Redondo posee condiciones apropiadas para

un potencial *shale oil-gas play*.

El desarrollo continuo del conocimiento (geológico y de reservorios) de los potenciales *shale plays* en el Perú permitirá re-evaluar la limitada viabilidad económica y logística actual.

Es necesario compilar información correspondiente a parámetros del reservorio (composición mineralógica de las arcillas, permeabilidad, presión, y capacidad de adsorción) para de esta manera generar una interpretación integrada más robusta de los potenciales reservorios no convencionales de tipo *shale plays*.

El presente estudio pone en evidencia una nueva posibilidad para la inversión y extracción de potenciales recursos de hidrocarburos no convencionales que pueden balancear la ya declinante producción de petróleo convencional en el Perú.

Referencias

- Chávez, M., Montes, C. 2008. Optimización en el desarrollo y explotación de crudo pesado no convencional en el Noroeste Peruano. Resúmenes extendidos, XIV Congreso Peruano de Geología, Lima.
- US EIA (US Energy Information Administration). 2011. World shale gas resources: An initial assessment of 14 regions outside the United States. Report.
- Hackley, P. 2012. Geological and geochemical characterization of the Lower Cretaceous Pearsall Formation, Maverick Basin, South Texas: A future shale gas resource?. AAPG Bulletin, v. 96, p. 1449-1482.
- Levaggi, R. 1977. Proyecto de análisis visual del kerógeno, pozo Z2-75-55X (La Casita), pozo Peoco 7-1. Reporte interno, Belco Petroleum Corporation of Perú.
- Timoteo, D., Valencia, K. 2010. Talara Basin, petroleum systems proved source rocks: Albian-Eocene & Campanian/Maastrichtian-Eocene. Internal report, Savia Perú S.A.
- Palacios, F., Gonzales, E., Timoteo, D. 2015. Evidencia de potenciales *shale plays* del Campaniano y Maastrichtiano inferior en la cuenca Talara y Sechura — Parte I : Estratigrafía y distribución de secuencias. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 110, p. 127-132.
- Petro-Tech Peruana S.A. - LCV. 2004. Mineralogic, petrographic, diagenetic, TOC, and Visual Kerogen Analyses, sidewall cores: Well Chira RC1-2XD. Internal report, Petro-Tech Peruana S.A.
- Pozo, E.G., Yesquen, S., Roldán, J. 2013. Talara Basin, Peru: Exploring for more reserves in an ancient basin in light of new concepts and technological advances. AAPG ICE, Cartagena, Colombia.
- Rokosh, C.D., Pawlowicz, J.G., Berhane, H., Anderson, S.D.A., Beaton, A.P. 2009. What is shale gas? An introduction to shale-gas geology in Alberta. Energy Resources Conservation Board, Alberta Geological Survey, 26 p.
- Savia Perú S.A. 2013. Reporte final del pozo exploratorio Colan C01-1X. Reporte interno, Savia Perú S.A.



Análisis de facies utilizando registros de imágenes de subsuelo

Juan Tito Mendoza Aranda

Jr. Huancavelica 3680, Lima 31, Perú (juantito46@hotmail.com)

ABSTRACT

The very useful concept of facies refers to a rock body and can be decomposed in 5 elements: lithology, texture, sedimentary structure, paleocurrent, and fossil content. Subsurface technology has developed tools (CMI or FMI) that can electrically scan the wellbore, obtaining images with such resolution that allows the identification of each sedimentary facies component.

The images can resolve lithological and textural variations as those occurring in limestone beds and collapse breccias. Other examples include: hummocky cross-stratification suggested by dipmeter and confirmed by images; a continuous bed translation in a lateral accretion bar; bed load structures; paleocurrents indicated by cross-stratification and ripples; an electrical radiography of tubular organisms; and an image of stromatoporoids.

The inpainting technique allows total visualization of a wellbore. This technology provides a powerful tool for subsurface facies correlation in order to create more robust reservoir models.

RESUMEN

El muy útil concepto de facies se refiere a un cuerpo de roca y puede descomponerse en 5 elementos: litología, textura, estructura sedimentaria, paleocorriente, y contenido fósil. La tecnología de subsuelo ha desarrollado herramientas (CMI o FMI) capaces de escanear eléctricamente un pozo, obteniendo imágenes de tal resolución que pueden identificar cada uno de los elementos de la facies sedimentaria.

Las imágenes pueden resolver variaciones litológicas y texturales, como ocurre en delgadas capas de caliza y brechas de colapso. Otros ejemplos incluyen: estratificación cruzada de tipo *hummocky* sugerida por *dipmeter* y confirmada por imagen; una traslación continua de capas en una acreción lateral; estructuras de carga; paleocorrientes por estratificación cruzada y rizaduras; una radiografía eléctrica de organismos tubulares; y una imagen de estromatoporoides.

Desde unos años, con la técnica *inpainting* se obtiene una visión total de la circunferencia de un pozo. Con esta tecnología se tiene una herramienta poderosa en la correlación de facies en el subsuelo para así crear modelos de reservorios más robustos.

Palabras claves: facies, análisis, imágenes, correlación, modelo.

1. Introducción

Una facies consiste de un cuerpo de roca tridimensional que posee características especiales que lo distinguen de otros cuerpos de roca. El concepto de facies ha sido uno de los más útiles e intensamente debatidos en geología, y su uso es ahora extendido a las imágenes que son registradas, tanto de naturaleza eléctrica como acústica. El advenimiento de la tecnología de los registros de imágenes nos permite observar directamente la roca de

subsuelo.

Como los geólogos y los ingenieros están constantemente confrontados con el problema de entender los detalles y el carácter de los cuerpos de roca de un reservorio, el análisis de facies constituye la técnica que permite descomponer la totalidad de una facies de la roca en sus componentes simples, clasificándolos e interpretándolos. El análisis de facies comprende el

estudio y la interpretación de los elementos como son la litología, la textura, las estructuras sedimentarias, las paleocorrientes, y el contenido de fósiles (Miall, 1990). Así, la facies descriptiva incluye la litofacies y la biofacies, que son usadas para describir los atributos observables de los cuerpos de roca que a su vez son interpretados en términos de procesos depositacionales o biológicos, respectivamente.

El propósito de este artículo es definir los cinco elementos de una facies que son impresos en una roca y pueden ser identificados e interpretados en los registros eléctricos de imágenes.

2. Aspectos técnicos

2.1. La herramienta de imágenes

La herramienta de imágenes *Micro Imager* (comercialmente conocida por las siglas CMI o FMI) consiste de 8 patines de adquisición que permanecen en contacto con la pared del pozo. Los patines contienen 176 botones que son los electrodos. Además de los circuitos electrónicos, el cuerpo de la herramienta incluye el

inclinómetro y una telemetría digital que define la orientación de las imágenes. Estas imágenes son construidas por las mediciones de la resistencia eléctrica hechas por uno o más botones, y esto da un registro vertical continuo de parte de la circunferencia del pozo, cada 0.5 cm.

2.2. Creación de registros de imágenes

Para crear una imagen de un grupo de datos, es necesario definir una escala de colores con un rango particular de valores. Por ejemplo, 0-10 puede ser de color anaranjado claro, 10-20 anaranjado, 20-30 marrón claro, y así sucesivamente. Con esta aproximación, una única curva puede ser ploteada en una imagen en una dimensión de color (Fig. 1A).

Una técnica más elaborada es usada en la herramienta de imágenes. La herramienta provee 176 lecturas en cada profundidad, significando que se manejan 176 registros (¡no sólo uno!). Luego, un diagrama con coordenadas verticales y horizontales es creado, siendo una matriz pixel (*picture element*). Cada pixel tiene un código de color asociado al valor del registro (Rider, 2002) (Fig. 1B).

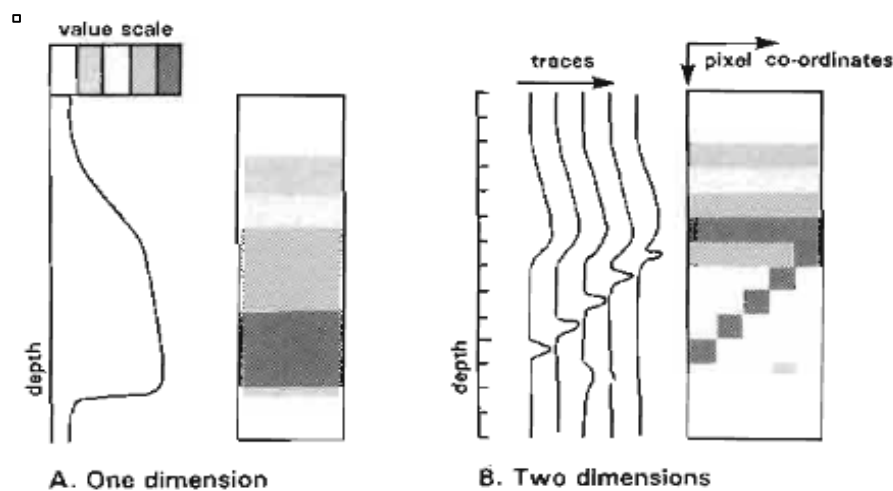


Figura 1. Creación de la imagen de la escala de colores en una dimensión (A) y en dos dimensiones (B).

3. Elementos de análisis de facies

3.1. Litología

La denominación de la litología está basada en el tipo de roca. Los rasgos litológicos y la composición son comúnmente descritos en sedimentos clásticos y carbonatos, mientras que la relación de tipo de lodo/aloquemos es observada principalmente en carbonatos (Fig. 2).

3.2. Textura

Este elemento de la facies incluye las partículas o granos que están sujetos a erosión, transporte, y depositación. Las clases texturales se adicionan al estimado volumétrico total de porcentaje de tamaño de grano de gravas, arena, y lodo, que por definición suma 100 %.

El elemento textura incluye el tamaño de grano y la tendencia vertical de tamaño de grano, el escogimiento, la redondez, la matriz de roca, los minerales arcillosos, etc. La Figura 3 permite distinguir la imagen textural de la caliza masiva de la caliza granulada.

3.3. Estructuras sedimentarias

Se trata de aquellas estructuras formadas durante la depositación del sedimento. Se utilizan para reconocer la posición original de los estratos en terrenos geológicamente complejos, y sobre todo para entender el ambiente depositacional del sedimento. Entre las estructuras se incluyen el contacto de facies (gradual, erosional), la estratificación cruzada, la acreción lateral, la deformación en sedimento suave, etc.

3.3.1. Estratificación cruzada de tipo hummocky. Este

tipo de estructura refleja la dominación de la energía de las olas que ocurre en la parte inferior del *shoreface* (areniscas litorales; Figs. 4A y 4B).

3.3.2. Superficies de acreción lateral. Los canales de meandros y las barras de punta asociadas migran por una translación río abajo y una expansión lateral de la curva del segmento del canal (Figs. 5A y 5B).

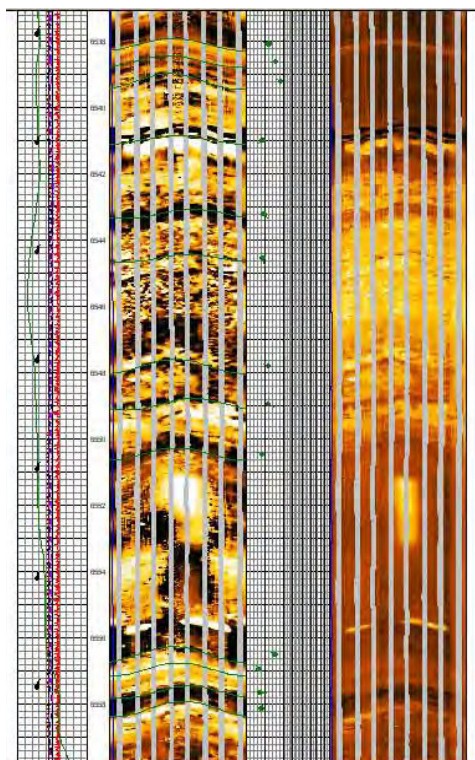


Figura 2. Imagen incluyendo dos porciones de litologías distintas, con arenisca conductiva en la parte inferior, y caliza moteada resistiva en la parte superior. Formación Napo (Cretáceo), cuenca Oriente, Ecuador.

3.3.3. Estructuras de carga. Son estructuras post-depositacionales que se forman cuando existe un contraste de densidad y el sedimento está saturado en agua. Se produce entre dos capas adyacentes con distinta granulometría, la capa superior siendo necesariamente de granulometría más gruesa que la infrayacente. La Figura 6 muestra la imagen de una estructura de carga en su parte inferior.

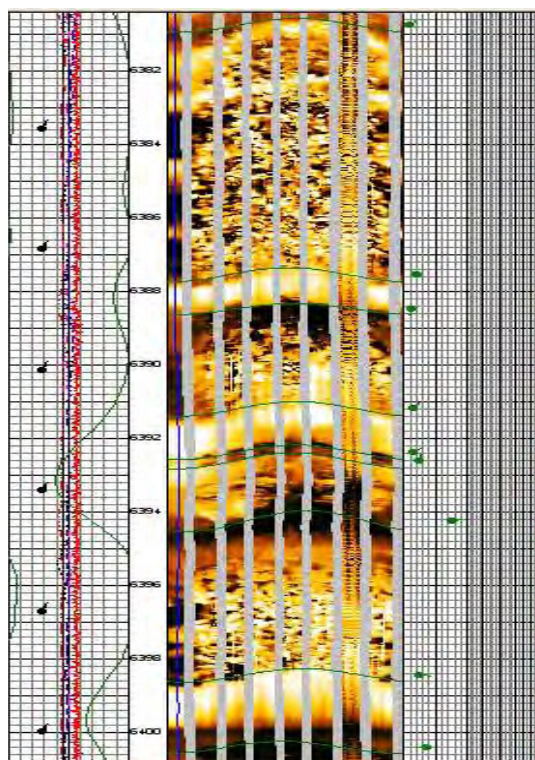
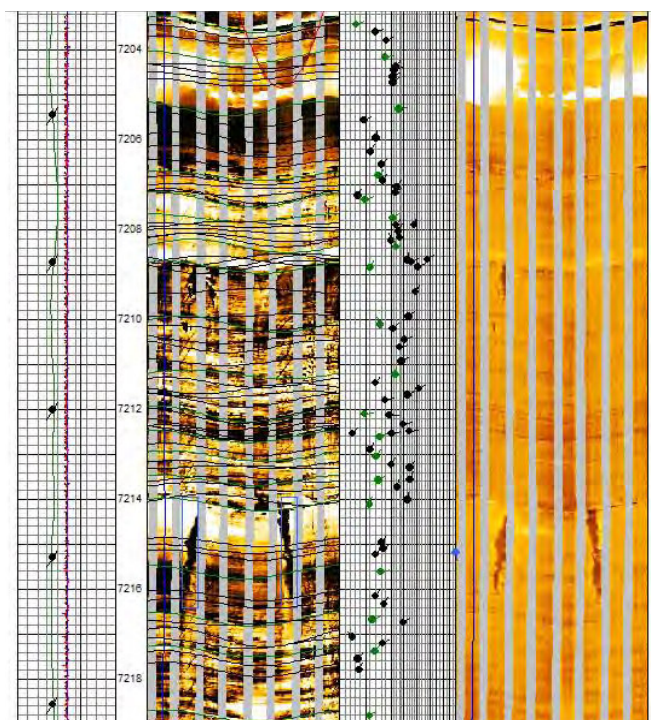


Figura 3. La curva *gamma ray* está en color verde. Estratos de caliza en capas delgadas, seguidos por brechas de colapso con granos angulares provenientes de la caída de techos de cavernas. Formación Napo (Cretáceo), cuenca Oriente, Ecuador.



Figura 4. A (izq.): Afloramiento mostrando la parte convexa (*hummocks*) y la parte cóncava (*swales*). B (der.): La estratificación es paralela desde abajo hasta la profundidad de 7214', donde pasa a estratificación cruzada de tipo *hummocky* por encima de esta profundidad. Observese cómo el *dipmeter* indica ciclos de aumento de ángulo hacia arriba. Formación Ancha (Eoceno), cuenca Talara, Perú.



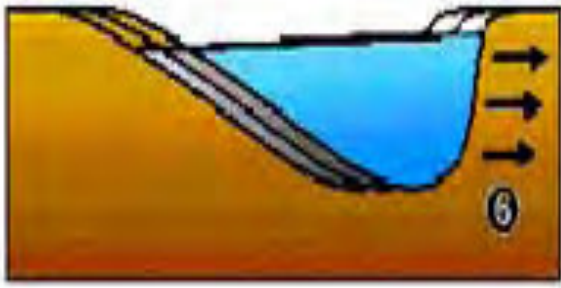
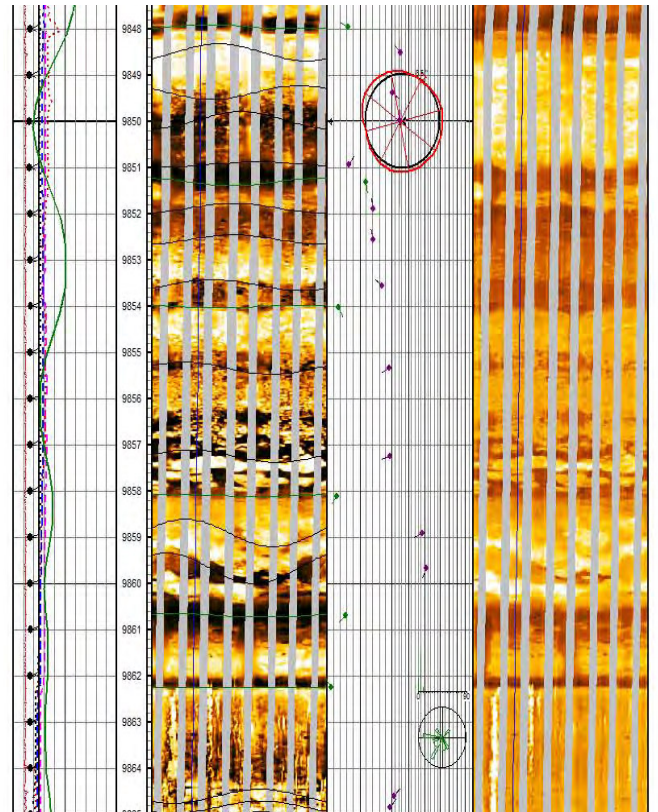


Figura 5. A (izq.): Diagrama esquemático ilustrando el avance de un sistema sedimentario de barras de punta (*point-bar*), en este caso hacia la derecha.
 B (der.): La imagen está indicando una traslación continua en la parte inferior sur hacia el oeste para ir disminuyendo el ángulo hacia arriba. Al tope la orientación del canal asociado es N-S. Formación Napo (Cretáceo), cuenca Oriente, Ecuador.



Pozo E. DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLÓGICA DE IMÁGENES CMI

Integración posterior con la foto del núcleo

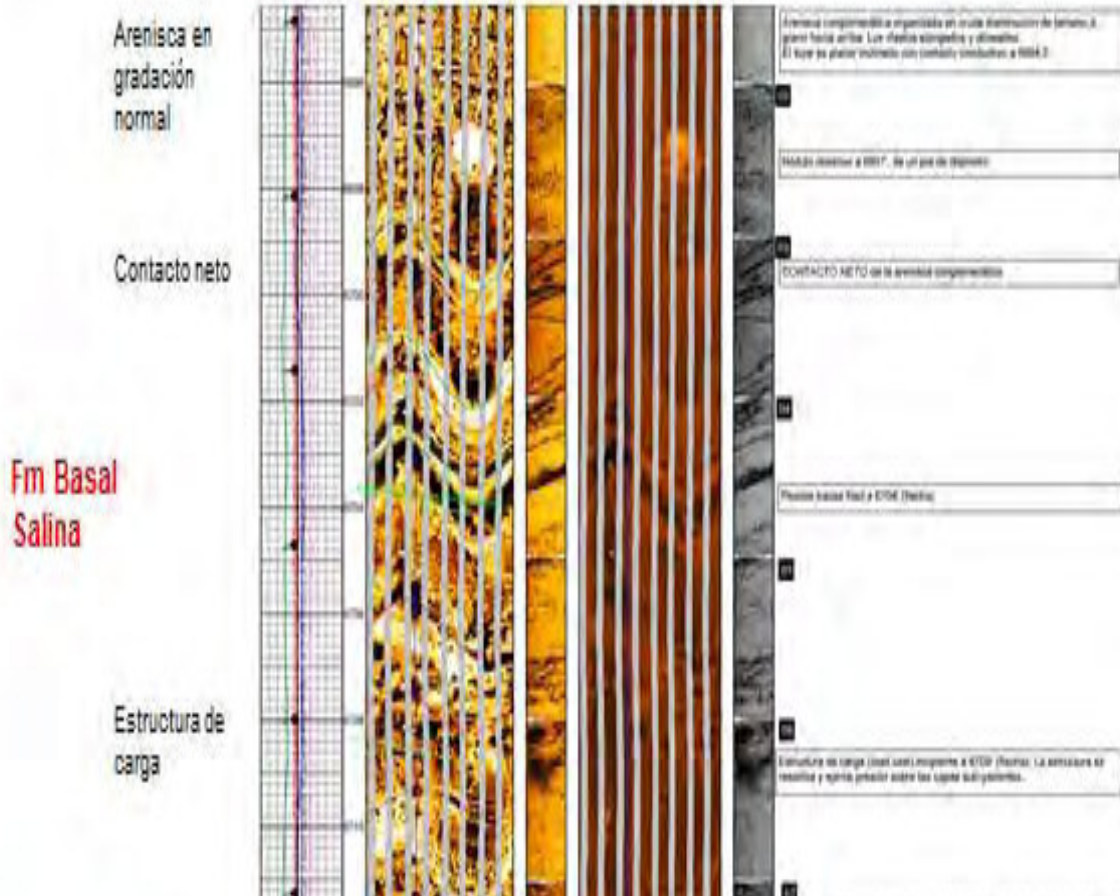


Figura 6. Estructura de carga, comprobada con la fotografía de núcleo. Formación Basal Salina (Eoceno), cuenca Talara, Perú.

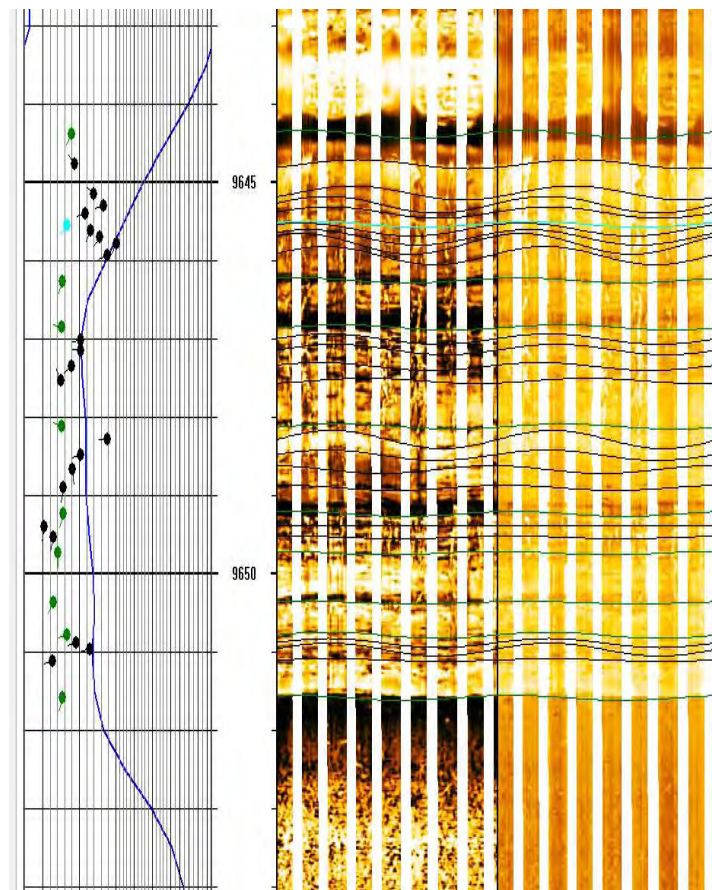


Figura 7. El registro *gamma ray* (línea azul) muestra una continua disminución hacia arriba, típica de una barra marina. Los ángulos de buzamiento aumentan (5° - 18°) con buena laminación regular en la imagen, indicando una estratificación *hummocky* con paleocorriente hacia el oeste. Formación Napo (Cretáceo), cuenca Oriente, Ecuador.

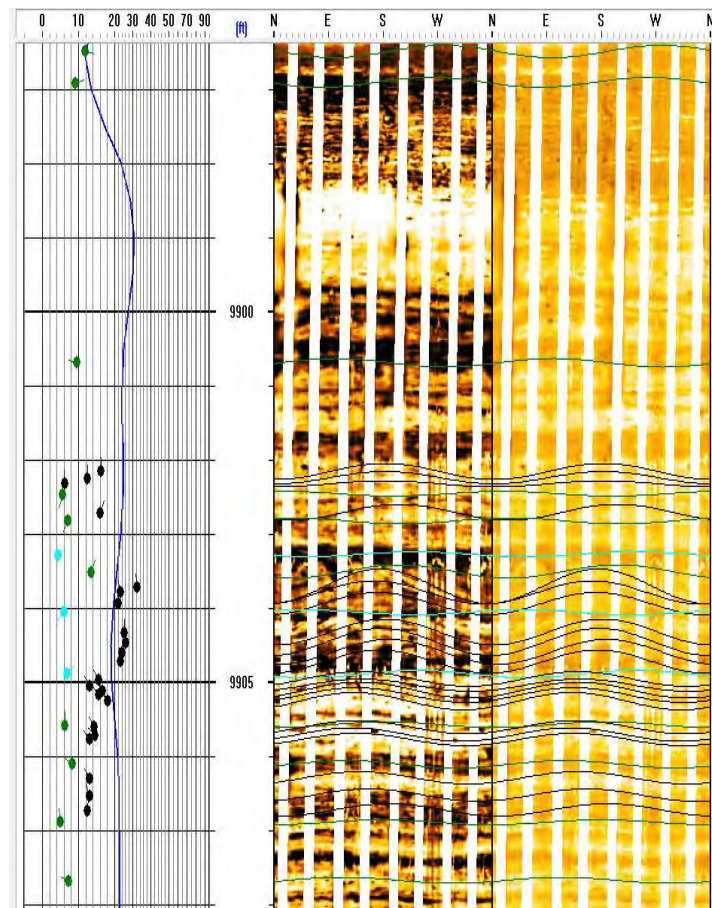


Figura 8. Rizaduras con paleocorrientes 22° - 32° N. Formación Napo (Cretáceo), cuenca Oriente, Ecuador.

3.4. Paleocorrientes

El análisis de paleocorrientes consiste en la determinación de la dirección de las corrientes que actuaron durante la deposición de un sedimento mediante las estructuras sedimentarias que presentan corrientes o rasgos asociados con éstas o con su orientación, como por ejemplo la estratificación cruzada, las estructuras imbricadas, etc. En los registros de

subsuelo (*dipmeter*), el buzamiento estructural tiene que ser identificado y removido antes de interpretar los datos de paleocorrientes (Figs. 7 y 8).

3.5. Fósiles

El cuerpo fósil es el resto fosilizado de partes de cuerpos de organismos (Fig. 9). Las trazas fósiles son impresiones hechas en el sustrato por un organismo (Fig. 10).



Figura 9. Imágen de estromatoporoides (izquierda), organismos importantes en la construcción de arrecifes (derecha).

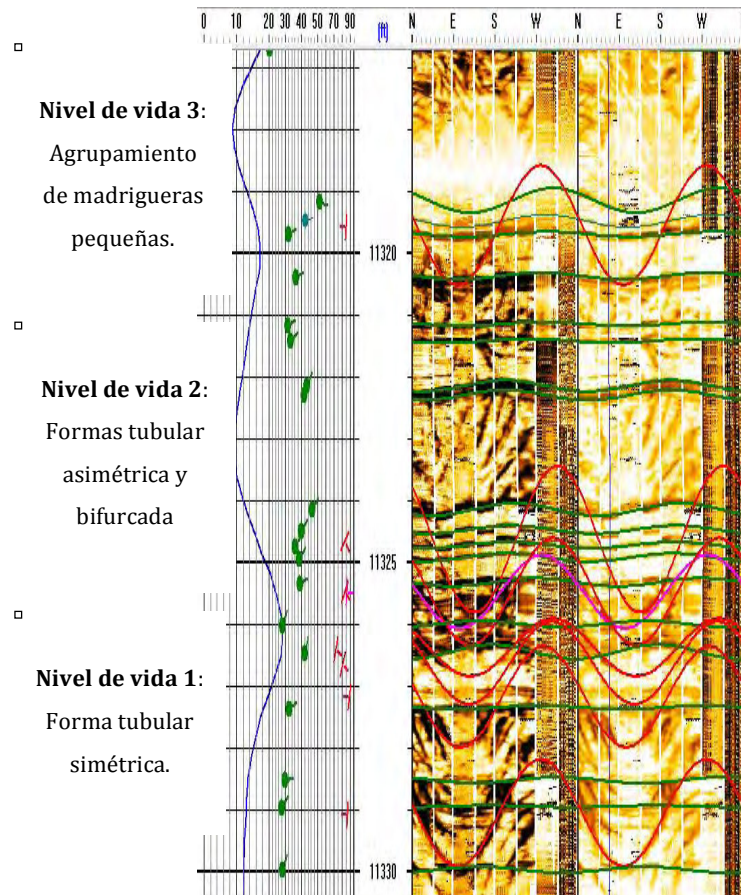


Figura 10. La roca es una cuarzo-arenita. La curva de *gamma ray* (color azul) indica tres intervalos limitados por niveles de vida indicando cada uno formas tubulares ramificadas distintas. Formación Amotape (Paleozoico), cuenca Talara, Perú.

4. Visualización de imagen total

Las herramientas de imágenes están diseñadas para cubrir un 70 % de un pozo de 8.5 pulgadas. La tecnología reciente ha hecho posible representar las partes no registradas (30 %) en el registro de imágenes, remplazándolas con valores consistentes con las estructuras y texturas de la parte medida con la ayuda de un diccionario de transformadas de imágenes geométricas

de orientación múltiple (Assous et al., 2013). Este proceso es llamado *inpainting*, y es también utilizado en la reconstrucción de obras pictóricas de arte. Como resultado, las imágenes reconstruidas permiten una identificación de los más complejos elementos de las facies sedimentarias (Figs. 11 y 12).

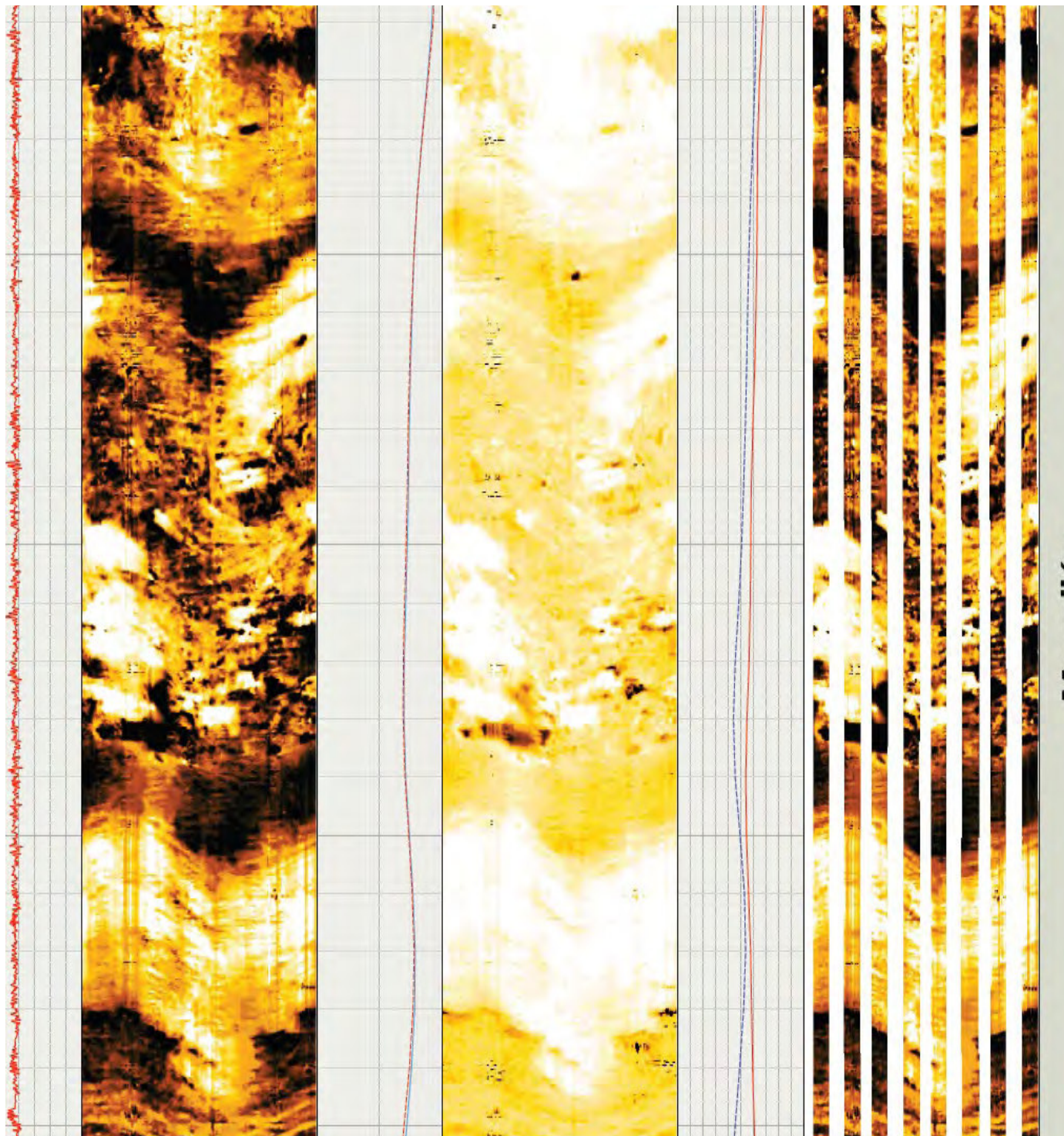


Figura 11. Una estructura de carga "ball and pillow" queda evidenciada en la imagen *inpainted* por efecto de sedimentación rápida. Formación Mogollón (Eoceno), cuenca Talara, Perú.

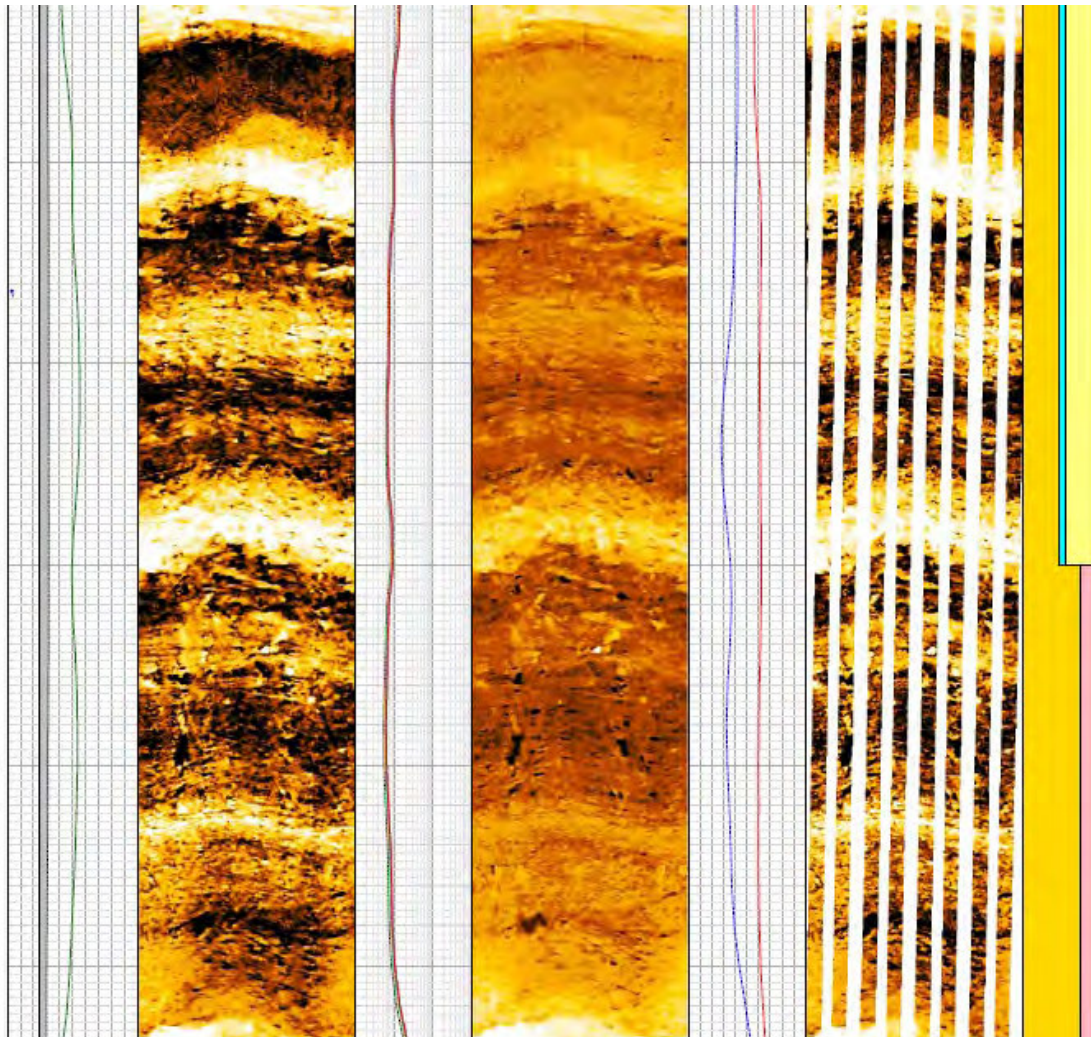


Figura 12. Ejemplo de imagen obtenida en un pozo atravesando la Formación Mogollón (Eoceno de la cuenca Talara, Perú). La columna litológica se muestra a la derecha (el color anaranjado es arenisca, y el amarillo es arena). La imagen total, de 20 m, está indicando pulsos de tres secuencias apiladas, probablemente de depósitos de flujo de detritos.

5. Correlación pozo a pozo, y modelo de facies

Una vez reconocido todos los elementos de la facies, se puede nombrar el tipo de facies. Cada tipo de facies es interpretado en términos de procesos depositacionales específicos y por asociación de facies se establece un modelo de facies, y con esto se indica cuáles y cuántas unidades se van a correlacionar.

El modelo de facies es importante porque va a guiar la correlación y la construcción de modelos de reservorio. El uso de un modelo, sea correcto o incorrecto, es una pieza de lógica lineal. El modelo y la correlación están fuertemente unidos: así la correlación está justificada por el modelo y el modelo por la correlación. De esta manera el modelo de reservorio creado es más robusto.

6. Conclusiones

Con la tecnología de imágenes eléctricas de pozo se puede identificar cada elemento de las facies sedimentarias y realizar un análisis de facies en el subsuelo, con casi la misma resolución como la que se

obtiene en un estudio en afloramientos. El modelo de facies creado permite la construcción de un mejor modelo de reservorio.

Agradecimientos

Las imágenes han sido procesadas por Rafael Osorio, y la revisión del manuscrito fue hecha por Katleen Ipanaque; por ello y por sus alientos para escribir, va mi agradecimiento.

Referencias

- Assous, S., Whetton, J., Elkington, P.A.S. 2013. Microresistivity image inpainting and visualization. SPE 13ATCE-P-829-SPE, New Orleans.
- Miall, A. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. Springer Verlag.
- Rider, M.H. 2002. The geological interpretation of well logs. Progress Press Co Ltd., Malta, 280 p.



Dominios estructurales entre la faja plegada del Marañón y la faja plegada y corrida de la Zona Subandina: Nuevas interpretaciones para el subsuelo del borde occidental de la cuenca Huallaga

Rildo Rodríguez, Elvis Sánchez, Claudia Fabián, y Boris Del Castillo

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (rrodriguez@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

A lo largo de los Andes del Perú Central existen dos zonas de faja corrida y plegada (Fig. 1a). La primera definida como faja corrida del Marañón (Mégard, 1978; Scherrenberg, 2008; entre otros) se encuentra en el borde este de la Cordillera Occidental e involucra rocas del Jurásico y Cretácico. En ella se encuentran diferentes yacimientos minerales, de oro como Yanacocha, y polimetálicos como Antamina. La segunda es la faja plegada y corrida de la Zona Subandina, que forma el frente de corrimientos de la cuenca de antepaís del Oriente peruano y está relacionada con yacimientos de tipo MVT y de hidrocarburos. Entre ambas fajas plegadas y corridas se encuentran diferentes dominios estructurales (Fig. 1b) y zonas de transición estratigráfica entre las cuencas mesozoicas occidental y oriental (Sánchez et al., 2012, 2013; Ojeda et al., 2012, 2013).

Los estudios realizados por INGEMMET en el marco de la actualización de la Carta Geológica Nacional a escala 1:50,000 tienen la finalidad de brindar nuevos aportes en las diferentes disciplinas de las ciencias geológicas. Por ello se realizó el proyecto GR21 "Geología de los bordes de la Cordillera Oriental y su relación con la zona Subandina y Altiplano y con los recursos geológicos". Los estudios comprendidos dentro de los cuadrángulos de Leimebamba (14-h) y Huayabamba (14-i) permitieron definir los estilos estructurales que influyen en la interpretación estructural de la cuenca Huallaga. De esta manera se busca incrementar los *plays* de exploración de hidrocarburos.

2. Dominios estructurales

Las fallas regionales de la zona de estudio han controlado cuencas sedimentarias y emplazamiento de magmatismo y mineralización. La actividad de las fallas han originado los diferentes estilos estructurales que se encuentran entre el río Marañón y el borde occidental de la cuenca Huallaga.

Los estilos estructurales se agrupan en bloques con un cierto estilo de deformación (Fig. 1b) y contenido estratigráfico, que se diferencian uno del otro por la presencia o ausencia de una o más unidades estratigráficas (Fig. 2). En la zona de estudio se han determinado 5 dominios estructurales.

2.1. Dominio Hornopampa

El dominio Hornopampa corresponde a la terminación oriental de la faja corrida y plegada del Marañón. Tiene una dirección NO-SE y su límite oriental es la falla San Miguel (Fig. 3a). La estratigrafía comprende principalmente el Complejo Metamórfico del Marañón y la Formación Tres Lagunas, que son intruidos por granitoides del Carbonífero (Fig. 2). Estas unidades están sobreyacidas en discordancia angular por el Grupo Goyllarisquizga, la Formación Chulec, el Grupo Pulluicana, y la Formación Chota.

Estructuralmente, este dominio está conformado al este por las repeticiones tectónicas de Chumbol, que representan la terminación oriental de los sobreescurrecimientos del Marañón, los cuales forman una faja

plegada y corrida de piel delgada, con su nivel de despegue en la base del Grupo Goyllarisquiza. Al oeste se encuentran las fallas Conga y San Vicente que originan repeticiones tectónicas involucrando al Complejo Metamórfico del Maraón y formando una faja plegada y corrida de piel gruesa (Fig. 3a).

Por encontrarse el Grupo Goyllarisquiza directamente

sobre el Paleozoico Inferior, se interpreta que el dominio Hornopampa corresponde a un alto estructural que estuvo activo del Triásico hasta el Cretácico. Sobre él, durante el Cenozoico, se desarrolló la faja corrida y plegada del Maraón (Fig. 3a), la cual fue afectada, posteriormente, por las fallas Conga y San Vicente que originaron una deformación de piel gruesa.

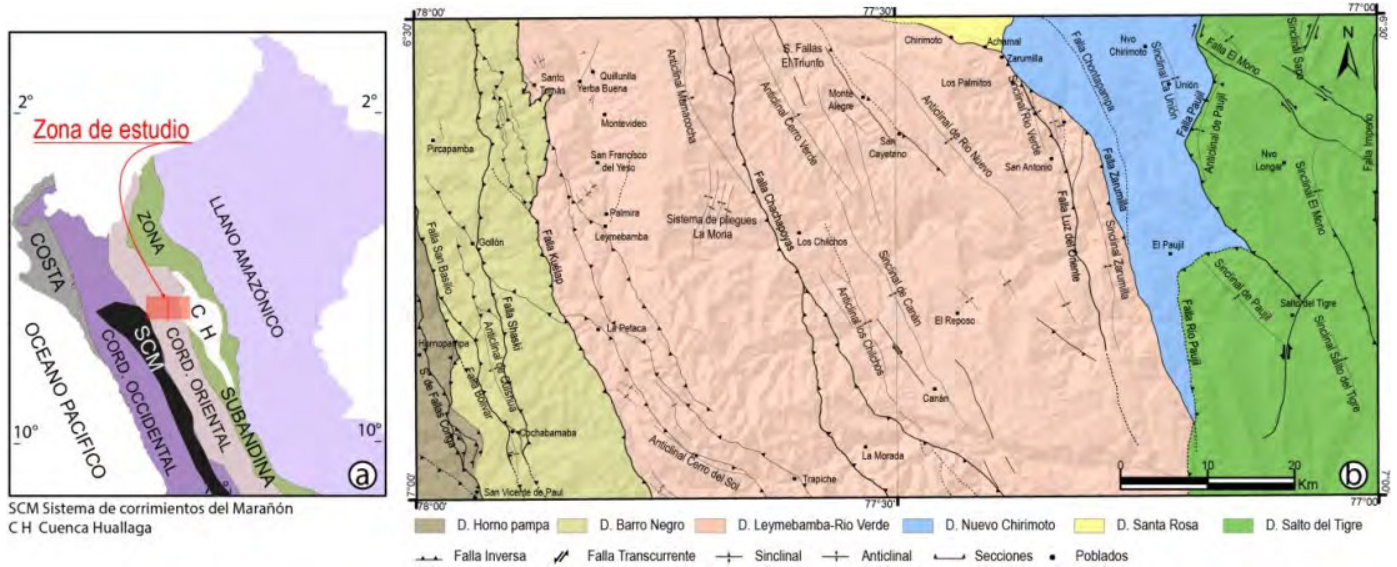


Figura 1. (a) Ubicación de la zona de estudio en el contexto morfoestructural de los Andes del Perú. (b) Dominios estructurales entre el río Maraón y el borde occidental de la cuenca Huallaga.

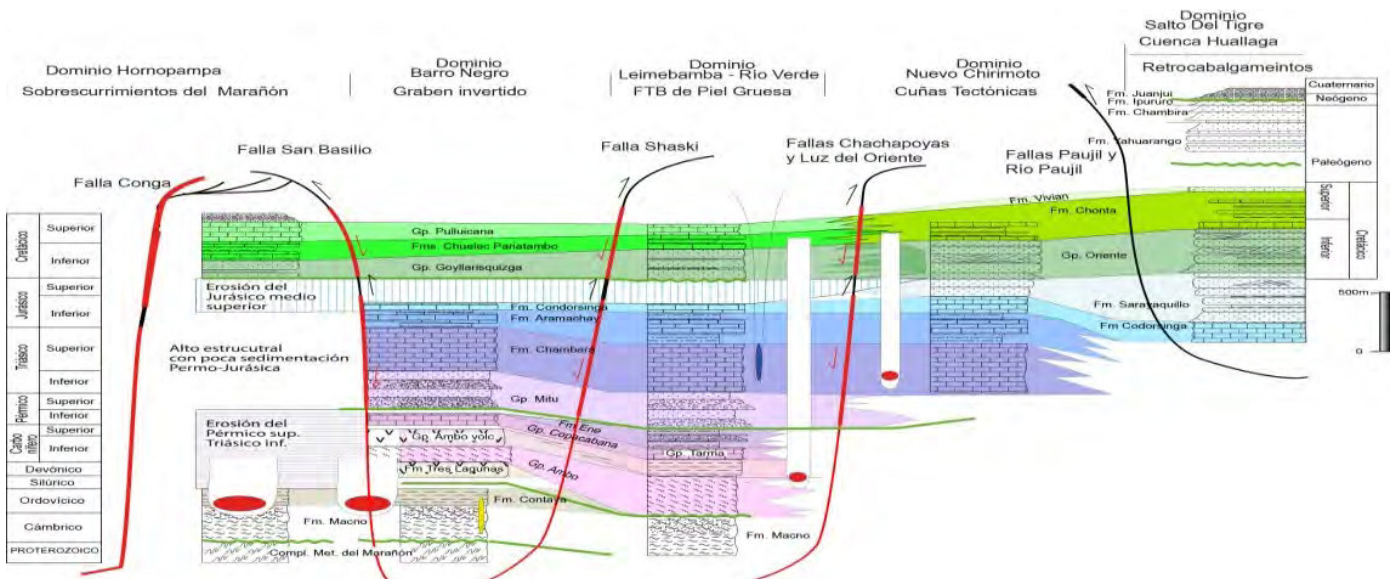


Figura 2. Variación estratigráfica entre los diferentes dominios estructurales que se encuentran entre en el río Maraón y el borde occidental de la cuenca Huallaga.

2.2. Dominio Barro Negro

El dominio Barro Negro está ubicado en la parte central de la zona de estudio. Tiene una dirección NNO-SSE. El borde occidental está controlado por las fallas San Miguel, San Basilio, y Shaski, las cuales buzanan al NE con vergencia al SO. El borde oriental está controlado por la falla Kuélap, que buza al SO con vergencia al NE (Fig. 3b).

En este dominio, la estratigrafía está conformada por las formaciones Macno, Contaya, y Tres Lagunas, y los grupos Ambo, Copacabana, Mitu, y Pucará (Fig. 2). Debido a que

en el sector norte afloran las unidades más antiguas, y al sur las más recientes, se interpreta que el dominio Barro Negro está basculado al sureste.

El hecho de que los bordes de este dominio estén controlados por fallas que tienen buzamiento opuesto sugiere que en profundidad se llegan a juntar. Sumado a que el dominio Hornopampa fue un alto estructural desde el Triásico, se concluye que el dominio Barro Negro corresponde a un graben invertido en una estructura de tipo en flor (Fig. 3b), tal como fuera interpretado en Chachapoyas por Rodríguez & Cueva (2010).

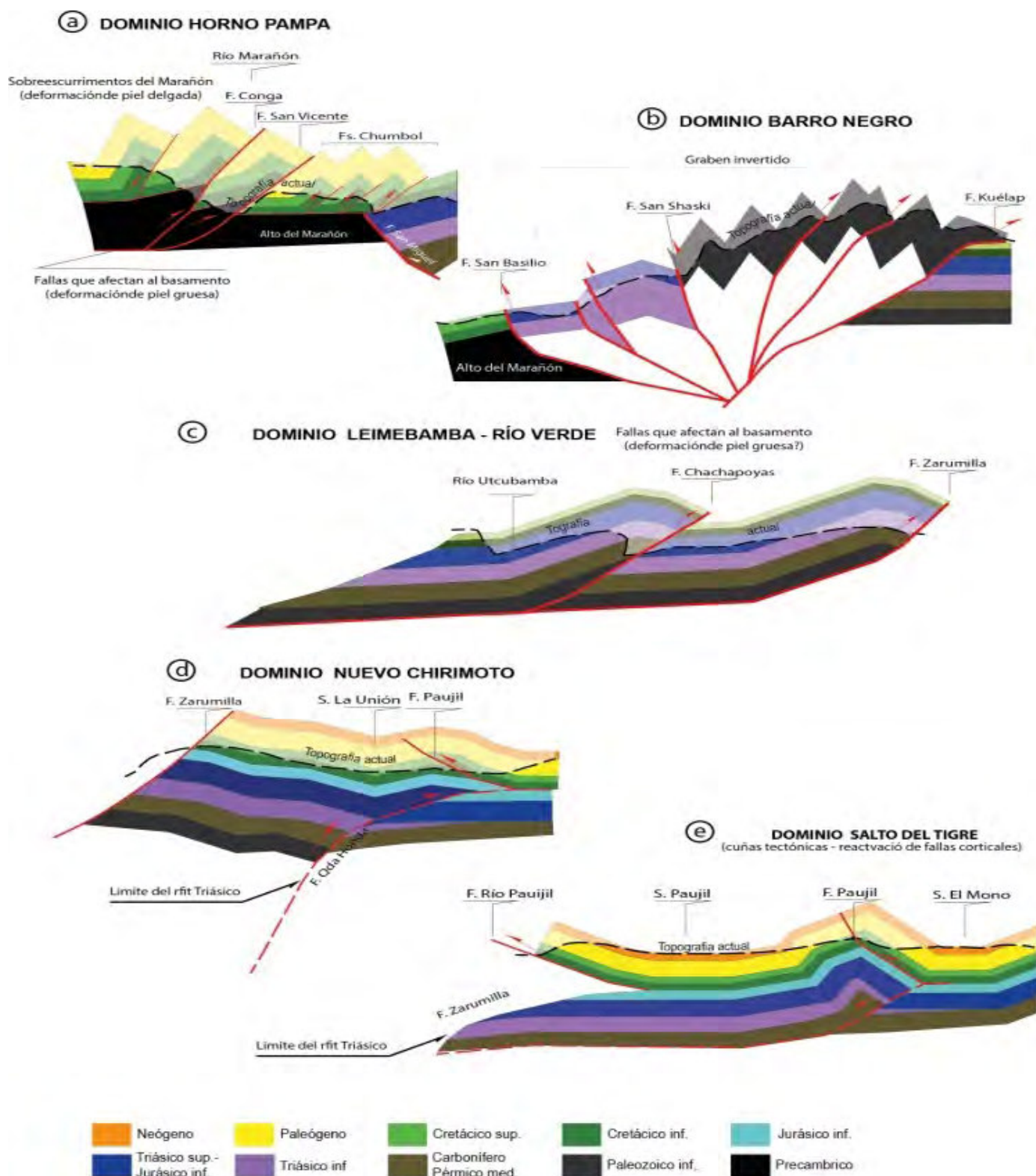


Figura 3. Interpretación estructural entre los sobre-escurremientos del Marañón y la faja plegada y corrida del Marañón.

2.3. Dominio Leimebamba-Río Verde

El dominio Leimebamba-Río Verde, abarca más del 50 % del área de estudio y tiene una dirección NNO-SSE. Está controlado por las fallas Kuélap y Zarumilla. En este dominio se encuentran, sobreyaciendo a la Formación Macno del Cámbrico-Ordovícico, los grupos Ambo, Tarma, y Copacabana, la Formación Ene, y los grupos Mitu y

Pucará (Fig. 2). Al oeste existen zonas donde aflora el Grupo Goyllarisquizga, las formaciones Chulec-Pariatambo, y el Grupo Pullucana. La falla Chachapoyas divide a este dominio en dos sectores estratigráficos: este y oeste. En el sector este aflora la Formación Ene, mas no en el sector oeste (Fig. 2).

En este dominio se encuentran pliegues kilométricos como son los anticlinales de Cerro del Sol, Los Chilchos,

Mamacocha, Cerro Verde, Río Nuevo, y los sinclinales de Canán, Río Verde, y Zarumilla. De acuerdo a las relaciones estructurales, se asume que estos pliegues son el resultado de la actividad de las fallas delimitantes del dominio, así como la falla Chachapoyas.

Estructuralmente, este dominio corresponde a repeticiones tectónicas de las unidades del Cámbrico a Cretácico, originadas por el movimiento inverso de la fallas Chachapoyas y Zarumilla durante el Eoceno-Mioceno (Fig. 3c). Ambas fallas probablemente afecten también al basamento, lo que indicaría una deformación de piel gruesa.

2.4. Dominio Nuevo Chirimoto

El dominio Nuevo Chirimoto está controlado al oeste por la falla Zarumilla; al este, por la falla Paujil; y al sureste, por la falla Río Paujil (Fig. 1). La estratigrafía está conformada por el Grupo Pucará, la Formación Sarayaquillo, y las unidades cretácicas del Grupo Oriente y la Formación Chonta (Fig. 2).

Estructuralmente, el dominio Nuevo Chirimoto es la prolongación del dominio Vista Alegre del cuadrángulo de Rioja (Rodríguez et al., 2014), en donde se interpreta un graben invertido, limitado al este por las fallas Naciente y Quebrada Honda, las cuales pueden ser el límite oriental del rift triásico, mientras que al oeste se encuentra limitado por la falla Chontapampa. La falla Quebrada Honda, en el límite sur del cuadrángulo de Rioja, no es continua, y al pasar al cuadrángulo de Huayabamba es sellada por la falla Paujil (Fig. 3d).

Se interpreta, en profundidad, la proyección del graben invertido de Vista Alegre del cuadrángulo de Rioja. La falla Quebrada Honda está en profundidad como una cuña tectónica que provocó el retrocabalgamiento de la falla Paujil (Fig. 3d). Así mismo, se asume que en profundidad se encuentran los grupos Ambo y Mitu, los cuales afloran al norte de la zona de estudio (cuadrángulos de Rioja y Nueva Cajamarca).

2.5. Dominio Salto del Tigre

El dominio Salto del Tigre corresponde a la terminación occidental de la cuenca Huallaga. Está controlado al oeste por las fallas Paujil, Río Paujil, y la prolongación sur de la falla Zarumilla (Fig. 1b). Presenta niveles de despegue más someros con respecto a los otros dominios, siendo también el único donde afloran unidades estratigráficas del Cenozoico, como son las formaciones Yahuarango, Chambira, Ipururo, y Juanjuí (Fig. 2). También afloran secuencias cretácicas del Grupo Oriente y las formaciones Chonta y Vivian.

En el dominio Salto del Tigre se encuentran sinclinales kilométricos como los de Paujil, Salto del Tigre, El Mono, y El Sapo. Así mismo, se encuentran las fallas Paujil y Río Paujil de dirección NNO-SSE, con vergencia al NEE, las cuales tienen su nivel de despegue en la base del Grupo Oriente. Se interpreta que las fallas son retrocabalgamientos relacionados a fallas ciegas con vergencia al ENE, es decir que en profundidad pueden encontrarse cuñas tectónicas que formaron sinclinales fallados (Fig. 2e).

3. Conclusiones

La región comprendida entre las fajas corridas y plegadas del Marañón y de la Zona Subandina muestra diferentes estilos estructurales que influyen en la interpretación tectónica del borde occidental de la cuenca Huallaga. El dominio Hornopampa fue una alto estructural triásico-cretácico. Hacia el este, la falla Quebrada Honda forma parte del límite occidental del rift triásico del Grupo Pucará, es decir que entre los sobre-escurrimientos del Marañón y la faja corrida y plegada de la Zona Subandina se desarrolló el rift triásico del Grupo Pucará, que estuvo conformado por grábenes en un sistema extensional.

Posteriormente, a partir del Paleoceno se originaron los sobre-escurrimientos de piel delgada del Marañón (Scherrenberg, 2008) sobre un antiguo alto estructural (Fig. 3a). Posteriormente se originaron otros cabalgamientos, pero con una zona de despegue más profunda, del tal manera que se originó una faja plegada y corrida de piel gruesa.

En la zona de estudio se ha diferenciado dos grábenes invertidos del Grupo Pucará, que corresponden a los dominios Barro Negro y Nuevo Chirimoto. En el medio de los dos se encuentra el dominio Leimebamba-Río Verde, que forma una faja corrida y plegada con su nivel de despegue en las unidades del Paleozoico Inferior, lo que podría representar una deformación de piel gruesa.

Las fallas Río Paujil y Paujil fueron reconocidas por primera vez en este estudio: forman retrocabalgamientos con vergencia al oeste, sellando a las fallas mayores Quebrada Honda y Zarumilla (Fig. 3d y 3e), ambas con vergencia al este, controlando a los afloramientos más occidentales de las unidades carboníferas-triásicas. Se interpreta que los retrocabalgamientos Paujil y Río Paujil son productos de cuñas tectónicas en profundidad que afectan a unidades permo-carboníferas: en consecuencia, en el subsuelo pueden existir trampas estructurales con rocas del Permo-Carbonífero.

Estudios realizados en las lutitas del Grupo Tarma indican que éste presenta potencial para generar gas (Fabián et al., 2014, 2015). En la cuenca Marañón se han registrado unidades permo-carboníferas en pozos exploratorios (Ibáñez, 2001), lo que abre la posibilidad de una continuidad de las unidades del Carbonífero-Pérmico desde la cuenca Marañón hasta el borde occidental de la cuenca Huallaga. Las nuevas interpretaciones de las líneas sísmicas indican que dentro de la cuenca Huallaga existen fallas profundas que afectan al Grupo Mitu y a unidades más antiguas (Pérez-Martín & Zamora-Valcárcel, 2012; Pérez-Martín et al., 2012). En ese sentido, se postula que en el subsuelo de la cuenca Huallaga se encuentran las unidades del Carbonífero-Pérmico conformando núcleos anticlinales.

Referencias

- Fabián, C., Rodríguez, R., Sánchez, E., Del Castillo, B. 2014. Carbonífero-Pérmico en el borde occidental de la cuenca Huallaga: Estratigrafía y potencial de hidrocarburos. Resúmenes extendidos, XVII Congreso Peruano de

- Geología, Lima.
- Fabián, C., Rodríguez, R., Sánchez, E., Del Castillo, B. 2015. El Carbonífero-Pérmico en el borde occidental de la cuenca Huallaga: Estratigrafía y potencial de hidrocarburos. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 110, p. 95-100.
- Ibáñez, C. 2001. Estudio geológico y económico de las cuencas petrolíferas Marañón y Ucayali. Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Lima, 2 tomos.
- Mégard, F. 1978. Etude géologique des Andes du Pérou Central. Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, 310 p.
- Ojeda, D., Rodríguez, R., Giraldo, E., Cueva, E., Sánchez, E. 2012. El Jurásico medio-superior en la Cordillera Oriental del Norte del Perú: Correlación estratigráfica entre las formaciones Corontachaca y Sarayaquillo. Resúmenes extendidos, XVI Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Ojeda, D., Rodríguez, R., Giraldo, E., Cueva, E., Sánchez, E. 2013. El Jurásico medio a superior en el Norte del Perú: Correlación estratigráfica entre las formaciones Corontachaca y Sarayaquillo. Resúmenes extendidos, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 108, p. 210-212.
- Pérez-Martín, R. 2012. Nuevo enfoque en la interpretación estructural del cabalgamiento de Chazuta en la zona central de la cuenca de Huallaga. XVI Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Rodríguez, R., Cueva, E. 2010. Fallas permo-triásicas en la región de Chachapoyas. Controles para exploración de yacimientos de minerales e hidrocarburos. XV Congreso Peruano de Geología, Cusco.
- Rodríguez, R., Cueva, E., Sánchez, E., Ojeda, D., Fabián, C. 2014. Geología del cuadrángulo de Rioja. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional.
- Sánchez, E., Chumbe, M., Rodríguez, R., Ojeda, D., Cueva, E., Giraldo, E. 2012. Límite paleogeográfico entre los grupos Gollarisquizga y Oriente en el norte del Perú, la falla Chontapampa, determinado a partir del análisis petrográfico (datos preliminares). XVI Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Sánchez, E., Chumbe, M., Rodríguez, R., Ojeda, D., Cueva, E., Giraldo, E. 2013. La falla Chontapampa como límite paleogeográfico entre los grupos Gollarisquizga y Oriente en el norte del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 108, p. 205-209.
- Scherrenberg, A. 2008. Structural framework of mineralisation, Marañón fold-thrust belt, Peru. PhD dissertation, University of Queensland, Australia.



Evidencia de un nuevo bloque tectónico en el Perú, el “*sliver* Inca”, y el estado actual de deformación inter-sísmica en la zona de subducción nor-andina a partir de mediciones GPS

J.C. Villegas Lanza^{1,2}, J.-M. Nocquet^{2,3}, M. Chlieh^{2,3},
P. Mothes⁴, F. Rolandone⁵, P. Jarrin⁴, D. Cisneros⁶

¹ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú (juancarlos.villegas@igp.gob.pe)

² Laboratorio Géozur, Université de Nice – Sophia Antipolis, Francia

³ Institut de Recherche pour le Développement, Francia (nocquet@geozur.unice.fr; chlieh@geozur.unice.fr)

⁴ Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional, Ecuador

⁵ Université Pierre-et-Marie-Curie, Francia

⁶ Instituto Geográfico Militar, Ecuador

RESUMEN

Durante las últimas dos décadas las herramientas de geodesia espacial, en particular el sistema de posicionamiento global (GPS), han contribuido a mejorar el conocimiento y comprensión de los procesos de deformación cortical y del ciclo sísmico. Hoy en día el GPS permite cuantificar los desplazamientos de posición de un punto sobre la tierra con un nivel de precisión del orden del milímetro.

La zona de convergencia de las placas de Nazca bajo la Sudamericana es una de las más activas del “cinturón del fuego” del Pacífico. Los estudios geodésicos hasta ahora efectuados en esta región han permitido conocer que la interfaz de subducción presenta un alto nivel de acoplamiento o bloqueo mecánico, que induce deformación elástica y permanente en superficie. Desde la década del 90, este tipo de estudios se han venido efectuados en casi todo el margen de subducción de Sudamérica. No

obstante, aún no en la región norte de Perú y sur de Ecuador, y por tanto se desconoce su nivel actual de deformación y su potencial sísmico.

En este trabajo se presentan resultados de las primeras mediciones de deformación activa con GPS en el margen de subducción del norte de Perú y sur de Ecuador, un segmento de la subducción en el que no ha ocurrido un gran terremoto ($M > 8.0$) desde hace más de 5 siglos. Los resultados revelan el movimiento divergente de dos grandes *slivers* tectónicos: el *sliver* Nor-Andino en Ecuador y Colombia, y un nuevo *sliver* tectónico en el norte de Perú, al cual se le denomina “*sliver* Inca”, que se desplazan a una velocidad de 9 mm/yr en dirección NE y 6 mm/yr en dirección SE, respectivamente. Nuestros resultados muestran además que un segmento de esta zona de subducción, de aproximadamente 1000 km de largo, presenta un bajo nivel de acumulación de esfuerzos. Por tanto la convergencia en esta región se acomoda principalmente de manera asísmica.

1. Introducción

La ocurrencia de grandes terremotos en zonas de subducción está asociada al proceso de convergencia de placas. Este proceso genera acumulación de esfuerzos elásticos en la interfaz de placas, los cuales, al alcanzar

cierto umbral de resistencia a la ruptura, se liberan súbitamente, dando lugar a terremotos y eventuales tsunamis. Entre las regiones en donde estos procesos tienen lugar, el margen de subducción de América del Sur

ha experimentado la ocurrencia de 3 de los más grandes terremotos hasta ahora registrados por sismómetros, (1906: $M_w=8.8$ en Colombia-Ecuador; 1960: $M_w=9.5$ en el sur de Chile; 2010: $M_w=8.8$ en Chile central). Casi el total de este margen de subducción ha sufrido rupturas a través de grandes terremotos: así lo evidencian los eventos recientes y los archivos históricos que datan de la llegada de los conquistadores españoles en el siglo XVI (Kelleher, 1972; Silgado, 1978). Contrastando con esta fuerte sismicidad, un segmento de ~ 1000 km de largo, comprendido entre el norte de Lima en Perú y sur de Ecuador permanece en silencio sísmico desde hace al menos 5 siglos, sin que se sepa si la ausencia de grandes terremotos obedece a periodos de recurrencia muy grandes entre eventos (>500 o 1000 años) o bien a la débil acumulación de energía sísmica en la interfaz de subducción.

Las herramientas de geodesia espacial, en particular el GPS (Sistema de Posicionamiento Global), permiten medir con nivel de precisión del orden del milímetro los desplazamientos y/o deformaciones originados por el proceso de convergencia. Estudios efectuados en la región sur de Perú (Norabuena et al., 1998), Chile, parte de Ecuador y Colombia (Bevis et al., 2001; Trenkamp et al., 2002) han puesto en evidencia que existe un alto nivel de acumulación de esfuerzos en la interfaz de placas, los cuales han sido y serán liberados por sismos en el futuro (Métois et al., 2013). No obstante, la región norte del Perú, desde el norte de Lima hasta el golfo de Guayaquil, carece de información sobre el estado actual de deformación asociado a la convergencia. En este estudio se presentan las primeras medidas de deformación activa con GPS en el sur de Ecuador y norte de Perú.

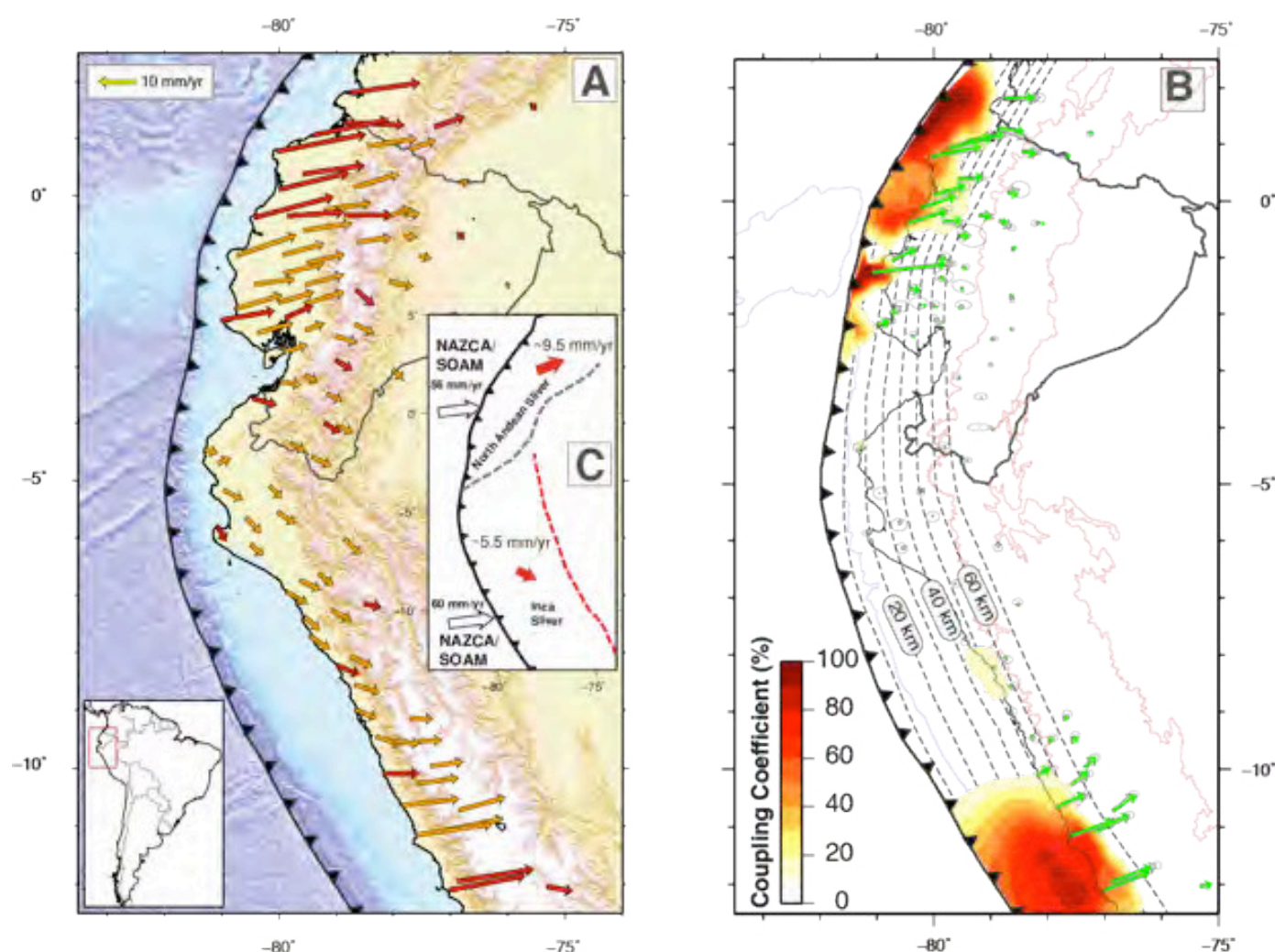


Figura 1. A: Campo de velocidad GPS con respecto a la parte estable de Sudamérica, y esquema cinemático del movimiento de los *slivers* Nor-Andino e Inca (*inset*). B: Modelo de acoplamiento de la interfaz de subducción. El segmento entre el norte de Perú y sur de Ecuador presenta un bajo nivel de acoplamiento, mientras que en el centro de Perú y norte de Ecuador el acoplamiento es mayor (Nocquet et al., 2014).

2. Datos y resultados

Se utilizaron 130 puntos GPS, que incluyen mediciones permanentes y de campaña. Estos puntos fueron instalados desde 2008 en el marco del proyecto ADN, un proyecto de colaboración entre centros de investigación

de Francia (Géoazur, IRD), Perú (IGP, IGN), y Ecuador (IG, IGM). Las estaciones permanentes fueron instaladas progresivamente desde 2008 y los puntos de campaña fueron medidos cada dos años (2008, 2010, 2012). Los datos fueron analizados simultáneamente con el software GAMIT/GLOBK utilizando estrategias estándar para

estudios de geodinámica (Nocquet and Calais, 2004). Se utilizaron las soluciones acumuladas del IGS como referencia inicial para expresar el campo de velocidad con respecto al ITRF2008 (Altamimi et al., 2011). Posteriormente, a fin de efectuar el análisis desde un punto de vista geofísico, se estimó un vector de rotación rígida para la parte estable de la placa Sudamericana, en el cual se expresaron las velocidades que se muestran en la Figura 1A.

El campo de velocidad con respecto a la parte estable de Sudamérica muestra patrones distintos de deformación (Fig. 1A). En el centro del Perú, se observan altas velocidades (15–20 mm/yr) orientadas en dirección paralela a la convergencia de placas, y que decrecen a medida que se alejan de la fosa. Este patrón indica un alto nivel de acoplamiento intersísmico en la interfaz de subducción. Contrastando con estas observaciones, el campo de velocidad al norte de la latitud 9°S y al sur del golfo de Guayaquil (lat. 3°S), muestra un patrón de deformación constante de 5–6 mm/yr en dirección sureste sin mostrar un gradiente de deformación hacia el interior del continente. Este patrón es consistente con el movimiento de un bloque o *sliver* rígido, y a la vez sugiere que el nivel de acoplamiento en la interfaz de subducción del norte de Perú y sur de Ecuador es bajo.

En Ecuador, al norte del Golfo de Guayaquil, el campo de velocidad muestra un movimiento de 10 a 20 mm/yr en la zona costera que indica un alto grado de acoplamiento. No obstante, al este se observa que las velocidades decrecen abruptamente a una razón constante de 5 mm/yr. Este patrón ha sido atribuido al escape del *sliver* Nor-Andino hacia el noreste (Trenkamp et al., 2002).

En general, el campo de velocidad a gran escala muestra dos contribuciones simultáneas: (i) el movimiento divergente de dos *slivers*: el *sliver* Nor-Andino en Ecuador y Colombia, y el *sliver* Inca en el norte del Perú; (ii) un patrón de deformación heterogéneo en el norte de Ecuador y centro de Perú, que obedece a los esfuerzos elásticos inducidos por la acumulación de energía en la interfaz de subducción.

3. Discusión y conclusiones

La puesta en evidencia del *sliver* Inca (IS) junto al ya conocido *sliver* Nor-Andino (NAS) en el margen occidental de Sudamérica tiene grandes implicancias en la comprensión de los factores que controlan la geodinámica y sismotectónica de los Andes Centrales y del Norte. Ambos *slivers* tienen un ancho típico de 300 a 500 km con una longitud total de 1500 km, y su movimiento domina la cinemática actual de cerca de la mitad de la cadena andina. El sentido de movimiento de los *slivers* es consistente con la oblicuidad de la convergencia de placas (~40° para el NAS; ~20° para el IS), lo cual sugiere que el particionamiento de la convergencia induce el movimiento de los *slivers*. El análisis de los triángulos cinemáticos sugiere que el nivel de particionamiento es similar para ambos dominios (20–25 %). La separación entre ambos *slivers* se da en el Golfo de Guayaquil, justo donde ocurre el cambio de oblicuidad, y por tanto explicaría su apertura.

Las velocidades residuales con respecto a ambos *slivers* reflejan la deformación elástica inducida por el acoplamiento en la interfaz de subducción. Utilizando el criterio de *back-slip* de Savage (1983), se ha calculado un amplio rango de modelos de distribución espacial de acoplamiento inter-sísmico que se ajusten a las velocidades GPS (para más detalles, ver Nocquet et al., 2014). El mejor modelo (Fig. 1B) muestra que para el centro de Perú, al sur de 11°S, se requiere un alto nivel de acoplamiento hasta una profundidad de 50 km. Estos resultados son consistentes con previos estudios de la región (Gagnon et al., 2005; Chlieh et al., 2011) y también con las áreas de ruptura de los terremotos ($M \geq 8.0$) ocurridos en 1746, 1940, 1966, y 1974. Al norte de la latitud 10°S hasta 7°S, los modelos muestran un bajo nivel de acoplamiento inter-sísmico: en este segmento, debido a que la distancia de los sitios GPS a la fosa es del orden de ~180 km, es posible que los datos GPS no expliquen qué ocurre en la interfaz de subducción en los primeros 20 km de profundidad desde la fosa. En la zona de Piura y Guayaquil, la resolución mejora (la distancia fosa-costa es menor a 100 km) y los modelos confirman el bajo nivel de acoplamiento. Al norte del Golfo de Guayaquil, la resolución es mejor y los modelos muestran que el acoplamiento es heterogéneo hasta una profundidad de 35 km.

Los resultados que se presentan en este estudio proporcionan un panorama general sobre la deformación cortical a escala continental y sobre el acoplamiento inter-sísmico en la interfaz de subducción. Se pone en evidencia que el margen occidental de los Andes del Norte (Ecuador-Colombia) y parte de los centrales (norte y centro de Perú) se caracterizan por la presencia de dos grandes *slivers* tectónicos: el *sliver* Nor-Andino y el recientemente descubierto *sliver* Inca, los cuales influyen en el comportamiento geodinámico y sismotectónico de esta región.

Asimismo, nuestros resultados muestran que la interfaz de subducción en la región central del Perú (Lima) y el norte del Ecuador presenta un alto nivel de acoplamiento, lo cual, en términos del riesgo sísmico, representa un gran peligro ya que uno o varios terremotos de gran magnitud podría(n) ocurrir en el futuro. Además, estas zonas de alto acoplamiento coinciden con las áreas de ruptura de grandes terremotos ($M \geq 8.0$) ocurridos en el pasado.

De manera opuesta, el segmento comprendido entre el norte de Perú y sur de Ecuador presenta un bajo nivel de acoplamiento, lo cual sugiere que la convergencia se acomoda principalmente de manera asísmica. Esto explicaría la ausencia de grandes terremotos en esta región. Sin embargo, no se descarta que cerca a la fosa, en los primeros 20–30 km de profundidad (donde nuestros modelos carecen de resolución), eventos de tipo '*tsunami-earthquakes*' puedan ocurrir (como los ocurridos en esta región en 1960 (M7.6) y 1996 (M7.5)): allí la rigidez del material es menor y facilita la ocurrencia de este tipo de eventos. Asimismo, estos resultados sugieren que en el norte de Perú y sur de Ecuador no se producirían megaterremotos ($M > 8.5$) que generen mega-tsunamis como los ocurridos en Japón en 2011 o Chile en 2010.

Referencias

- Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L. 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, v. 85, p. 457–473.
- Bevis, M., Kendrick, E., Brooks, B., Allmendinger, R., Isacks, B., Smalley Jr., R. 2001. On the strength of interplate coupling and the rate of back-arc convergence in the central Andes: An analysis of the interseismic velocity field. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 2, doi:10.1029/2001GC000198.
- Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Rémy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., Bonvalot, S. 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 116 (B12405), p. 1–21.
- Gagnon, K., Chadwell, C.D., Norabuena, E. 2005. Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements. *Nature*, v. 434, p. 205–208.
- Kelleher, J.A. 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, v. 77, p. 2087–2103.
- Métois, M., Socquet, A., Vigny, C., Carrizo, D., Peyrat, S., Delorme, A., Maureira, E., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I. 2013. Revisiting the North Chile seismic gap segmentation using GPS-derived interseismic coupling. *Geophysical Journal International*, v. 194, p. 1283–1294.
- Nocquet, J.-M., Calais, E. 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*, v. 161, p. 661–681.
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Maguiña-Mendoza, J.M., Martínez, W., Tavera, H., Yepes, H., 2014. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geosciences*, v. 7, p. 287–291.
- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I.S., Ocola, L., Ellis, M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, v. 279, p. 358–362.
- Savage, J.C. 1983. A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, v. 88 (B6), p. 4984–4996.
- Silgado, E. 1978. *Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974)*. Lima.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T., Mora, H.P. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 157–171.

**SGP**
FUNDADA 1924**Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Estudio petrográfico de las rocas metamórficas del macizo de Illescas, Piura, noroeste del Perú

Fredy Coaquira y Fredy JaimesInstituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (fcoaquira@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

En el Noroeste del Perú (provincia de Sechura, departamento de Piura) afloran rocas metamórficas y plutónicas que corresponden al basamento conocido como el macizo de Illescas (Fig. 1). Este macizo forma parte del bloque parautoctono de corteza continental llamado Amotape-Tahuín (Mourier et al., 1988).

Se consideró que el complejo metamórfico Illescas correspondía probablemente al Precámbrico y Paleozoico (Caldas et al., 1980); sin embargo estudios más recientes (Jaimes et al., 2013, 2014), y los realizados en el marco de la actualización de la Carta Geológica Nacional (hoja de Bayovar 12a-II a escala 1:50,000) que está llevando a cabo el INGEMMET, sugieren que la edad del macizo de Illescas sería solamente paleozoica.

El objetivo del presente trabajo se centra en clasificar las unidades metamórficas en base a estudios de campo y estudios petrográficos; así mismo determinar el posible protolito, facies, y grado de metamorfismo de las unidades metamórficas del macizo de Illescas.

2. Marco geológico

El macizo de Illescas forma parte del complejo Amotapes-Tahuín (Mourier et al., 1988). El grado de metamorfismo que lo afectó y sus características petrológicas han permitido diferenciar tres unidades.

La primera unidad se encuentra en los flancos del macizo de Illescas: consta de pizarras, filitas, y esquistos, seguidos de intercalaciones de esquistos y meta-areniscas con bandas métricas de cuarzo de segregación. En esta unidad se encuentra hospedada una mineralización no metálica de andalucita (Jaimes et al., 2013, 2014).

La segunda unidad está compuesta por gneis y se encuentra en el sector occidental del macizo de Illescas. Se caracteriza por presentar secuencias bandeadas con cuarzo, feldespatos, y ferromagnesianos.

Finalmente la tercera unidad se encuentra en la parte central-sur, constituyendo el núcleo del macizo de Illescas. Está constituida por migmatitas afectadas por un conjunto de fallas de rumbo de dirección NO-SE, y cortadas por numerosos diques dioríticos de dirección ENE-OSO (Fig. 1), tal como lo describieron Caldas et al. (1980).

Al norte de la zona de estudio se presenta un intrusivo granítico, el cual corta a las rocas del macizo de Illescas y está datado en 220 Ma (Bellido et al., 2009).

3. Petrografía

Para el estudio petrográfico de las rocas metamórficas del macizo de Illescas se realizó un muestreo de campo de 30 muestras, tomando en cuenta los cambios litológicos observados en campo. De éstas se seleccionaron 5 muestras representativas para el estudio petrográfico (Tabla 1), que a continuación se describen macroscópicamente y microscópicamente.

3.1. Unidad de esquistos

Se diferenciaron 2 subunidades de esquistos.

3.1.1. Subunidad inferior

La subunidad inferior presenta intercalaciones de pizarras, filitas, y esquistos, pero en su mayoría predominan los esquistos (muestra 1), donde se observa una estratificación bien definida en estratos delgados de 10 a 50 cm, de coloración gris oscuro y grano fino (Fig. 2:

foto 2A). La roca es compacta, de coloración gris oscuro; presenta una textura foliada, la esquistosidad siendo definida por micas alineadas y granos de cuarzo. Así mismo se observa cuarzo de segregación en venillas sinuosas.

Microscópicamente presenta una textura lepidogranoblástica, constituida por concentraciones en parches de sericita (ser); asimismo se encuentra

muscovita (mus) y biotita (bt), que bordean a los parches de sericita; también se tiene cuarzo (qz) y plagioclasas (plg). El cuarzo se presenta generalmente en bandas sinuosas (Fig. 2: foto 1).

La asociación mineralógica de cuarzo, sericita, y muscovita sugiere un protolito cuarzo-pelítico, y podría corresponder a facies de esquistos verdes y grado de metamorfismo bajo.

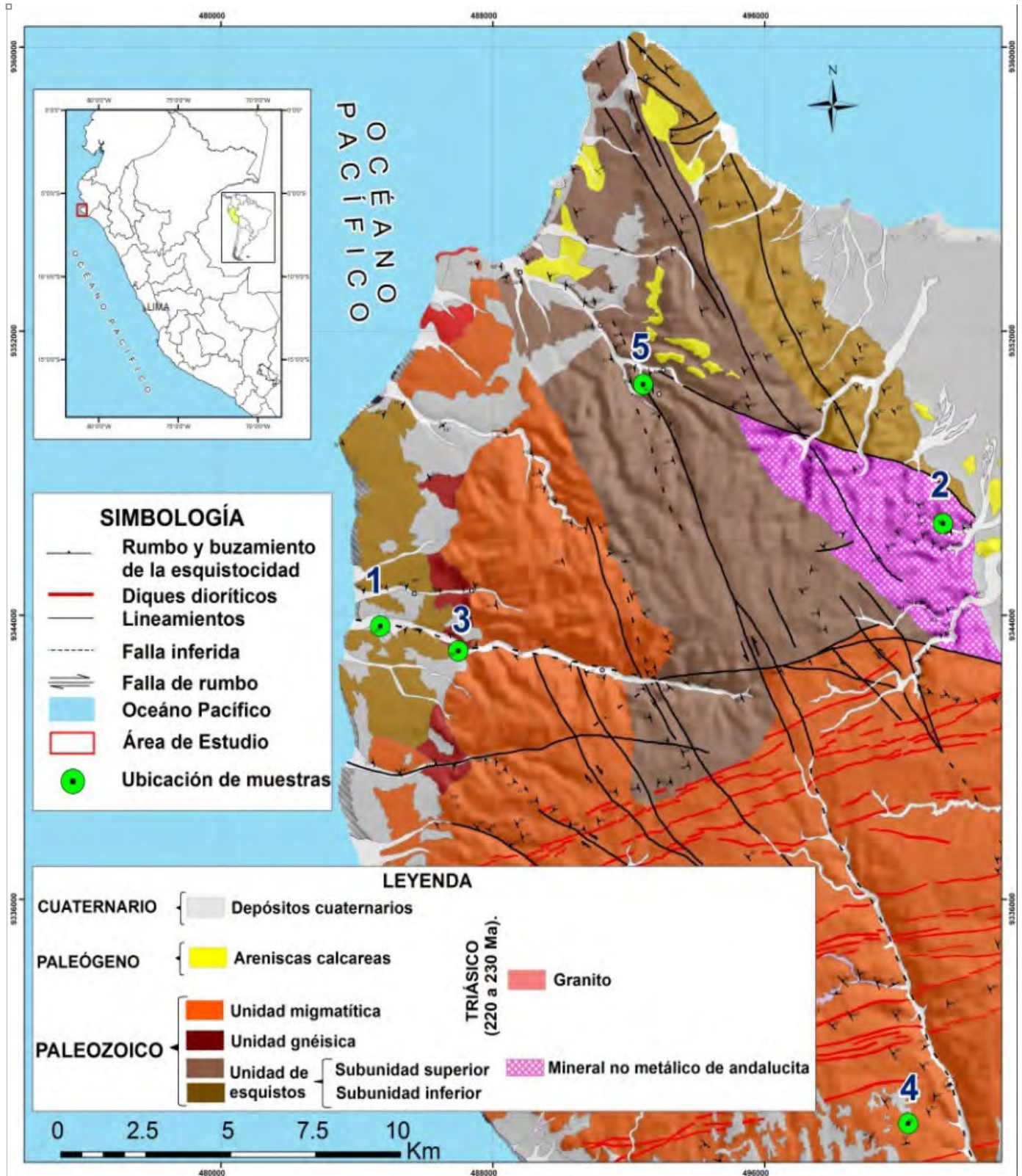


Figura 1. Mapa geológico del macizo de Illescas.

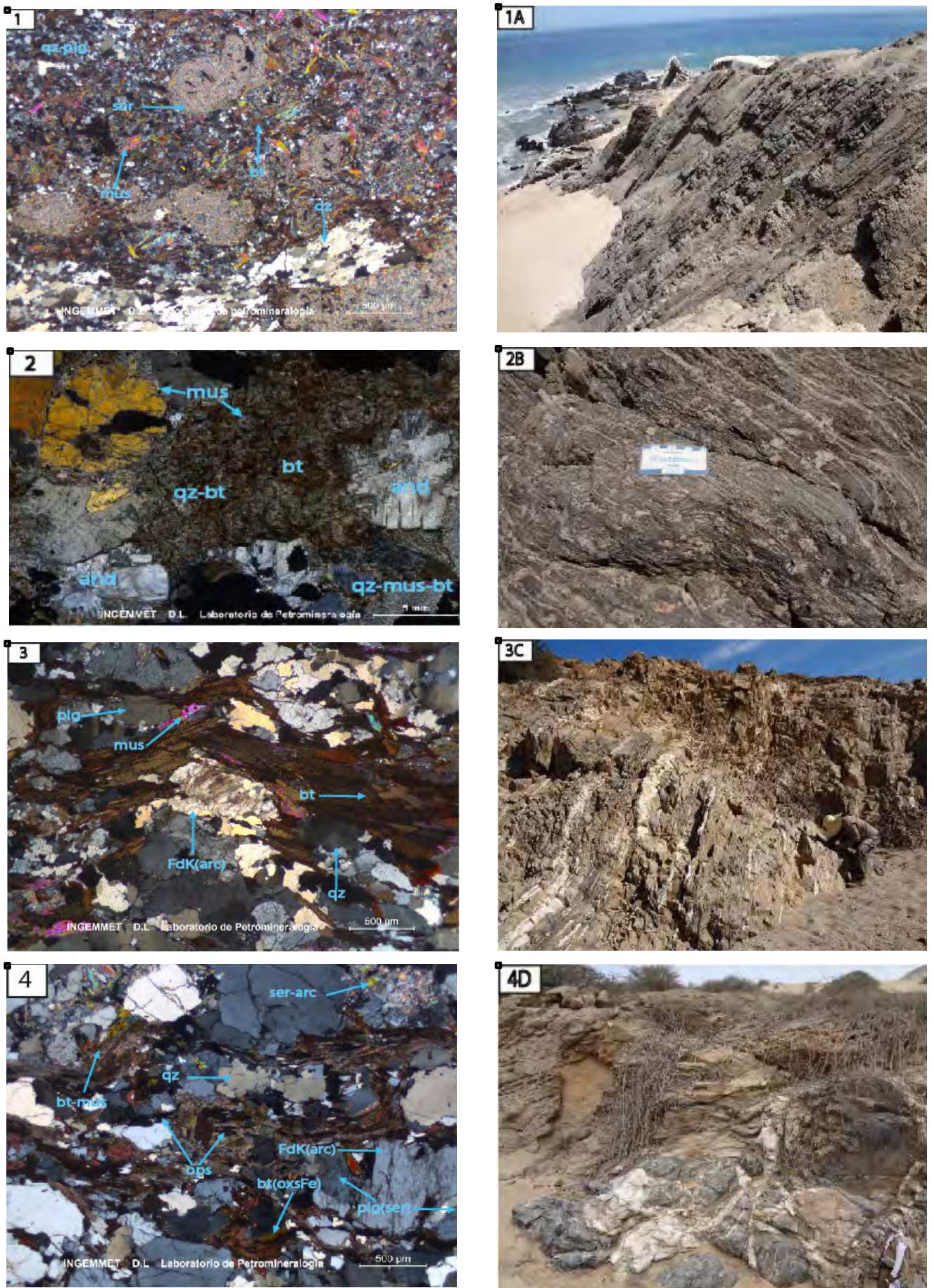


Figura 2. 1: Esquisto de cuarzo-sericita-muscovita (qz-ser-mus), representando a la subunidad inferior (1A: en afloramiento). 2: Esquisto de biotita-muscovita-cuarzo (bt-mus-qz), representando a la subunidad superior: se observa porfidoblastos de andalucita (2B: en afloramiento con garndes andalucitas). 3: Roca típica de la unidad gnéssica (3C: en afloramiento, con bandas sinuosas). 4: Roca típica de la unidad migmatítica (4D: en afloramiento incluyendo bloques de anfibolitas). Ver el texto para mayores detalles.

3.1.2. Subunidad superior

La subunidad superior consiste de esquistos, con bancos métricos de cuarzo de segregación, y muestra una notoria esquistosidad (muestra 5). La roca es compacta, de color gris con tonalidad verde oliva, y presenta una textura foliada donde se puede distinguir micas y cuarzo. Microscópicamente presenta textura lepidogranoblástica con estructuras sigmoidales constituidas por cristales de biotita (bt) y muscovita (mus) orientados según la foliación; presenta cristales de cuarzo (qz) entre las micas, conformando la parte granoblástica. También presenta minerales opacos (Ops) diseminados y microvenillas sinuosas rellenas por cuarzo.

En esta unidad se encuentra hospedada una mineralización no metálica de andalucita (muestra 2). Así mismo, en corte de muestra de mano, presenta una coloración gris oscuro con cristales prismáticos individuales alargados, de hasta 4 cm, formando agregados radiales. También se observa una variedad dispuesta en forma de cruz, denominada quiasolita (Fig. 2: foto 2B). Microscópicamente presenta textura porfidoblástica, constituida por porfidoblastos de andalucita (and) de 7.6 mm; la matriz se encuentra constituida por biotita y muscovita en bandas crecidas con cuarzo. Así mismo se observa un sector del protolito sedimentario que se ha metamorfizado constituyendo blastos de cuarzo-muscovita-biotita, algunas biotitas siendo flexionadas (Fig. 2: foto 2).

Estas asociaciones mineralógicas dominadas por biotita, muscovita, y cuarzo, sugieren un protolito cuarzo-pelítico, y corresponderían a facies de esquistos verdes con transición a facies anfíbolítica; por la estabilidad de la andalucita probablemente se trate de un grado metamórfico bajo a medio.

3.2. Unidad gnésica

La unidad gnésica se caracteriza por presentar bandas de cuarzo-feldespatos y ferromagnesianos (Fig. 2: foto 3C).

La roca es compacta, de color gris oscuro (muestra 3); presenta una textura foliada constituida por minerales de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasas (bandas blancas), y biotitas (bandas negras) que en muchos casos rodean ojos de feldespatos potásicos y plagioclasas. La roca presenta pequeñas fracturas.

Microscópicamente la roca presenta una textura granolepidoblástica, la foliación siendo definida por la disposición de muscovita (mus) y biotita (bt). Se observa zonas de cuarzo (qz), plagioclasas (plg), y feldespatos potásicos (FdK); también presenta granates (grt) y minerales opacos (Ops) (Fig. 2: foto 3).

La asociación mineralógica de feldespato potásico, muscovita, y granate sugiere un protolito cuarzo-pelítico y correspondería a facies anfíbolíticas de grado alto.

3.3. Unidad migmatítica

Esta unidad involucra grandes bloques de anfíbolitas (Fig. 2: foto 4D). La roca es compacta, de color gris oscuro. La textura puede ser foliada (muestra 4), presentando típicamente bandas oscuras, compuestas por relictos de rocas metamórficas, y bandas blancas de aspecto plutónico. Así mismo presenta intercalación de bandas micáceas y bandas de cuarzo granular con feldespatos definiendo zonas graníticas. En algunos sectores se observan fenocristales de granate.

Microscópicamente la roca presenta una textura lepidogranoblástica, constituida principalmente por bandas de blastos de cuarzo (qz) y plagioclasas (plg) alternados por intercrecimientos microfibrosos de biotita (bt) y muscovita (mus). Se observa minerales opacos (Ops), rutilo, granate (grt), y apatita en menor proporción (Fig. 2: foto 4).

La asociación mineralógica de feldespato potásico, granate, y biotita sugiere un protolito cuarzo-pelítico y correspondería a una facies de granulita con un grado metamórfico alto a muy alto.

Tabla 1. Cuadro resumen de los estudios microscópicos del macizo de Illescas.

CUADRO RESUMEN DEL CONTENIDO MINERALÓGICO DE LAS UNIDADES METAMORFICAS DEL MACIZO DE ILLESCAS													
Codigo	Ubicación	Clasificación	%qz	%mus	%bt	%and	%plg	%FdK	%ser	%Ops	%arc	%grt	traza
1	N:9343694/E:484687	esquisto de qz-ser-mus	34.00	16.00	13.00		4.00		30.00	1.00	2.00		Oxs fe
2	N:9346581/E:501241	esquisto de bt-mus-qz	10.00	13.00	25.00	50.00				2.00			
3	N:9342994/E:486982	gneis	55.00	5.00	15.00		10.00	12.00	1.0		1.0	1.00	Ops
4	N:9330800/E:501461	migmatita	50.00	8.00	17.00		10.00	5.00	4.00	2.00	3.00	1.00	RUTs, APATs, CLOs, Oxs fe
5	N:9350503/E:492424	esquisto de qz-bt-mus	55.00	14.00	16.00				3.00	8.00	4.00		PGLs

4. Discusión y conclusiones

Los estudios de campo y la descripción petrográfica permiten clasificar las unidades metamórficas que conforman el macizo de Illescas.

La primera subunidad esquistosa, caracterizada por cuarzo-sericita-muscovita y esquistos de cuarzo-biotita-muscovita, sugiere una facies metamórfica de esquistos verdes y grado bajo, y un protolito cuarzo-pelítico.

La segunda unidad esquistosa, caracterizada por biotita-muscovita-cuarzo, sugiere una facies metamórfica de

esquistos verdes con transición a una facies anfíbolítica (por la estabilidad de la andalucita), y por tanto un grado bajo a medio, y un protolito cuarzo-pelítico.

La unidad gnésica presenta asociaciones mineralógicas con feldespato potásico, muscovita, y granate, sugiriendo una facies metamórfica de anfíbolita y por tanto un grado alto, y un protolito cuarzo-pelítico.

Finalmente la unidad compuesta por migmatitas presenta una facies metamórfica de granulita, es decir un

grado de metamorfismo alto a muy alto.

Para llegar a un mayor alcance sobre los resultados expuestos en el presente artículo, es necesario estudiar más secciones delgadas y pulidas, y realizar análisis químicos, para caracterizar de mejor manera estas rocas metamórficas. Así mismo se recomienda proceder a dataciones isotópicas que permitan determinar con precisión la edad del complejo metamórfico de Illescas.

Referencias

- Bellido, M., Valverde, P., Jaimes, F., Carlotto, V., Díaz-Martínez, E. 2009. Datación y caracterización geoquímica de los granitoides peraluminicos de los cerros de Amotapes y de los macizos de Illescas y Paita (Noroeste del Peru). Boletín de la Sociedad Geológica del Peru, v. 103, p. 197-213.
- Caldas, J., Palacios, O., Pecho, C.H. 1980. Geología de los cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda, Punta La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas, y Morrope. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 32.
- Jaimes, F., Coaquira, F., Concha, R., García, B., Chapilliquén, J. 2013. Presencia de andalucita en rocas metamórficas del macizo de Illescas y su importancia para futuras exploraciones no metálicas. Simposio internacional "Rocas y Minerales Industriales", Trujillo, Perú.
- Jaimes, F., Coaquira, F., Carhuamaca, A., Gómez, W. 2014. Potencial de minerales refractarios (andalucita) en rocas metamórficas de los macizos de Illescas y Paita: Importancia para futuras exploraciones de materias primas. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 109, p. 154-158.
- Mourier, T. 1988. La transition entre Andes marginales et Andes cordilléraines à ophiolites : évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3° à 8° Lat. S; Nord Pérou-Sud Équateur). Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay, 301 p.



Deformation and domains of the central Peruvian Andes: A spatial approach using surface data

James M. Wise

MMG, 390 Union boulevard, Suite 200, Lakewood, Colorado, 80228, United States of America (jim.wise@mmg.com)

ABSTRACT

Mapped folds and faults are used in a GIS approach that interpolates measured spaces between these features to define the nature of deformation in central Peru. The combined results indicate variable deformation and distinct zones of concentrated strain within the major structural domains of the Cordillera Occidental and Oriental. Characterization of mapped structures by area analysis provides a different context in which to evaluate the tectonic evolution of the Andes. This method provides an alternative structural analysis to the frequently unsatisfying construction of balanced cross-sections, in which a number of serious errors typically are present.

A total of 5,089 structures were used to delineate areas of more densely spaced folds and faults, which define four distinct zones of greater intensity of strain. Folds and faults in Mesozoic units statistically are closer together than those in Cenozoic units, and structures in the Cordillera Occidental are more closely spaced than those in the Cordillera Oriental.

Zones of greater structural intensity correlate with regions of large mineral deposits and active hot springs.

RESUMEN

Los pliegues y fallas mapeados son usados en SIG (*GIS*), enfocados en una medida interpolar entre los espacios que definen la naturaleza de la deformación en el Perú central. La combinación de los resultados indica una deformación variable en las distintas zonas de la deformación concentrada en los principales dominios estructurales de la Cordillera Occidental y Oriental. La caracterización de las estructuras mapeadas bajo el análisis de un área provee un contexto diferente en la que se evalúa la evolución tectónica de los Andes. Este método proporciona un análisis estructural alternativo a la construcción de secciones transversales equilibradas, en el cual el número de errores están típicamente presentes.

Un total de 5,089 estructuras fueron utilizadas para delinear las áreas de pliegues y fallas que contienen un espaciado más denso, los cuales definen 4 zonas distintas de mayor intensidad de deformación. Pliegues y fallas en unidades mesozoicas están estadísticamente más apretados que en unidades cenozoicas. Las estructuras en la Cordillera Occidental son más apretadas que las en la Cordillera Oriental.

Las zonas con mayor intensidad de deformación se correlacionan con áreas de grandes depósitos minerales y aguas termales activas.

Palabras claves: espaciamiento de pliegues, intensidad estructural, zonas de deformación, Perú.

Keywords: fold spacing, structural intensity, deformation zones, Peru.

1. Introduction

The topic of rock deformation of the Andes has greater than 100 years of limited and discontinuous geological studies in an attempt to understand the amount of horizontal contraction, to place constraints on the timing

of events, and ultimately relate this information to the processes of mountain building. Geologists are in general agreement that the major deformational features observed in Phanerozoic rocks of the Peruvian Andes

were formed through a series of major contractional events during the Cenozoic (Mégard, 1978; Noble et al., 1979; Noble et al., 1985; Benavides Cáceres, 1999; Wise et al., 2008). Nonetheless, realization of a reasonably complete structural model has been hampered by several factors; these include the size of the study area, making it nearly impossible for short-term studies to comprehend the nature of the complex structure; the difficult access for field studies; the limitation imposed by the quality and amount of data present on the government geological quadrangle maps; the long periods of political instability; and the varying quality of rock exposure, ranging from excellent in the dry coastal regions to Amazon catchment high jungles which hide much of eastern part of the Andes. In this context of these challenges many early studies contributed greatly to the development of the structural framework of central Peru; in particular those of Harrison (1943), Szekely (1969), Coney (1971) and, to a greater extent, Mégard (1978).

This paper takes the next step in the characterization of deformation in central Peru based on more than 15 years personal field experience, combined with the results of more than 60 years of mapping by numerous geologists of the Servicio de Geología del Perú (now INGEMMET); published studies by a number of geologists, both Peruvian and foreign, from academia, industry and government agencies over period of more than 100 years, and intensive interpretation of satellite images and aerial photography to correct, augment, and provide more detail on the locations of folds and faults. A brief description of the upgraded structural data is first presented; additional information is given as required when discussing various features throughout the paper.

The Andes is subdivided into major structural domains to facilitate the analysis and provide a coherent framework for data interpretation. Many recent structural studies of the Andes, and particularly the sub-Andean belt, have relied on the use of balanced cross-sections (e.g., Baby et al., 1997; Sheffels, 1990; Kley, 1999; McQuarrie et al., 2008; Gotberg et al., 2010). Plane section modeling of structure typically is difficult to execute with area preservation when material transfers in and out of the section; such standard interpretation is particularly difficult in the present high Andes, where there is very little subsurface data and the thickness of some geological units change markedly over short to moderate distances. A new approach is presented in this paper to draw conclusions about the character of deformation; this methodology, however, is limited to map analysis and cannot, at least at this time, be used to estimate the percent shortening across the orogeny.

The structures of central Peru are considered from a GIS perspective, making quantitative derivatives that clearly characterize the patterns present in the deformed rocks. The resultant zones of greater rock deformation identified have several important implications that are summarized at the end of this paper; these relationships may be used to guide future research, critique the shortfalls of estimates of shortening based on balanced cross-sections, and may even be useful in inferring the most likely regions for mineral exploration.

2. Description of fold and fault data

Seventeen years ago, at the beginning of this study, there was no “off the shelf” GIS-based datasets that were suitable for studying geological features. Existing information on folds were on printed 100,000 scale geological quadrangle maps that fortunately, over time, became available as raster images that could be georeferenced and used to digitize the location of folds. The country-level compilations of Peruvian geology produced by INGEMMET included only faults at the 1:1,000,000 scale, and these were incomplete and contained many interpretative errors. Many quadrangle maps do not have a single fold mapped, and many others that did show fold hinge lines were incomplete. Other typical errors are the map boundary discontinuities where faults or folds from adjoining sheets do not continue, or are plotted in different places. As an example, the major syncline in the Sicuani 100k quadrangle map, located at -71.297, -14.312, was drafted as a fault despite the bedding symbols clearly indicating the presence of a fold (Audebaud and Pecho, 1970). The area here has remarkable parallel bedding with excellent exposure so that the existence of a tight upright fold is unmistakable. Furthermore, many faults shown on the quadrangle maps are not internally consistent with the mapped geology in that the lithologic contacts are shown without displacement. Information on fault dips, sense of slip, and other structural features such as nature of the fault zones were not given. Fold information on the published maps in many cases are not supported by measured bedding orientations, and were presented with no information on the fold interlimb angles, and in many cases, vergence direction. Some map sheets do indicate presence of recumbent folds, and rarely, overturned folds.

New traces of folds and faults were identified from field observations in the Santa Barbara, Castrovirreyna, Huachocolpa, and Julcani districts in central Peru. These were augmented by a study of the Ayacucho intermontane basin (Wise, 2004). In the field, three major transects were studied in reconnaissance at the latitude of Huancayo-Huancavelica, with one extending to Satipo, and the canyons of Churin, Rimac, Cañete, San Juan, Mala, and Pisco were explored. Upgrading the fold data obtained from maps and field observation began with interpretation of LandSat TM, and fortunately transitioned to the detailed, but variable quality, images provided by Google Earth (GE). Repeated image inspection over the years has discovered the location of many previously unmapped folds and faults, and through use of the oblique GE inclination tool (air photos draped on DEM) to observe the fold geometry and amount of fold closures or interlimb angles has developed qualitative understanding on the character of deformation for many areas. In Peru, a total of 6,636 folds and 3,370 faults were assembled (Fig. 1). Newly mapped folds during this study accounts for 1,030 of the total. For various data quality issues, and to avoid some other deviate superimposed structural complications of southern Peru, the study area presented in this paper includes 3,090 folds and 1,719 faults, or roughly half of the dataset. In addition, this study area encompasses the region of most of my first hand field

experience (Fig. 2), and likewise avoids the increased vegetation in northernmost Peru and the mantling volcanic deposits of southern Peru. The study area boundary in the south intentionally excludes the Abancay

deflection, and the major area of EW-oriented folds near Cusco that pertains to a superimposed major oroflexure extending northeastward through Machu Picchu (Roperch et al., 2006, 2011).

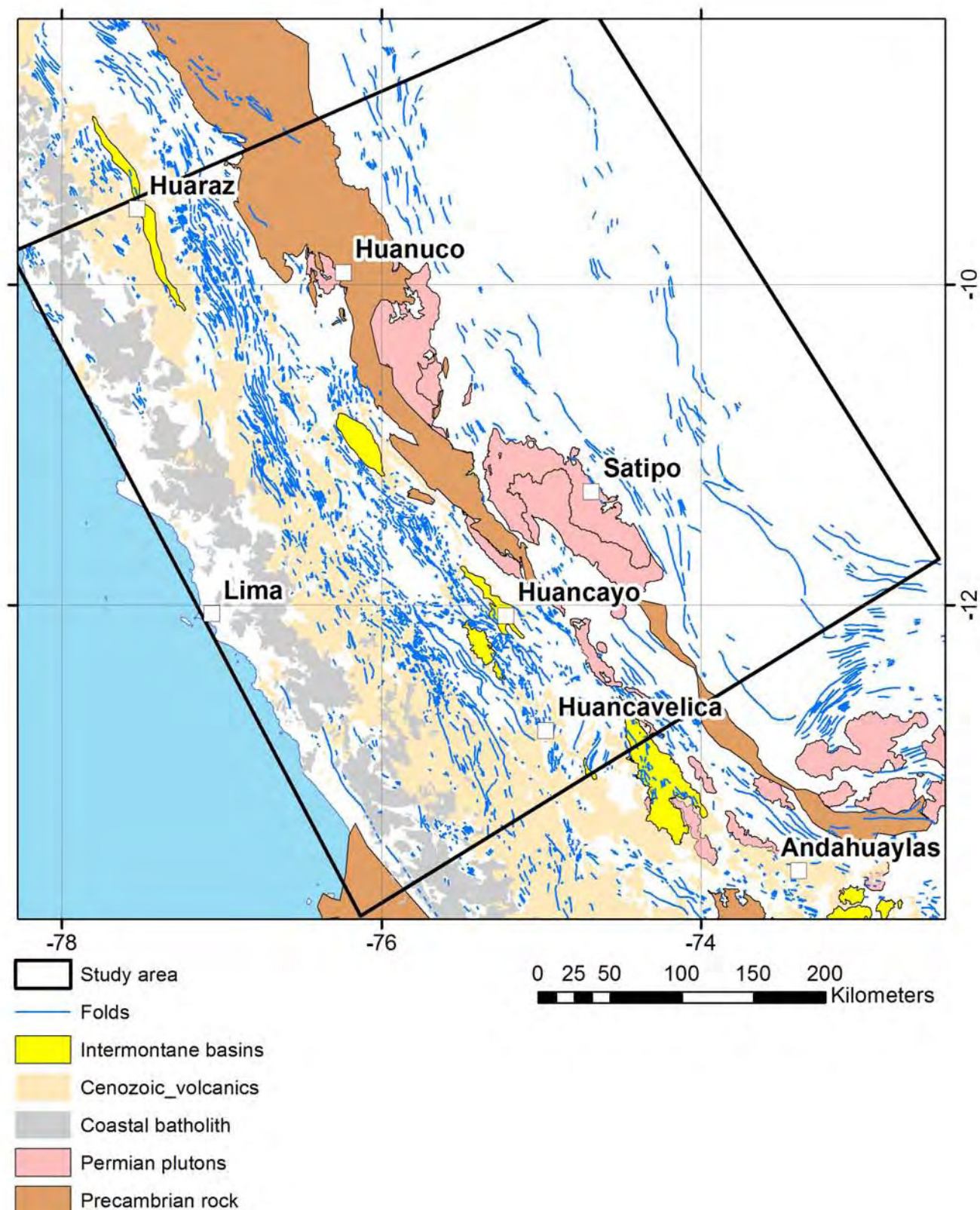


Figure 1. Map showing distributions of fold hinge lines covering 8°S to 14°S and box outline of study area for detailed fold analysis. The areas left white generally correspond to regions of pre-Cenozoic rocks. The selected colored lithologic units are shown for subdividing the study area into major structural domains. The intermontane basins mark the transition between the Cordilleras Occidental and Oriental. The Precambrian and Permian plutons define areas of crystalline bedrock that, while deformed, do not readily present mappable large scale folds from remote sensed data.

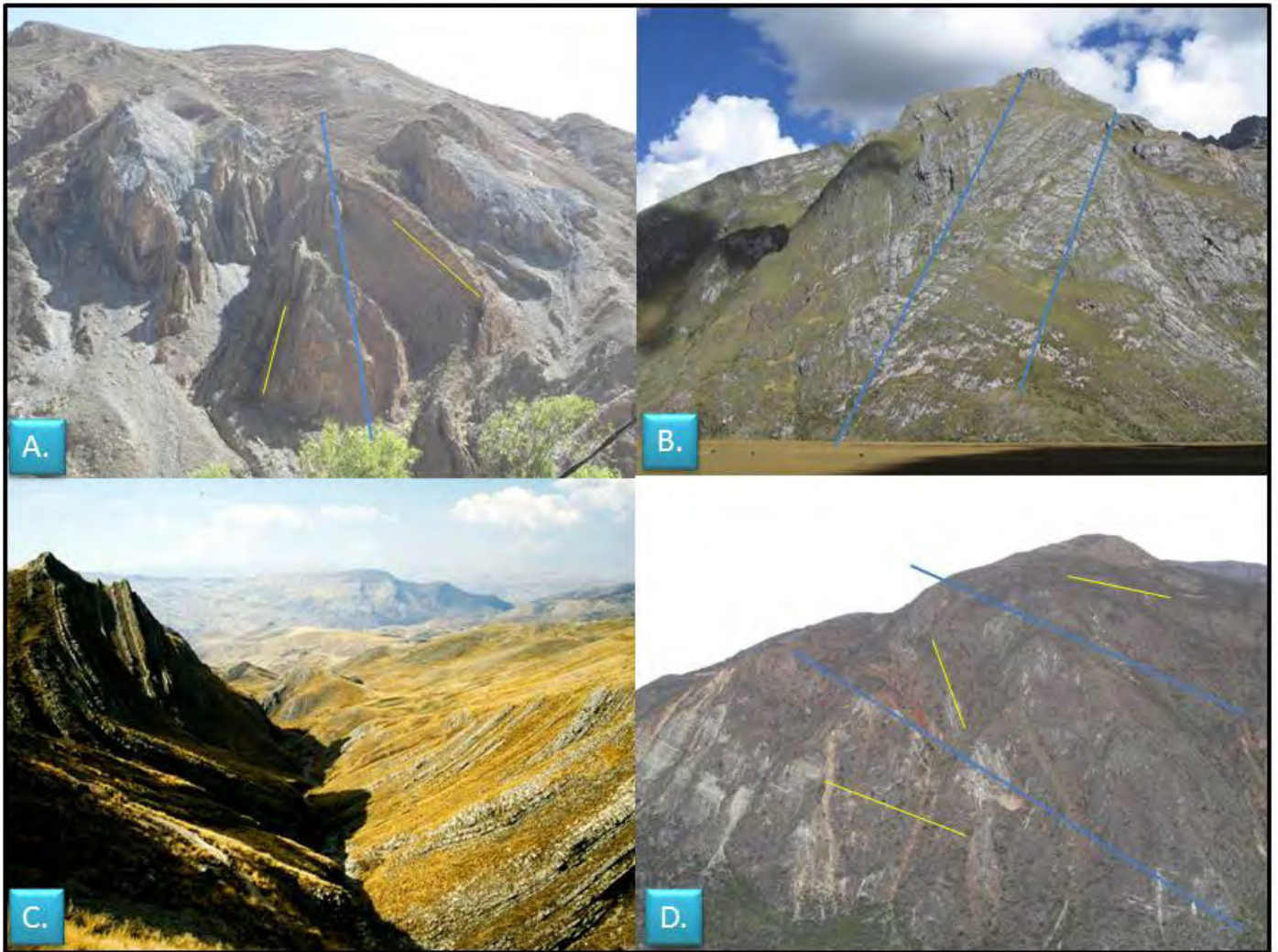


Figure 2. Photograph gallery of selected fold styles. A. View north from Churin at a slightly west-tilted upright closed anticline in the Chimú Formation- Ticlio zone. B. View south at upright chevron style folds in the Jumasha Formation limestone cropping out southwest of Laguna Lauricocha, east of Raura- Ticlio zone. C. View north of an upright tight large-scale syncline in the Chulec Formation, Santa Barbara district, Huancavelica- Huanca zone. D. View south of the major east vergent fold pair in the Pucara Group limestone, south canyon wall to Rio Mantaro, along the Huancayo-Huancavelica road- Huanca zone. Thin blue lines mark hinge surface traces, yellow lines used to emphasize bedding in the fold limbs.

The selected structural domains used in this study, while similar to the traditional terminology summarized by Mégard (1978), amongst numerous others, needs a little clarification. The region encompassing the Cordillera Occidental domain (COD) is everything west of the centerline of the zone of intermontane basins and going up to the stable Coastal Batholith block. The Cordillera Oriental of Peru includes at least two major structural domains, these are the crystalline basement core (CBD) that generally runs along the divide and is largely comprised of gneiss, lesser schist, and widely intruded by a complex Permian plutons, and to the east structurally simpler domain of Mesozoic formations in the foreland fold and thrust belt (FFTB). A series of parallel reference lines were drawn perpendicular to the orogenic fabric and used to take spacing measurements of the folds and faults; these data points were classified by the above domains, and by formation era. Results are discussed in the next sections below.

3. Fold spacing

The distances between folds were measured along the section lines in Figure 3 and mostly represent estimates of the fold wavelength. Where each reference line crosses the folds the spacing measurement was taken as close to perpendicular between the two folds hinges, meaning the distance measured is not that right on the reference line. Fold hinges are not perfectly straight features, they curve and waver, and the general trend of folds may converge. No attempt was made to take the maximum distance between the measured folds. In truth, the fold spacing character could be considered a range of distances. With higher number of fold spacing measurements these vagrancies should average out. A total of 712 fold spaces were measured within the study area. Furthermore, the measurements did not directly take into consideration faults that in some places truncate the folds, nor the position of the CBD and other intruding plutons that artificially increase the apparent fold spacing. The term "fold spacing" is a more accurate description of the

features measured because of fault interruptions, although in many cases what indeed was measured were the fold wavelengths. The fault data is accounted for later in a separate analysis. About thirty percent of the fold spaces are impacted from intervening faults. The zone of increased apparent spacing caused by the CBD is easy enough to interpret in the later interpolation maps, and the control stations falling within this domain were separated out while tallying the spacing data of folds shown in Table 1. Overall, the COD has median fold wavelengths that are approximately half those in the

FFTB. Within the COD, the Cenozoic fold spacing mean of 3.73 km is almost twice that of spacing of 1.78 km in the Pre-Cenozoic formations. The parameters that feed into these numbers are a combination of both the intensity and amount of shortening and the varying competency of the units being folded. Furthermore, the pre-Eocene rocks were affected by the major Incaic phase of deformation whereas the middle Eocene to recent volcanic and sedimentary rocks were deformed by several less intense events of contraction.

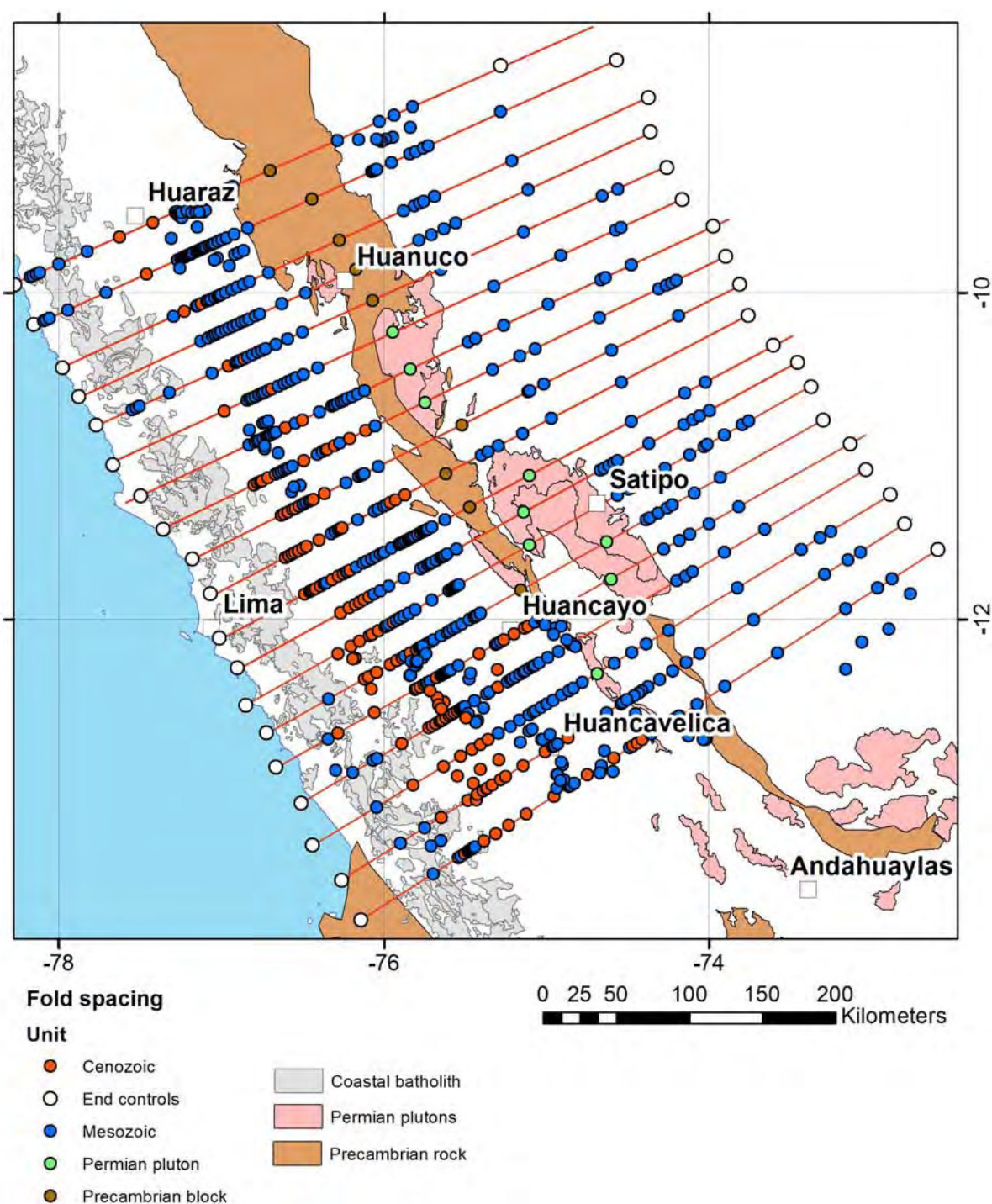


Figure 3. Map showing cross Andean fabric reference lines along which fold spacings were measured. The stations are color coded by major rock age units. The summary of fold spacing was separated according to age of units and by structural domains that were intervened by the Precambrian gneiss-Permian plutonic rock basement block. Other noteworthy structural domains comprise the Coastal batholith, or Coastal Batholith block that essentially has no Cenozoic volcanic-hosted folds, and older pre-batholith folds in the Mesozoic Western Peruvian trough strata.

Table 1. Structural estimates from measured stations

Domain	Count	Max. (km)	Mean (km)	Median (km)
Fold spacing				
Peru*				
Cordillera Occidental				
Cenozoic volcanic	149	54	6.43	3.73
Paleocene-Mesozoic	432	44.7	3.15	1.78
Cordillera Oriental				
Mesozoic	131	116	17.64	6.75
Fault spacing				
Cordillera Occidental	180	102.4	12.46	7.44
Cordillera Oriental	142	112	17.53	9
Bolivia fold spacing**				
Pre-Cenozoic	1262	57	4.82	3.7

*Peru study area measures 438 by 490 km.
**Bolivia study area was 600 by 770 km.

For comparison purposes, the fold spacing in Bolivia was measured using a similar approach. The fold data set used was the country level information by SERGEOTECMIN, which consists of 2,324 folds. This data has not been refined or even field examined in this study. A total of 1,262 measurements were taken along similarly spaced transect lines as from Peru, but covering a larger study area (Table 1). The Bolivian median fold spacing value, 3.7 km, which includes mostly folded sedimentary formations, is similar to the number from folded Peruvian Cenozoic volcanic units. A range of 3.7 to 6 km can be considered typical for Andean fold spacing.

Deformation in the Peruvian Andes is not evenly distributed. Figure 4 shows an interpolated surface generated using ESRI Spatial Analyst. The interpolated fold spacing grid was calculated through a spline function set to tension mode and used 12 nearest neighbors of measured spacing. Early interpolations using the IDW method resulted in rougher images that had less infill of the trends between adjacent transect lines. The spline method tends to smooth out the extreme highs and lows, yet generates surfaces that in this analysis better represent the regional scale patterns. Initial pass at interpolation used half the number of cross-Andean transect lines to an unsatisfactory result that included marked computer generated deviations that obviously were from data edge effects. The present transect line spacing of about 25 km produces sufficient detail with respect to the fold hinge lines despite the folds having an average length of 5 km. Only 93 folds exceeded 25 km length, which in these cases would be measured more than once on adjacent transect lines. Both outer sides of the study areas used control stations set to an arbitrary high number of 500 km to place boundaries to the model (these numbers were excluded from all summary statistics). For the western limit this edge is the modern coast; undocumented deformed rocks are certainly present beneath the ocean going up to the trench. The eastern line of control stations are beyond the main

frontal fault and mark the edge of the orogeny.

Contouring the measured stations for fold wavelength yields a map that shows the distribution of more abundant folds, with the map units being in kilometers. This is not the same as a fold density map, or abundance by area analysis, which would have its units as features counted per square area. Without having the fold interlimb angles, the amount of shortening cannot be calculated. Again, the fold spacing varies and groups into distinct domains that reflect both the intensity of deformation and the competency of the rock. One could reasonably conclude that shortening is not evenly distributed.

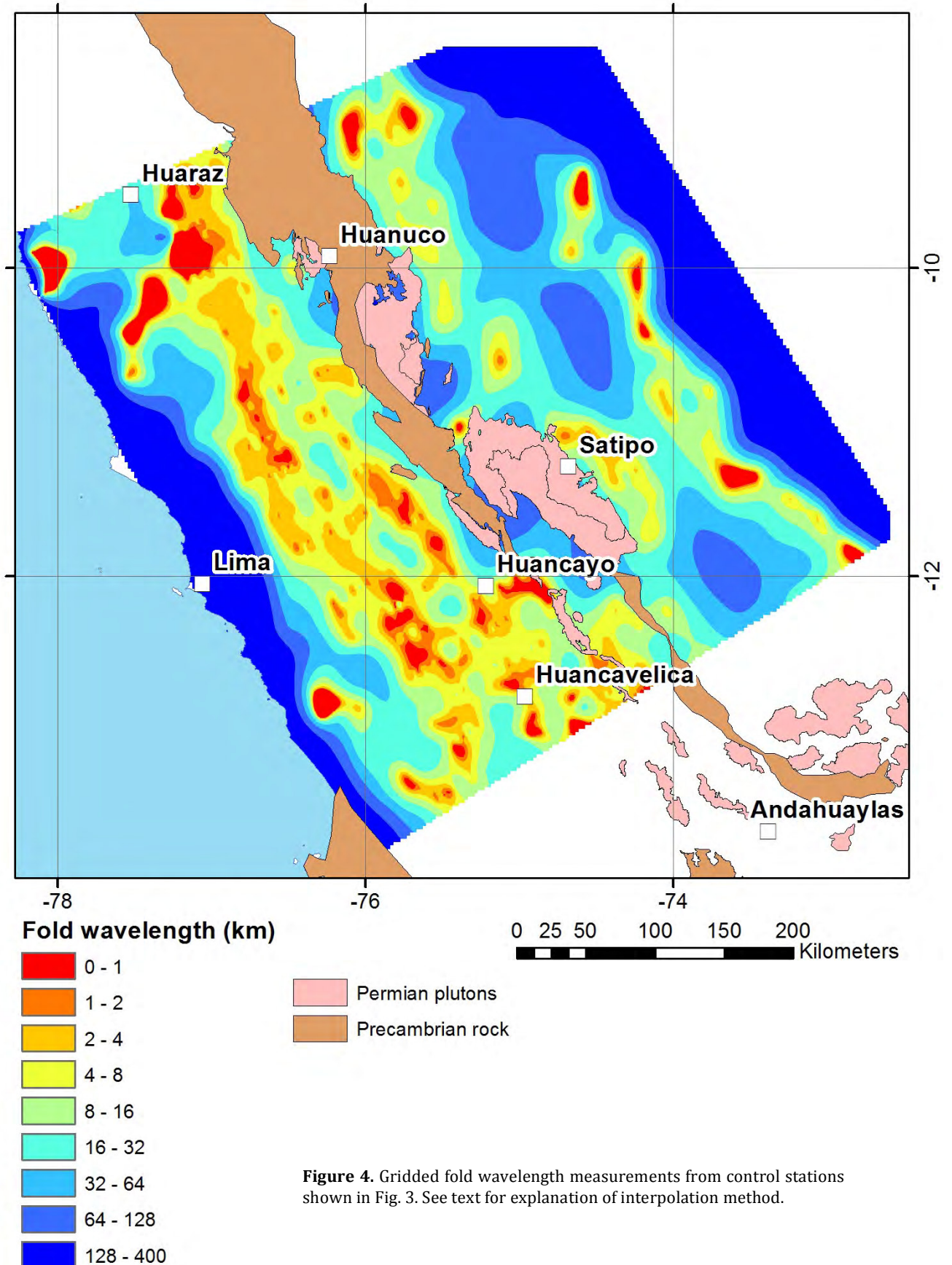
Results indicate coherent zones of similarly spaced folds that are consistent with the median numbers for the larger structural domains. The FFTB has two parallel NNW-trending subzones of more closely spaced folds. The eastern subzone in the FFTB corresponds to leading edge deformation hangingwall to the frontal faults. The western FFTB subzone occurs as a belt between the major piggyback basin, the Pachitea and Ene basins (Espurt et al., 2008) at Satipo, and is buttressed to the west by the rigid bedrock in the CBD. The Cordillera Occidental domain shows subzones with the most intense area of closely spaced folds running the length of the topographic divide, and secondary subzone running just west of Huancayo on the range east of the Incahuasi depression.

4. Folds compared to faults

There is a general correspondence to the areas of shorter fold wavelengths to the location of faults (Fig. 5). The same cross-orogeny reference lines were used to measure the distance between faults and the results were then interpolated using the same spline calculation settings (Fig. 6), accounting for a total of 456 control points. Both the median and mean fault spacing in the Cordillera Occidental is greater than in the FFTB of the

Cordillera Oriental (Table 1). The number of measured stations is nearly half of the data used in the fold calculation, yet the mapped pattern is similar. Processing the fault spacing has a similar feature comparison issue as in the fold data, but this time the estimate includes faults

of all styles, normal, strike-slip, and reverse, both high and low angle faults. Useful to consider as a next step in this analysis would also be measured displacements on the faults, a measurement that is more problematic in obtaining than the fold interlimb angles.



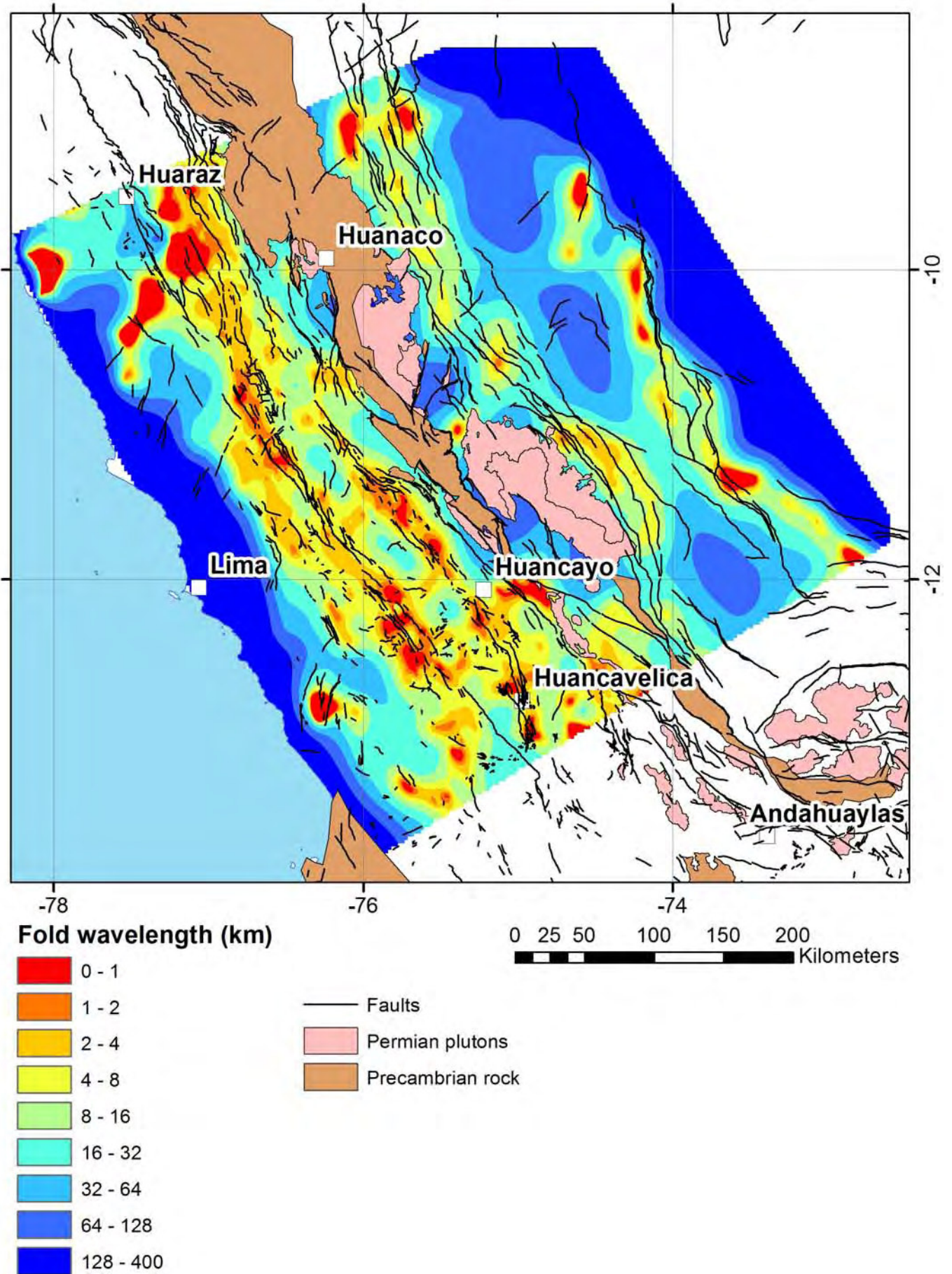


Figure 5. Map showing the same fold spacing interpolation from Fig. 4 with faults overlain to further illustrate distinct zones of concentrated deformation.

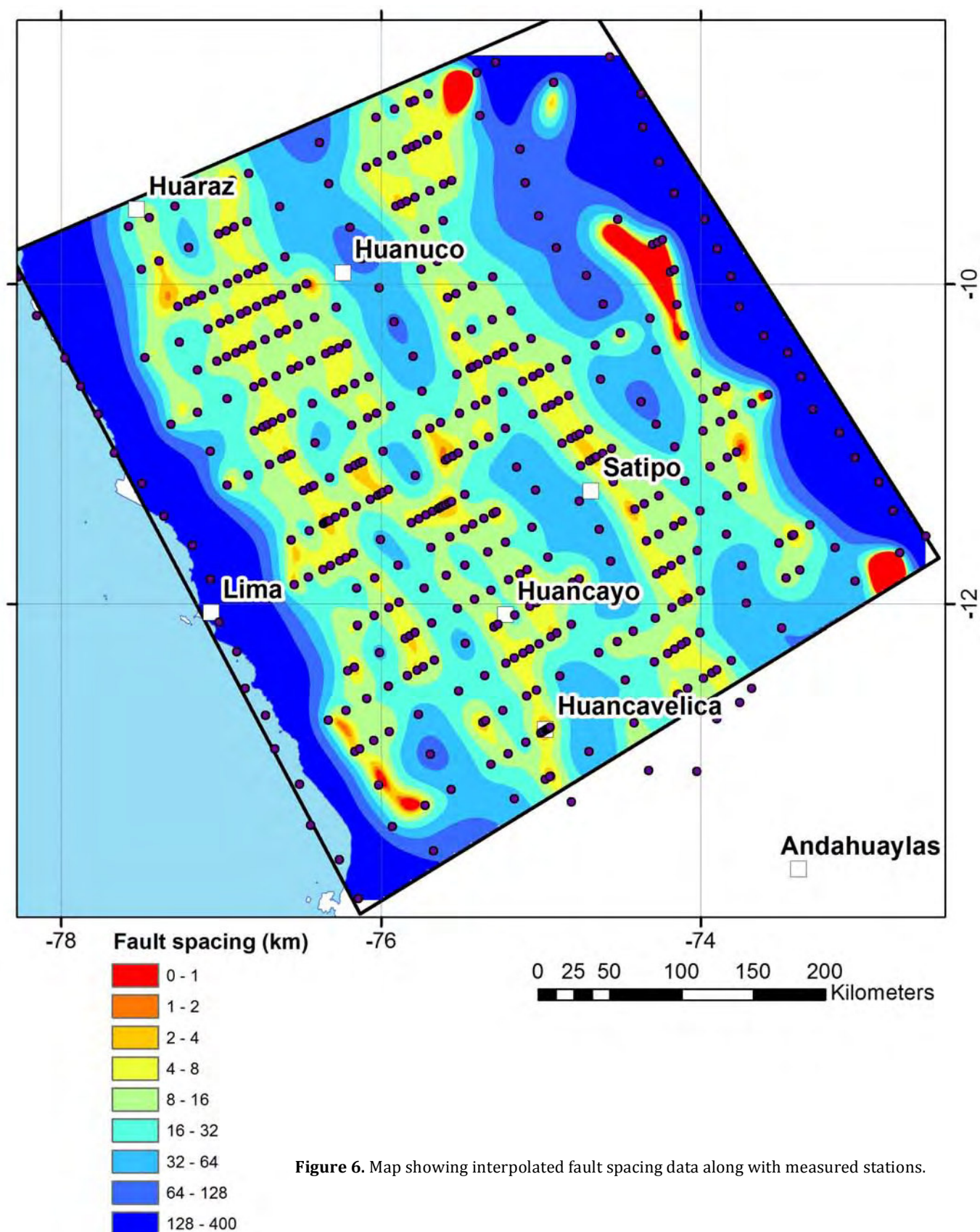


Figure 6. Map showing interpolated fault spacing data along with measured stations.

Combining the fault and fold spacing gridded data, both of which have units in kilometers, and then dividing by two, yield a new gridded structure spacing map (Fig. 7) that further enhances the areas where rock deformation is present. This layer was interpreted to outline the most significant areas of closer spaced structures.

The here termed Ticlio zone runs the length of the

continental divide, making a corridor that is 20 to 47 km wide and extending at least 700 km in strike length. Most of the belt is closer to the 20-km width. The zone widens north of 10.52°S latitude where it passes to the east of the Cordillera Blanca. Key areas within the belt that exhibit tight to closed folding include a fold train located 35 km NW of Yauricocha, and the deformed sections at Churin

that provide the qualitative impression of significant strain. The Chonta fault that defines part of the southern segment of the zone was described previously (Wise & Noble, 2002) as a reverse fault with a strong Miocene left-lateral strike slip reactivation. While fold interlimb angles are not yet compiled, many of the folds are tight to closed

with rounded hinge zones and separated by subvertical faults, such as illustrated by Szekely (1969) for the Alis-Quillcasca imbricate zone. Given the close spaced nature of structures and the fold geometries it is suspected that the Ticlio belt marks one of the greater areas of deformation in the Peruvian Andes.

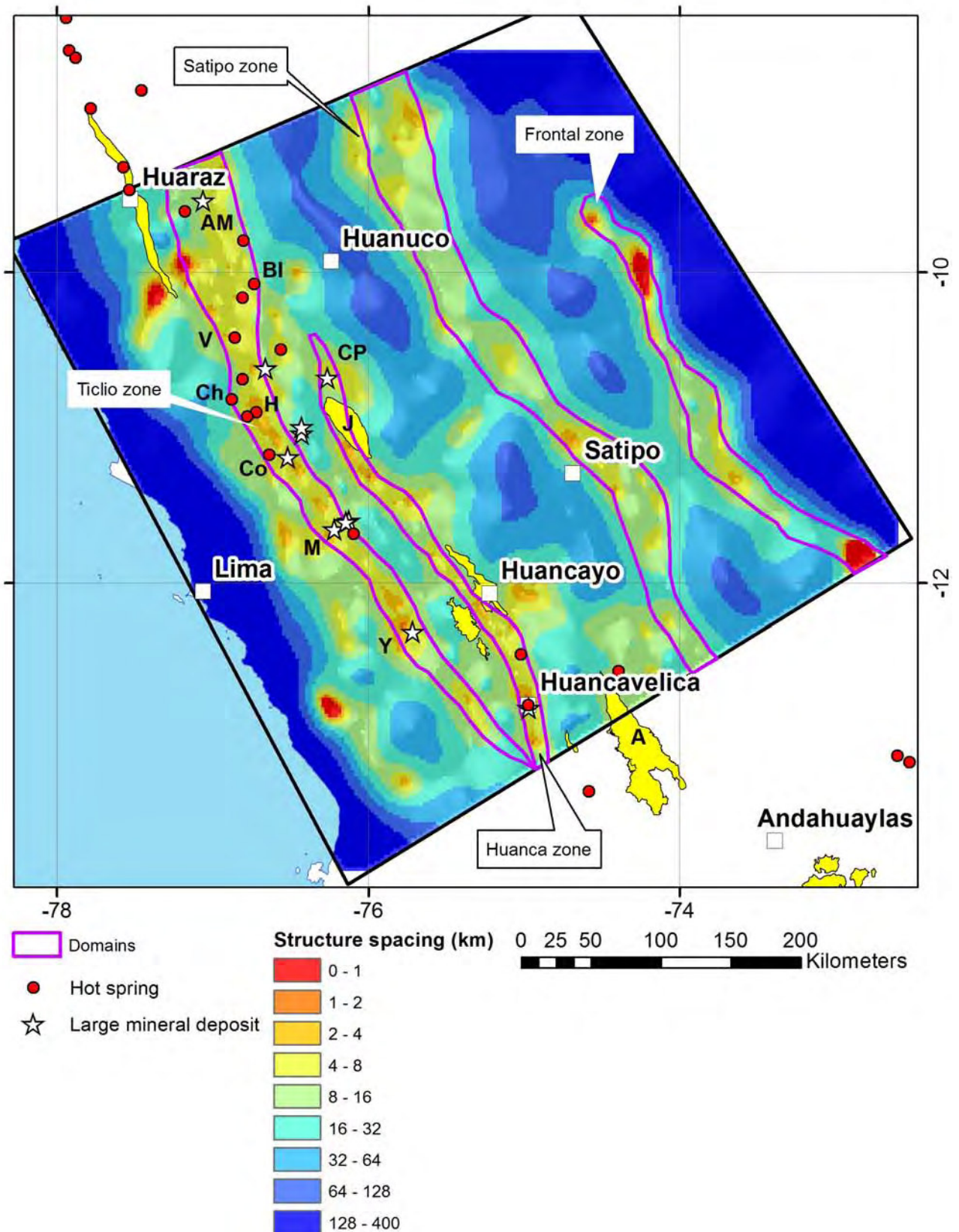


Figure 7. Structure spacing map that was calculated from the grids shown in Fig. 4 and 6. High-intensity deformation subdomains are outlined in purple. Yellow polygons are intermontane basins (A= Ayacucho, J= Junin). Mining camps: AM = Antamina, CP = Cerro de Pasco, M = Morochoca, Y = Yauricocha. Hot springs: BI = Baños del Inca, Ch = Churin, Co = Collpa, H = Huancahuasi, V = Viconga.

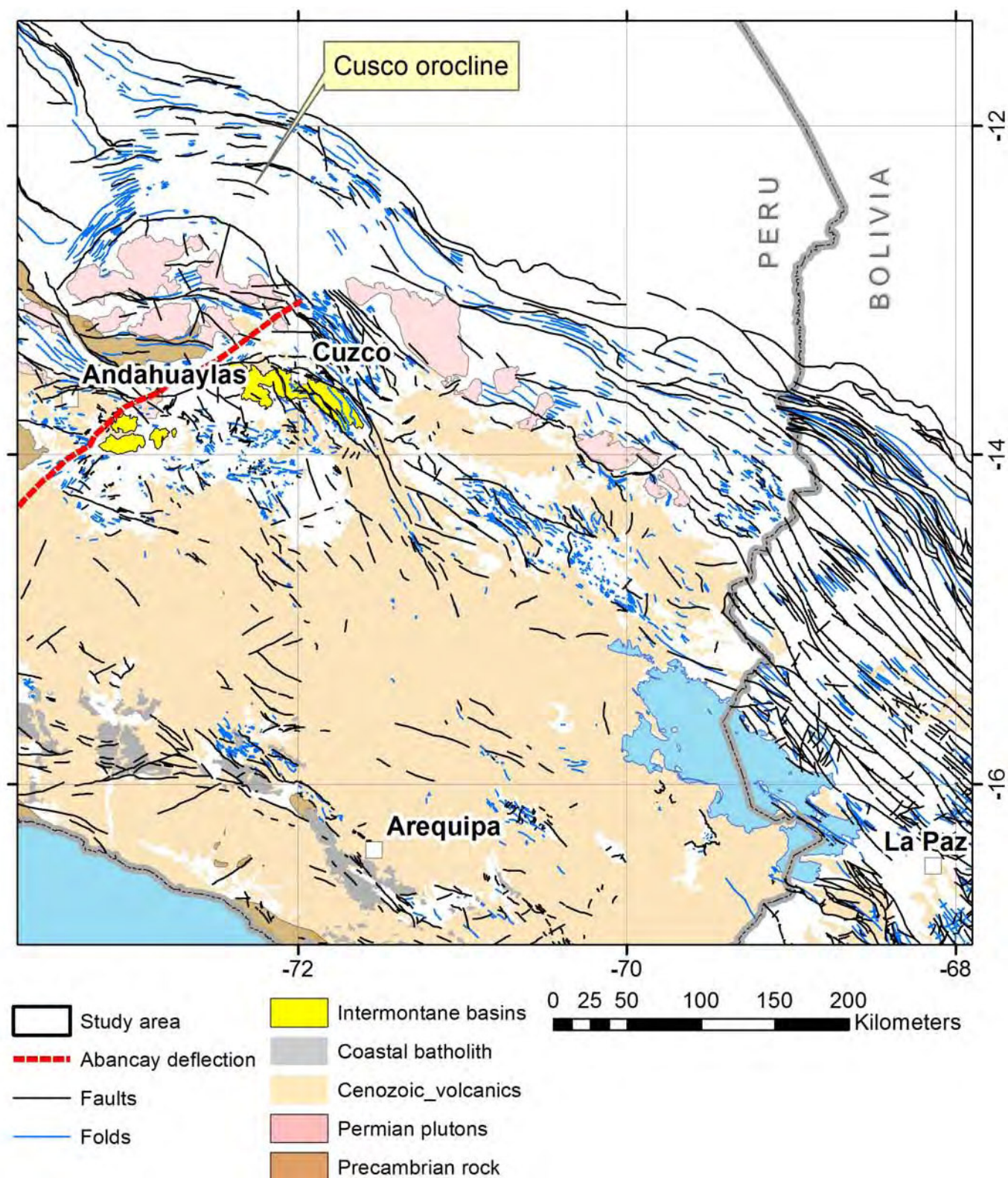


Figure 8. Fold pattern in southern Peru, showing the location of the Cusco oroflexure, the Abancay deflection, and contrasting fold and fault abundance across the border with Bolivia.

The Huanca zone of closely spaced faults and folds runs between Huancavelica and Cerro de Pasco. The southern end of this zone terminates or merges with the Ticlio zone and the Chonta fault at the Huachocolpa mining district. The Huanca zone is shorter than the Ticlio zone, having an extent of about 375 km. This zone is narrower, averaging 12 to 15 km wide. The Huanca zone is comprised of many steeply west dipping reverse faults and associated east

vergent large-scale fold pairs. Where the belt approaches Huancavelica the faults are vertical, the folds are little preserved, and instead the zone consists of numerous fault-bounded vertical panels of Mesozoic units. These faults were likely formed during the Incaic II phase. The faults were clearly reactivated during the Quechua phases where they are truncating early Miocene volcanic deposits. To the north, the structural corridor

probably plays a part in the boundary conditions for both the Huancayo and Junin intermontane basins. In part, this zone is one of the structural elements that marks the transition between the two cordilleras. Steeply dipping faults focused Miocene mineral deposits. The entire corridor accounts for an important amount of translational deformation of unknown amount. The horizontal shortening is believed to be mainly accounted for during the Incaic II phase. The nature of combined east-directed reverse faults with segments splaying into vertical configuration of dismembered Mesozoic strata defines a structural pattern not amenable to restoration methods using balanced cross-sections.

The Satipo zone runs east of the divide of the Cordillera Oriental, here clearly marked for 600 km strike length, however, the belt likely continues into Ecuador, and may be present southeast of Cusco, but faces additional structural complications. The Satipo zone runs just east of this town, and is present at a similar distance east of Oxapampa and Tingo María. The zone averages 25 to 45 km in width, spanning the elevations of 600 to 2,600 meters. North of 10.31°S the zone directly faces the foreland basin and shares in common many structural and geomorphic features of the Frontal zone.

The Frontal zone averages 20-km wide and lies along the very base of the Andean orogeny. A cross-section just south of Satipo by Espurt et al. (2008) illustrates a west-rooted thrust duplex; using reconstructions of balanced sections, a shortening estimate of 28 % was derived for the segment extending east of the Cordillera Oriental basement rock. Folds in the Frontal zone are significantly more open and widely spaced than those found in the Cordillera Occidental.

5. Comments on the structure of southern Peru

The geology south of the study area goes through some major changes from that of central Peru. At about the latitude of Cusco, the NW-Andean orogenic fabric becomes rotated E-W. Units are disrupted across the Abancay deflection, which also marks the southern exposure of Precambrian rocks in the Cordillera Oriental (Fig. 8). The orogenic belt significantly widens and is accompanied by the development of the Altiplano geomorphic domain. The structural domains defined in central Peru either become rotated and modified in the east, and to the west are buried by younger volcanic rocks. The amount of folding documented in the Cordillera Occidental decreases. The widening of the orogenic belt and variations of the units into oroclines, such as north of Cusco, generally follows the development of the Arica bend. The Cusco orocline appears to have the regional pattern that suggests tectonic escape developed about an impactogen, which generally implies a component of left-lateral shearing along the break north of the Cusco intermontane basin.

The Cusco intermontane basin follows an interesting complex structural corridor that continues southward to Lake Titicaca. While some authors call for this region to have ongoing contraction during the Oligocene basin sedimentation (Carlotto et al., 2013; Horton et al., 2014),

units within the sequence of the San Jerónimo Group are remarkably parallel overall, and fine-grained. The corridor does contain strong folding developed after 29 Ma and before deposition of the late Miocene Paruro Formation, that likely correlates to the Quechua 1 phase of folding.

The amount of documented folds drastically changes across the Peru-Bolivia border. The number of folds in Peru has clearly been underestimated, as I have shown with nearly 20 percent addition to the database. On the other hand, one may ask if the number of folds and faults in Bolivia been over-interpreted and reported? Granted the more arid conditions moving southward across the border will invariably lead to more easily mapped structures. Does drawing balanced cross-sections in Bolivia better satisfy the conservation of area in the sections? More importantly, with the total shortening estimates, do similar zones of greater intensity of structures in the Cordillera Occidental continue southward through Bolivia and are buried beneath the Central Volcanic Zone? If true, how good are the shortening estimates? One must ask if the selection of the balanced cross-section method from the very beginning of a structural study determines the type of results? For example, fold geometries in this method are typical angular with straight fold limbs, whereas sketched real folds in the Cordillera Occidental are more typical rounded with variable limb thickness and more complex fault truncations and hinge zone collapses (Szekely, 1969; Coney, 1971; Vicente, 1989). If off-the-shelf fold data in Peru contains at least 20 percent less number of structures should that not equate to estimates of shortening being 20 percent, well, short?

6. Discussion and conclusions

Features described here are missing the attendant measurements that are needed to make strain calculations. The spacing method presented is straightforward, and later can be built upon with information on fold interlimb angles to calculate the amount of shortening. The average spacing of folds in Mesozoic rock is significantly less than those hosted in Cenozoic volcanic rocks. It is not surprising that the older units have seen more folding events, whereas much of the younger volcanic section missed the major contraction caused by the Incaic events. It is also worth noting that areas with folded Cenozoic volcanic rocks, showing one characteristic spacing, are certainly underlain by Mesozoic formations with tighter fold spacing. The field observations from the Cordillera Occidental subdomains of deformation mark tight to isoclinal folds in the Ticlio zone accompanied by steep to vertical dipping faults, suggesting this is a major area of shortening that does not contain geometric features used by the balanced cross-section approach. From several quick traverses through the Subandean fold and thrust belt of central Peru, it appeared that overall bedding was gentle to moderately dipping, implying folds there are more open for their interlimb angles than in the Cordillera Occidental.

Calculating shortening across many segments of the

Andes remains only borderline science. Any structural methods working out the geology of a region should be reproducible. Structures studies in country have not broadly applied description of fold geometries using Ramsay dip isogon classes or Hudleston's (1973) shape and amplitude classification. Most descriptions of fold shapes come from photographs and sketches without much analysis. The balanced cross-sections have so many arbitrary assumptions about fault dips, cut-off angles, and geometry of fold shapes, nearly always leave out vertical fault zones and areas of crystalline rock, and oversimplify composite stages of contraction that was interspersed with periods of extension. A method that uses preservation of area in section cannot be applied in situations where material is transferred in and out of the section plane. The Ticlio and Huanca zones clearly have strike-slip movement and fragments of folds contained in fault slices. Because the timing of fault exhumation of the Cordillera Oriental basement rock to surface remains unknown, how can one possibly sequence a balanced cross-section across this complex structural domain?

The map data presented Gotberg et al. (2010) for their northernmost balanced cross-section located near Cusco, and those in Bolivia, provide no information on the number of folds present, or that there is a major discrepancy on the number of folds across the Peru-Bolivia border. Similarly, illustrated geology in Pfiffner & González (2013) barely shows a fold axis, or faults, in their "structure" maps in their figures 6 and 7. This brings us to the crux of the situation with geological reporting in journals showing structure information as cartoons. Cartoon maps lead to cartoon cross-sections, none of which are science. The omission of the bulk of the data, showing the remaining features with inadequate descriptions of coordinates or map projections, and then attempting to make everything a layer cake does little to improve our structural understanding of the Andes. In contrast, the detailed map in foldout 1 of McQuarrie et al. (2008), showing a transect east of Lake Titicaca across the northern arc of the Bolivia orocline, provides a positive example of how the cross-section methodology should be presented. Their result of 40 % shortening perhaps represents a reproducible calculation; it is at least comparable to the ranges reported in other studies. Their section line faces the "Bolivian problem" of the estimate only covering half of the Andes; the western half lacks the geological exposures of deformed rocks to measure.

Further concerns regarding balanced cross-sections is the fact that the method leads researchers into making flat faults, many times beneath areas where only steeply dipping structures are present. This expectation of what a thrust complex should look like — I suspect — becomes favored many times over how the rocks really express their architecture. For this reason, and others, the regional cross-sections shown by the studies of Mégard (1978, 1987) appear geologically more probable. The amount of shortening estimated across the Andes is always a cumulate number. The data simply is not there to break apart the various contractional events. And within each phase of contraction the shortening must have been spatially variable, just like the mapped structures today have distinct zones. This observation requires that

shortening was variable. Is an across-orogeny average cumulate number on shortening meaningful in terms of describing crustal thickening and structural evolution of the belt?

An estimate on shortening done at the latitude of Huaraz would first be including most deformation happening during the Incaic phase, with folding and faulting concentrated to the east of the Coastal batholith block. Any crustal thickening at this time likely was accompanied by erosion and isotasy. How thick did the crust remain after this equalization? Then additional major folding during the Quechua 1 event happened, clearly deforming the Early Miocene volcanic section of the Cordillera Negra, likely reactivating the Incaic fold and thrust belt, but how far east would such deformation extend? There are neither units nor dated horizons covering the Cordillera Oriental to provide any constraints. Had the Precambrian crystalline rocks been eroded to surface at this time? The cumulate balance cross-section of this hypothetical transect would emphasize the more widely spaced structures in the Satipo and Frontal zones, likely showing flat faults that would root westward and ignore the flowering steep curved reverse faults interpreted by Mégard (1978). The Ticlio zone, now a composite structural belt with several reactivations, having folds limbs and units all rotated into steep positions, that locally were dismembered and translated laterally, could not be reasonably restored. Finally, this transect would have to account for a domain of extension across the Cordillera Blanca. Early tensional events between the main phases of contraction would not be considered in a cumulate balanced cross-section. And then a percent number would be reported, such as 40 %, or 28 %, but what really would that say about the structure?

The GIS approach taken in this study, while having issues fully disclosed in the presentation of the data, is at least working with data. Geological mapping is the foundation of geology in many respects. In contrast, the figure format in journals force cartoon representations of the geology. The zones of deformation interpolated in this study gave similar results between the folds and faults datasets. Both features occur together and combining them into a single thematic layer of structures emphasizes the areas with greater abundance of structures. This in part may represent the data quality, particularly with the Cordillera Oriental being incompletely mapped. At least in the Cordillera Occidental, where exposure quality is similar across the range, the structural data does show variation in the number of features or occurrence density. This result is certainly expected given the tendency of strain to accumulate into narrow zones with increasing deformation through time. The evolution of Peruvian structures into focused zones still requires explanation. The Ticlio zone in part may be influenced by the rigid Coastal Batholith block to west (Wise et al., 2014), and a similar process may explain the Satipo deformation zone forming along the boundary area of the belt of Permian plutons and older basement rock (CBD). It is likely that the Ticlio, Huanca, and Satipo zones all developed during the Incaic deformation events whereas the more widely spaced and less geomorphically developed Frontal zone

likely formed during the Neogene. The very fact that the structures were concentrated may be characteristic for areas undergoing thick-skinned deformation whereas the rather evenly distributed folding and thrusting of Bolivia results from thin-skin deformation. Acknowledging that the number of folds and faults have never been completely mapped in previous studies combined with the twenty percent addition contributed here, and an estimate of still another twenty percent additional structures remaining to be documented, plus the varying intensity of deformation and important role of strained rock between high-angle faults, qualitatively imply that all previous shortening calculations in Peru underestimated it by fifty percent.

To conclude in a more concrete note, discussing the data worked in this study, Figure 7 marks the location of major mines and hot springs. Understanding the structure of Peru has real world economic implications for the distribution of metal resources. The large mining camps at Antamina, Morococha, and Yauricocha lie in the Ticlio zone, amongst many other late Miocene polymetallic mining camps (Ward, 1959; Love et al., 2004). The Huanca zone includes several major mineral districts: 1) the middle Miocene Cerro de Pasco camp (e.g., Baumgartner et al., 2009), 2) the world's third largest mercury deposit at Santa Barbara, which is of late Miocene age (Noble & Vidal, 1990; Wise & Féraud, 2005), and farther south the medium-scale late Miocene polymetallic mining camp of Huachocolpa (Wise, 2010). Both of these structural corridors apparently provided zones of weakness that focused Cenozoic stocks and hydrothermal cells. No cross or transverse Andean structure or lineaments are required to explain the location of the mining camps. Instead, the distribution of deposits within the structural corridors have natural along-arc spacing similar to that which controls the distribution of modern volcanoes in the Andes. The continuation of these domains north and south out of the study area is likely to account for the spatial control on other mining camps. In addition to controlling the location of major metal deposits, the structural zones defined here are clearly seen in Figure 7 as being important channels for active hot springs, such as at Churín and Huanchuasi, which have temperatures that range from 38 to 61°C. The Cordillera Oriental structural zones are not mineralized, the domains are less structurally complex than those in the Cordillera Occidental, and were backarc to the area of magmatism, further explaining their barren aspect for metal deposits. The Frontal zone, however, should have important controls on petroleum reserves.

References

- Audebaud, E., Pecho, V. 1970. Mapa geológico del cuadrángulo de Sicuani. INGEMMET, scale 100,000.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail G. 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back-arc of the Central Andes. *Geology*, v. 25, p. 883-886.
- Baumgartner, R., Fontboté, L., Spikings, R., Ovtcharova, M., Schaltegger, U., Schneider, J., Page, L., Gutjahr, M. 2009. Bracketing the age of magmatic-hydrothermal activity at the Cerro de Pasco epithermal polymetallic deposit, central Peru: A U-Pb and 40Ar/39Ar study. *Economic Geology*, v. 104, p. 479-504.
- Benavides-Cáceres, V. 1999. Orogenic evolution of the Peruvian Andes: The Andean cycle. In: Skinner, B.J. (ed.), *Geology and mineral deposits of the central Andes*. Society of Economic Geologists Special Publication, v. 7, p. 61-107.
- Coney, P.J. 1971. Structural evolution of the Cordillera de Huayhuash, Andes of Peru. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, p. 1863-1884.
- Espurt, N., Brusset, S., Baby, P., Hermoza, W., Bolaños, R., Uyen, D., Déramond, J. 2008. Paleozoic structural controls on shortening transfer in the Subandean foreland thrust system, Ene and southern Ucayali basins, Peru. *Tectonics*, v. 27, TC3009.
- Gotberg, N., McQuarrie, N., Carlotto-Caillaux, V. 2010. Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12–14°S): Implications for mass balance and rotations in the Bolivian orocline. *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, p. 727-742.
- Harrison, J.V. 1943. Geología de los Andes Centrales en parte del Departamento de Junín, Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 16, p. 1-52.
- Hudleston, P.J. 1973. Fold morphology and some geometrical implications of fold development. *Tectonophysics*, v. 16, p. 1-46.
- Love, D.A., Clark, A.H., Glover, J.K. 2004. The lithologic, stratigraphic, and structural setting of the giant Antamina copper-zinc skarn deposit, Ancash, Peru. *Economic Geology*, v. 99, p. 887-916.
- Kley, J. 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 221-231.
- McQuarrie, N., Barnes, J., Ehlers, T.A. 2008. Geometric, kinematic and erosional history of the central Andean Plateau (15-17°S), northern Bolivia. *Tectonics*, v. 27, TC3007.
- Mégard, F. 1978. Étude géologique des Andes du Pérou central. *Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris*, v. 86, 310 p.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Mégard, F. 1979. Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 903-907.
- Noble, D.C., Sébrier, M., Mégard, F., McKee, E.H. 1985. Demonstration of two pulses of Paleogene deformation in the Andes of Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 73, p. 345-349.
- Noble, D.C., Vidal, C.E. 1990. Association of silver with mercury, arsenic, antimony, and carbonaceous material at the Huancavelica district, Peru. *Economic Geology*, v. 85, p. 1645-1650.
- Pfiffner, O.A., González, L. 2013. Mesozoic-Cenozoic evolution of the western margin of South America: Case study of the Peruvian Andes. *Geosciences*, v. 3, p. 262-310.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Ariagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., Laj, C. 2006. Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in

- southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes. *Tectonics*, v. 25, TC3010.
- Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., Fornari, M. 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru. *Tectonics*, v. 30, TC2010.
- Szekely, T.S. 1969. Structural geology, Cochabamba to Yauricocha, central high Andes, Peru. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 53, p. 553-567.
- Sheffels, B. 1990. Lower bound on the amount of crustal shortening in the central Bolivian Andes. *Geology*, v. 18, p. 812-815.
- Vicente, J.C. 1990. 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 relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, v. 11, p. 91-117.
- Ward, H.J. 1959. Sulfide ore bodies at Yauricocha, central Peru: replacements of organic reefs? *Economic Geology*, v. 54, p. 1365-1379.
- Wise, J.M. 2004. Geology of the Ayacucho intermontane basin, central Peru. Unpublished Ph.D. thesis, University of Nevada, Reno, 203 p.
- Wise, J.M. 2010. Evaluation of conjugate vein formation in the Huachocolpa base-metal district of central Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 104, p. 59-80.
- Wise, J., Féraud, J. 2005. Los mapas históricos de la mina Santa Bárbara, Huancavelica. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 99, p. 23-40.
- Wise, J.M., Noble, D.C. 2001. La falla Chonta del Perú central: Una falla inversa con reactivación de rumbo sinistral respondiendo a un cambio de la oblicuidad relativa de convergencia de las placas tectónicas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 92, p. 29-41.
- Wise, J.M., Noble, D.C., Zanetti, K.A., Spell, T.L. 2008. Quechua II contraction in the Ayacucho intermontane basin: Evidence for rapid and episodic Neogene deformation in the Andes of central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 26, p. 383-396.
- Wise, J.M., Noble, D.C., Vidal, C.E., Ángeles, C. 2014. Structural and stratigraphic relations between the rigid Coastal Batholith Block and the Highland Mobile Belt and their relation through time to magmatism and caldera formation. *Resúmenes extendidos, XVII Congreso Peruano de Geología*, 6 p.

**SGP**
FUNDADA 1924**Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Estilo estructural de la Cordillera Occidental de los Andes del Perú central

Javier Jacay

Escuela Académica Profesional de Ingeniería Geológica, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Av. Venezuela cd. 34 s/n., Ciudad Universitaria, Lima, Perú (jjacayh@unmsm.edu.pe)

RESUMEN

La Cordillera Occidental del Perú central deja aflorar sucesiones sedimentarias que van desde el Paleozoico al Cuaternario. Desde un punto de vista paleogeográfico, estas sucesiones representan la cuenca marginal mesozoica, con un gran desarrollo de unidades del Mesozoico, y una plataforma estable donde se registra una sedimentación casi continua desde el Paleozoico al Cuaternario.

Esta cadena de la Cordillera Occidental se estructuró a favor de niveles de despegue que están ubicados principalmente en unidades incompetentes, como son las formaciones Oyón (Berriasiano), Pariatambo (Albiano), y Celendín (Coniaciano), que fueron involucradas en una gran estructura transpresiva con importantes inversiones tectónicas, seguido en la parte externa de una clásica faja plegada y corrida.

1. Introducción

La Cordillera Occidental, de dirección andina (SE-NW), constituye el límite entre las altiplanicies del Perú central y la región del piedemonte del Pacífico. La sucesión sedimentaria que aflora en ella puede ser dividida en dos sectores: en el sector occidental (Cordillera Occidental y región costanera actual) fue ocupado por la cuenca marginal mesozoica, de mayor subsidencia, mientras el sector oriental (altiplanicie actual) correspondía a la plataforma estable, de menor subsidencia, por lo menos durante el Mesozoico.

Se presenta en este trabajo el estilo estructural de esta parte de la cadena andina, así como las unidades estratigráficas que configuran las estructuras tectónicas, y las que sirvieron de despegue para esta estructuración.

2. Estratigrafía

Las unidades estratigráficas que conforman la Cordillera Occidental, abarcan sucesiones sedimentarias que van desde el Paleozoico al Cuaternario. Estas unidades pueden observarse en dos dominios tectono-estratigráficos muy

diferentes, pero lateralmente son involucradas dentro del mismo estilo de deformación.

En el sector occidental, la sucesión sedimentaria comprende unidades estratigráficas que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. Las unidades paleozoicas afloran en el domo de Yauli, donde corresponden a los sedimentos de los grupos Excelsior y Mitu (Kobe, 1986). Secuencias mesozoicas correspondientes a la plataforma carbonatada del Grupo Pucará (Rosas & Fontboté, 1995) son expuestas en el sector del domo de Yauli y siguiendo el eje de la Cordillera Oriental. El Cretácico (Jaillard, 1990) se inicia con sedimentos de la Formación Oyón, sobre el que yacen discordantemente, de manera regional, facies deltaicas del Grupo Goyllarisquizga, seguido de facies tidales de la Formación Pariahuanca y depósitos carbonatados de las formaciones Chulec y Pariatambo, y de la gran plataforma carbonatada epicontinental de la Formación Jumasha (Fig. 1a).

En el sector oriental, la sucesión sedimentaria (Mégard, 1978; Cobbing et al., 1996; Ángeles, 1999) corresponde a un gran desarrollo de unidades del Paleozoico (Formación Excelsior y Grupo Mitu), sobre las que yace el Triásico-

Jurásico (Grupo Pucara). Las unidades litoestratigráficas del Cretáceo (Grupo Goyllarisquizga y las formaciones Pariahuanca, Chulec, Pariatambo, Jumasha, y Celendín), que afloran entre Cerro de Pasco y Huayllay, presentan espesores reducidos.

La inversión tectónica de todo este sistema dio lugar a la formación de la cuenca de antepaís en donde se depositó

la Formación Casapalca en el sector sur (Jacay et al., 2000) y la Formación Chota en el sector norte (Mourier, 1988). Del mismo modo, este sistema corresponde a la línea de emplazamiento de amplios centros volcánicos que han dado lugar a unidades volcánicas que toman diferentes nombres según las zonas, como volcánicos Sacsacero, Millotingo, Grupo Rímac, Grupo Calipuy, entre otros.

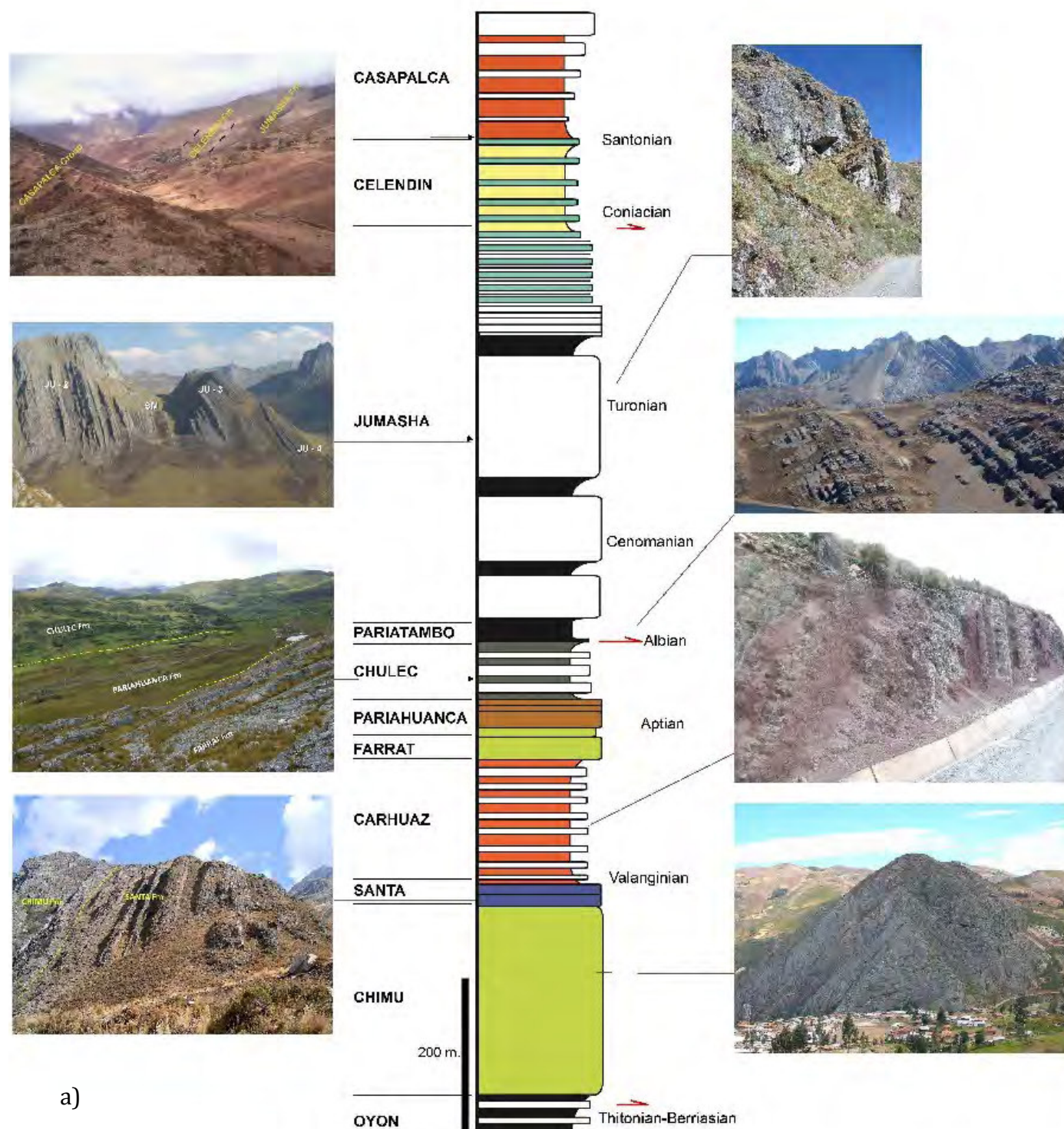


Figura 1. Estratigrafía de la sucesión mesozoica de la Cordillera Occidental.

3. Estilo estructural

En un corte oeste-este de la Cordillera Occidental, que es facilitado por la incisión de numerosos valles como los de Cañete, Rímac, Chillón, Pativilca, y otros menores (Fig. 1b), se puede observar una zonación tectónica que va desde el sector occidental hasta las altiplanicies.

La zona interna (Huayhuash, Puajanca, La Viuda, Ticlio), que corresponde topográficamente a las partes más altas (sobre los 4000 msnm), deja aflorar secuencias mesozoicas correspondientes a las formaciones Chulec y Jumasha, que conforman pliegues apretados con fuerte cizallamiento tectónico y replegamiento disarmónicos, que estructuran cabalgamientos muy locales favorecidos

por niveles incompetentes generalmente intra-Jumasha (Romani et al, 1983; Ángeles, 1987; Scherrenberg, 2008; entre otros). En algunos segmentos de esta zona, al parecer, las unidades más antiguas involucradas en la deformación corresponden al Paleozoico, como se les observa en la región del Domo de Yauli. El contacto entre las unidades cabalgantes de las zonas internas es transpresivo en algunos casos, lo que es favorable para el emplazamiento de stocks graníticos (ejemplo: Chungar). La zona de transición a la zona externa presenta pliegues con eje de charnela cercano a la vertical, o ligeramente inclinado al este: esta zona corresponde al inicio de la cuenca de antepais de las capas rojas del Cretácico Superior-Paleógeno.

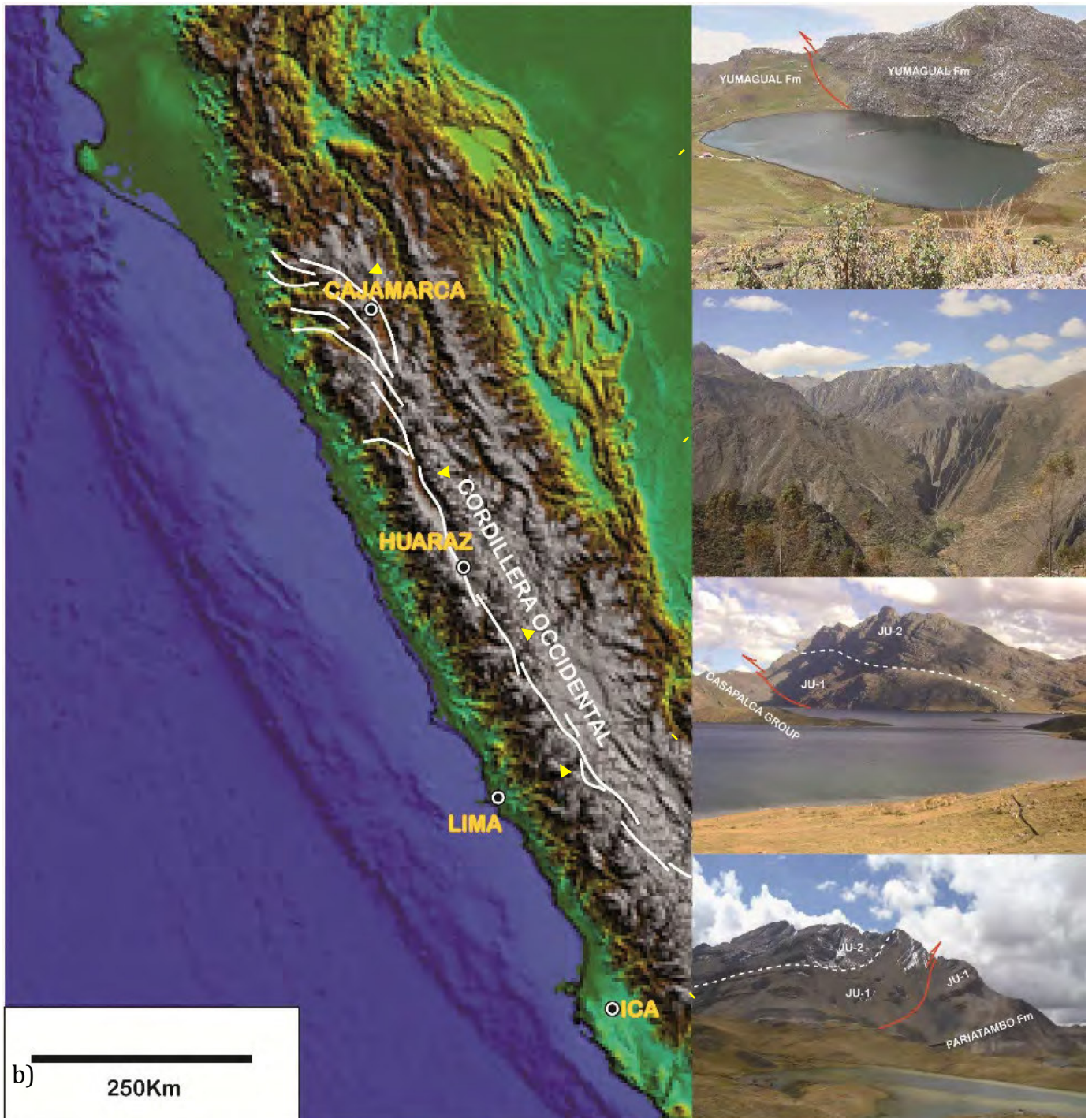


Figura 2. Ejemplos de deformación por inversión tectónica a lo largo de la Cordillera Occidental.

El nivel de despegue para las unidades estratigráficas inferiores se ubica en las lutitas carbonosas de la Formación Oyón, mientras que los despegues de inversión superior son las lutitas negras de la Formación Pariatambo. Asimismo se observa que la propagación de las fallas inversas hacia los niveles más superiores (cabalgamiento de las secuencias cretácicas sobre las capas rojas de la Formación Casapalca) se hizo sobre las margas lutáceas de la Formación Celendín, donde se observan al frente de las fallas inversas grandes escamas tectónicas que han sido arrastradas por los cabalgamientos, correspondiendo éstos a lentes alargados de la Formación Jumasha o de la Formación Pariatambo (ejemplo: minas Ragra).

La zona externa presenta una serie de pliegues bien desarrollados, estructurados en el Grupo Goyllarisquiza y en la Formación Jumasha. Son asociados a una tectónica de cabalgamientos de tipo antepaís, con vergencia al este. Dichos pliegues se pueden observar en los cañones del río Vizcarra, valle del río Yauli, y en la laguna Punrun, entre otros, conformando una serie de anticlinales y sinclinales en la zona externa que son afectados por un sistema de fallas inversas, a manera de *sequence of thrusting* (Boyer & Elliott, 1982; Butler, 1982). Estas secuencias de cabalgamientos inversos y plegamientos involucran estratos resistentes del Cretácico y tienen como nivel de despegue a las lutitas carbonosas de la Formación Oyón, el cual se propagó hacia niveles superiores en la Formación Celendín, conformando así mismo la llamada faja plegada y corrida, o zona imbricada de escamas, del Marañón (Wilson, 1963; Coney, 1971).

Otro sistema de cabalgamientos, desarrollado con vergencia al oeste, afecta a sucesiones del Cretácico Inferior, como los observados en el alto valle del Pativilca (Aquia), a sucesiones volcánicas cenozoicas de la parte alta del valle de Huaral y parte media superior del valle del Chillón, siendo el nivel de despegue las lutitas carbonosas de la Formación Oyón, las que configuran este estilo de inversión en el sector occidental.

4. Discusión

Estas descripciones corresponden a la sierra de los departamentos de Ancash, Lima, y Junín. Se observa una deformación disarmónica en secuencias carbonatadas del Cretácico Superior, la cual es asociada a un nivel de despegue en las lutitas de la Formación Pariahuanca. Esta deformación corresponde a un sistema de inversión-expulsión de hemigrábenes (Huayhuash, Puajanca, La Viuda).

El eje de la Cordillera Occidental se caracteriza por diversas estructuras tectónicas, como pliegues con planos axiales cercanos a la vertical y fuerte cizallamiento tectónico, los que son oblicuos de bajo ángulo o paralelos a los principales fallamientos inversos, e inyección de escamas tectónicas, mientras que el sector occidental se caracteriza por un sistema de pliegues asociado a fallamientos inversos con vergencia al oeste. En conjunto, estas características sugieren que corresponden al desarrollo de una gran estructura transpresiva.

Los cabalgamientos inversos y plegamientos en la zona

externa (entre el frente de corrimiento de la Cordillera Occidental y la región de las altiplanicies de Huayllay-Cerro de Pasco) conforman un sistema de fallas inversas, a manera de *sequence of thrusting* (Boyer & Elliott, 1982, Butler, 1982).

5. Conclusiones

Sucesiones sedimentarias que van desde el Paleozoico al Cuaternario afloran en la Cordillera Occidental del Perú central. Este orógeno fue estructurado a favor de niveles de despegue que están ubicados principalmente en unidades incompetentes como las formaciones Oyón (Berriasiano), Pariatambo (Albiano), y Celendín (Coniaciano).

Esta estructuración tectónica de la Cordillera Occidental se interpreta como una gran estructura transpresiva, con importantes inversiones tectónicas en el núcleo de la zona interna, seguido en la parte externa de una clásica faja plegada y corrida.

Referencias

- Ángeles, C. 1987. Les chevauchements de la Cordillère Occidentale par 12°15'S (Andes du Pérou central). Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 184 p.
- Ángeles, C. 1999. Los sedimentos cenozoicos de Cerro de Pasco: estratigrafía, sedimentación y tectónica. Sociedad Geológica del Perú, volumen jubilar nº 5, p. 103-118.
- Boyer, S.E., Elliott, D. 1982. Thrust systems. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, v. 66, p. 1196-1230.
- Butler, R.W.H. 1982. The terminology of structures of thrust belts. Journal of Structural Geology, v. 4, p. 239-245.
- Cobbing, J., Quispesivana, L., Paz, M. 1996. Geología de los cuadrángulos de Ambo, Cerro de Pasco, y Ondores. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 77, 105 p.
- Coney P.J. 1971. Structural evolution of the Cordillera Huayhuash, Andes of Peru. Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 1863-1884.
- Jacay, J. 2000. Evolución tectono-sedimentaria de la margen andina: El Cretáceo Superior del Perú central y septentrional. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v., 90, p. 43-68.
- Jaillard, E. 1990. Evolución de la margen andina en el norte del Perú desde el Aptiano superior hasta el Senoniano. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 81, p. 3-13.
- Kobe, H. 1986. Apuntes sobre el Paleozoico en el Domo de Yauli. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 76, p. 35-44.
- Mégard, F. 1978. Estudio geológico de los Andes del Perú Central. Boletín del INGEMMET, Serie D: Estudios especiales, v. 8, 227 p.

- Mourier, T. 1988. La transition entre Andes marginales et Andes cordilléraises à ophiolites: Évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba (3°S-8°S, Nord-Pérou-Sud-Équateur). Thèse de doctorat, Université Paris XI, 275 p.
- Romani, M., Núñez del Prado, H., Ángeles, C. 1983. Estudio tectónico detallado de la zona Uchucchacua-Hacienda Otuto. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 71, p. 307-320.
- Rosas, S., Fontboté, L. 1995. Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. Sociedad Geológica del Perú, volumen jubilar Alberto Benavides, p. 279-309.
- Scherrenberg, A.F. 2008. Structural framework of mineralisation, Marañón fold-thrust belt, Peru. Ph.D. dissertation, The University of Queensland, Australia, 232 p.
- Wilson, J.J. 1963. Cretaceous stratigraphy of the central Andes of Peru. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 1-3.



Cartografiado e interpretación estructural del sector norte del Morro Solar, departamento de Lima, Perú

**Luis Ayala, Edward Cuipa, Carlos Roselló, Wilson López,
Paola Llamoca, Nataly Gutiérrez, y Rossella Mendoza**

Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Av. Venezuela, cd. 34/sn, Lima, Perú (layalacz@gmail.com)

1. Introducción

El área de estudio se ubica en la provincia de Lima, a lo largo de la costa central del Perú (Fig. 1A), y más precisamente en el distrito de Chorrillos perteneciente a la ciudad de Lima Metropolitana (Fig. 1B). Los afloramientos estudiados comprenden el sector norte del promontorio rocoso conocido como Morro Solar.

Las estructuras que afectan a los estratos sedimentarios del Grupo Morro Solar en la localidad homónima constituyen elementos importantes para entender la tectónica ocurrida a finales del Cretáceo en la costa central del Perú. Trabajos de índole cartográfica, como los de Bellido et al. (1948) y Fernández-Concha (1958), mostraron que las estructuras de mayor amplitud en dicha localidad corresponden a fallas normales de dirección NE-SO y N-S. Inspirado en estos trabajos y debido a la falta de actualización de información cartográfica desde aquel tiempo, se ha visto conveniente realizar el cartografiado litoestratigráfico y estructural a escala 1/5,000, con énfasis en el estudio microtectónico (Angelier, 1984; Marret & Allmendinger, 1990) a lo largo de las formaciones Salto del Fraile y La Herradura mediante la medición de orientaciones en planos y estrías en superficies de falla así como en los flancos de pliegues. Los datos obtenidos a partir de estas mediciones se han procesado a través de estereogramas (De Vicente et al., 1992; Allmendinger et al., 2012) que permiten el cálculo de los esfuerzos principales para cada una de las estructuras estudiadas. Como resultado de este proceso, se ha establecido que la deformación registrada en el área de estudio resultó de por lo menos dos eventos

indiferenciados de origen transtensional, que aún no se encuentran bien fechados. Sin embargo, los elementos estratigráficos existentes permiten asignarle tentativamente edades a mediados y fines del Cretáceo Superior.

2. Estratigrafía

La estratigrafía de esta parte de la provincia de Lima comprende las rocas pertenecientes a la cuenca mesozoica de Lima. Regionalmente, la secuencia sedimentaria berriasiana-valanginiana, denominada como Grupo Morro Solar (Fernández-Concha, 1958), sobreyace a la secuencia volcánica kimmeridgiana-titoniana del Grupo Puente Piedra (Rivera, 1951; Romero et al., 2007), e infrayace a la secuencia calcárea hauteriviana-albiana correspondiente a la Formación Pamplona (Rivera, 1951).

Tanto el Grupo Morro Solar como la Formación Pamplona contienen sills andesíticos que están afectados por fallamientos normales. Para el caso de la primera unidad litoestratigráfica, no se tienen estudios que confirmen una edad precisa de estos sills. Mientras que para la segunda, los distintos cuerpos subvolcánicos que se emplazan en dicha unidad se encuentran relacionados a un enjambre de diques del Cretáceo medio (Vidal, 1990). Del mismo modo, uno de estos cuerpos, que intruye a la Formación Pucusana (equivalente en tiempo a la Fm Pamplona) se dató por ^{40}Ar - ^{39}Ar en 91.9 Ma (Romero et al., 2005). Asumiendo que los sills andesíticos que

intruyen al Grupo Morro Solar forman parte de un mismo evento volcánico que sucedió en el Cretáceo medio a superior, se puede asumir que las estructuras que afectan

a los afloramientos en el área de estudio tengan un intervalo definido entre el Cretáceo superior y probablemente, el Paleógeno inferior.

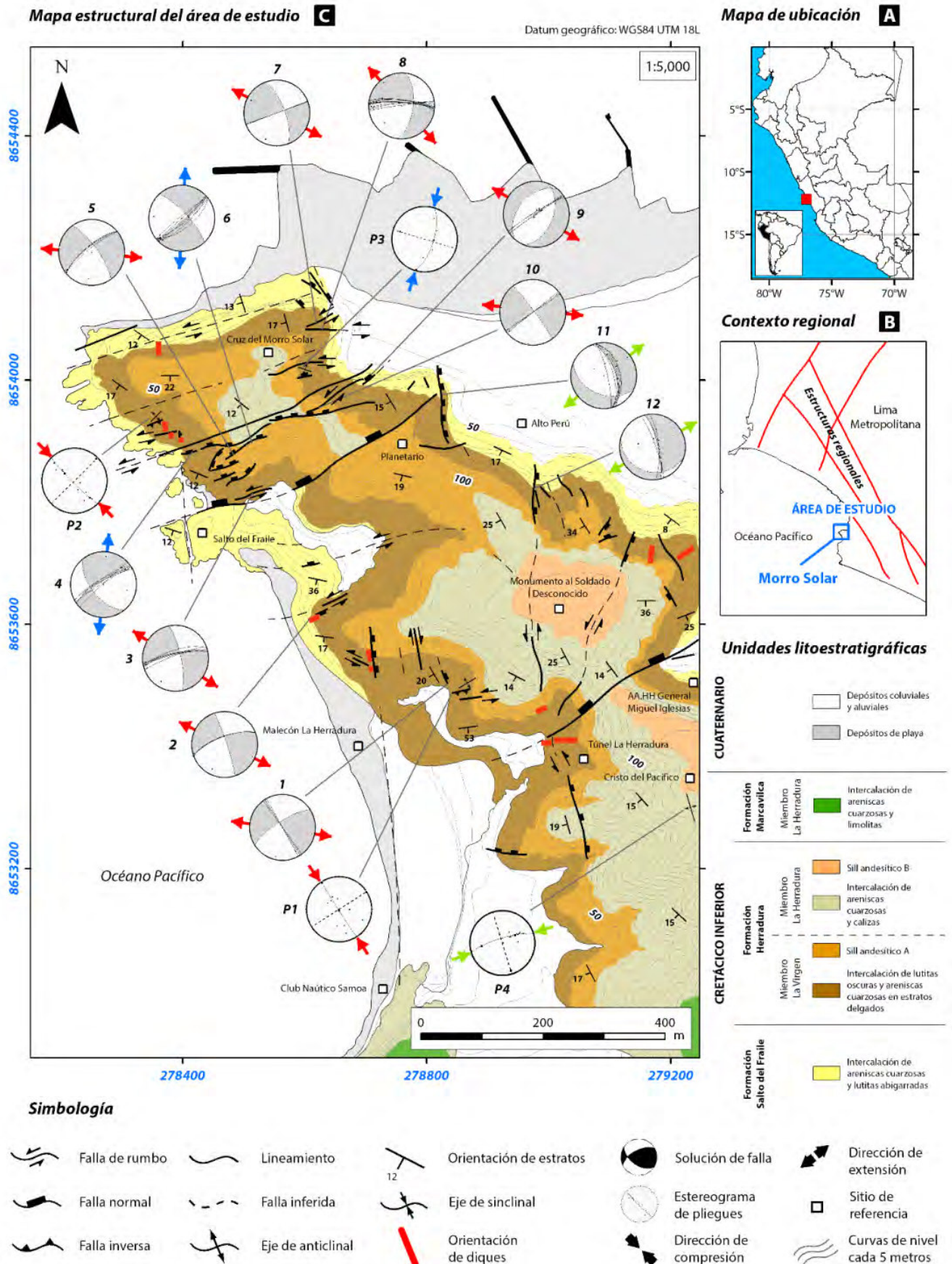


Figura 1. Mapa litoestratigráfico y estructural del sector norte del Morro Solar. El procesamiento de la información estructural de campo ha sido elaborado en los programas Faultkin® y Stereonet® (Allmendinger, 2014).

Tabla 1. Tabla ilustrando algunas de las estaciones microtectónicas realizadas en las fallas y pliegues cartografiados.

A-Mediciones estructurales de fallas

E	N	Estación	Rumbo	Buzamiento	Pitch (cabecero)	Cinemática	Número de estrias medidas	σ1		σ2		σ3	
								Tendencia	Inmersión	Tendencia	Inmersión	Tendencia	Inmersión
278835	8653502	1	144° 151°	90° 90°	16°S 14°S	DxNx DxNx	2	193.50	10.60	327.70	74.90	101.50	10.60
278609	8653607	2	69° 70°	71°N 70°N	3°S 9°S	Sx Sx	2	207.10	17.80	356.90	69.60	114.00	9.60
278512	8653815	3	72° 77° 69° 79° 79°	70°N 81°N 83°N 77°N 79°N	16°S 11°S 15°S 16°S 12°S	SxNx SxNx SxNx SxNx SxNx	5	211.50	18.30	35.20	71.60	301.90	1.10
278413	8653883	4	55° 47° 62° 61° 58°	76°N 88°N 80°N 76°N 86°N	31°N 32°N 25°N 26°N 40°N	DxNx DxNx DxNx DxNx DxNx	5	103.40	27.80	251.10	58.00	5.60	14.50

B-Mediciones estructurales de pliegues

E	N	Estación	Rumbo	Buzamiento	Número de flancos de pliegues medidos	Orientación del círculo mayor (*)	
						Rumbo	Buzamiento
278843	8653495	P1	1° 24° 28° 45° 72° 74° 61° 98° 81°	26°N 67°N 33°S 30°S 43°N 65°N 36°S 42°N 27°S	9	147.30	87.90

Tipos de falla

- Nx Normal
- Sx Rumbo sinistral
- Dx Rumbo dextral
- NxSx Normal de componente sinistral
- NxDx Normal de componente dextral
- DxNx Dextral de componente normal
- SxNx Sinistral de componente normal

Tipos de esfuerzos

- σ1 Esfuerzo compresivo máximo
- σ2 Esfuerzo compresivo intermedio
- σ3 Esfuerzo compresivo mínimo

Datum geográfico: WGS84 UTM 18L

(*) Círculo mayor que contiene a todos los polos de los flancos medidos

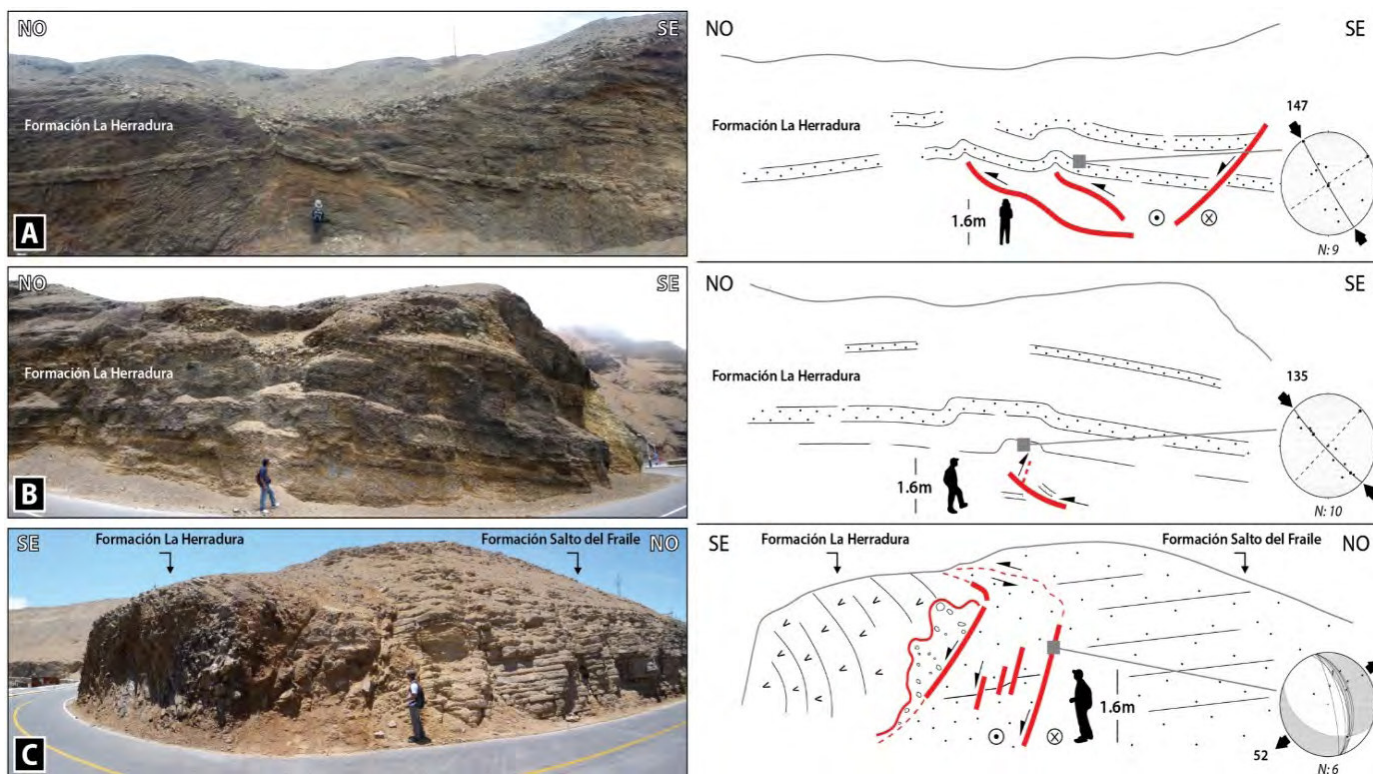


Figura 2. Algunos *sketchs* de campo interpretados. A (estación P1): aparentes pliegues por propagación de fallas con vergencia hacia el NO. B (estación P2): pliegue *en coffre*; a la base se observa una falla inversa y un retrocabalgamiento afectando discontinuamente a los niveles superiores. C (estación 11): falla normal que pone en contacto las Fms Salto del Fraile y Herradura. Para los casos P1 y P2, las fallas inversas observadas se forman a partir del reacomodo tectónico ocurrido en la base de fallas normales lítricas.

3. Descripción y cinemática de estructuras

En el área de estudio, el Grupo Morro Solar está conformado por 3 unidades concordantes: Formación Salto del Fraile, Formación La Herradura (miembros La Virgen y La Herradura), y Formación Marcavilca (miembros Morro Solar, Marcavilca, y La Chira). Entre el Club de Regatas "Lima" y el Cristo del Pacífico (Fig. 1C) se observa que el sistema de estructuras principales NE-SO desplaza sinistralmente a diques y sills andesíticos, y que éste, a su vez, es cortado por un segundo sistema N-S. Estos sistemas siendo conformados por estructuras menores, se han realizado 16 estaciones microtectónicas a lo largo de éstas. De estas 16 estaciones, 12 se han medido en fallas (estaciones 1 a 12) y 4 en pliegues (estaciones P1 a P4) dentro de la intercalación de areniscas y lutitas pertenecientes a las formaciones Salto del Fraile y La Herradura, que se encuentran afectadas por sills y cuerpos subvolcánicos.

Los datos estructurales obtenidos en fallas (Fig. 2A) muestran que las estructuras medidas en las estaciones 1, 2, 3, 5, 7, 8, y 10, por una parte, así como en las estaciones 4 y 6, por otra parte, corresponden a estructuras transcurrentes (*pitch* promedio < 30°) relacionadas a esfuerzos extensionales (σ_3) NO-SE y N-S, respectivamente.

Las mediciones obtenidas en las estaciones 9, 11, y 12 corresponden a estructuras netamente normales (*pitch* promedio > 60°) cuyo σ_3 es NE-SO.

Por otra parte, la distribución uniforme de los polos de los flancos de los pliegues (Fig. 2B), graficada en estereogramas, indica que P1 y P2 (pliegues *en coffre*) así como P3 corresponden a pliegues cilíndricos relacionados a esfuerzos locales cuyas compresiones son NO-SE y N-S, respectivamente.

Por último, la estación P4 corresponde a un pliegue de tipo cónico cuyos polos se sitúan hacia un lado del estereograma asociado a un eje compresivo local NE-SO.

Estas observaciones permiten apreciar 3 grupos de esfuerzos principales. El primero está representado por las estaciones 1, 2, 3, 5, 7, 8, 10, P1, y P2 (grupo 1: esfuerzos NO-SE, en rojo en la Figura 1); el segundo, por las estaciones 4, 6, y P3 (grupo 2: esfuerzos N-S, en azul en la Figura 1); y el tercero, por las estaciones 9, 11, 12, y P4 (grupo 3: esfuerzos NE-SO, en verde en la Figura 1). En conjunto, de estos datos se deduce que los grupos 1 y 2 se hallan relacionados al sistema de estructuras principales NE-SO, mientras que el grupo 3 al de orientación N-S.

4. Interpretación y conclusiones

Por ser el sistema de estructuras principales N-S posterior al de orientación NE-SO, y puesto que ambos están relacionados a direcciones de esfuerzos distintos, se puede inferir la existencia de dos eventos tectónicos.

El primero, de dirección NO-SE, representa una transurrencia sinistral que desplazó a los diques andesíticos N-S, y que posteriormente dio lugar a pliegues simétricos (Fig. 3A y 3B) generados en la base de fallas normales listricas NE-SO, de corto desplazamiento, pertenecientes al grupo 1, con posible formación de un

roll-over. Análoga- y simultáneamente, se generaron las estructuras del grupo 2, cuyos esfuerzos N-S representan variaciones locales en la orientación del esfuerzo principal (NO-SE) debido al movimiento de las estructuras mayores que las limitan.

El segundo, de dirección NE-SO, estuvo ligado a una extensión que generó fallas normales (Fig. 3C) y pliegues superpuestos pertenecientes al grupo 3. Este tipo de pliegues está evidenciado por la rotación de sus polos observada en la correspondiente estación P4.

De esta manera se concluye que las estructuras analizadas en el área de estudio brindan indicios de un régimen transtensional, que visto regionalmente habría estado asociado a una zona de transurrencia NO-SE marcada por al menos 2 eventos de edad indiferenciada, cuya cinemática dextral y sinistral posterior ocurrieron durante un intervalo probablemente comprendido entre el Cretáceo Superior y el Paleógeno inferior.

Agradecimientos

Los autores extienden su agradecimiento a los Ph.D. Gonzalo Zamora, Ph.D. José Macharé, MSc. Javier Jacay, Ing. Luis Cerpa, Ing. César Chacaltana, e Ing. Agapito Sánchez por la revisión, observaciones, y sugerencias realizadas para la mejora del presente manuscrito.

Referencias

- Allmendinger, R.W. 2014. FaultKinWin 7.2.7 and Stereonet 9.1: Programs for analyzing fault slip data and folds for Windows™ computers. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs>
- Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D. 2012. Structural geology algorithms: Vectors & tensors. Cambridge University Press, 289 p.
- Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, v. 89 (B7), p. 5835-5848.
- Bellido, E., Fernández-Concha, J., Castro, L. 1948. Mapa geológico de Barranco. Instituto Geológico del Perú.
- De Vicente, G., Muñoz, A., Giner, J.L. 1992. El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del análisis poblacional de fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, v. 5.
- Fernández-Concha, J. 1958. Geología del Morro Solar. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 33, p. 3-50.
- Marrett, R.A., Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, v. 12, p. 973-986.
- Rivera, R. 1951. La fauna de los estratos Puente Inga. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 22, 53 p.
- Romero, D. 2007. La cuenca cretácica superior-paleocena del Perú central: Un metalotecto para la exploración de SMV. Tesis de maestría, Máster internacional, red DESIR, Lima, p. 13-34.

Romero, D., De La Cruz, O., Rossell, W. 2005. Nueva datación ^{40}Ar - ^{39}Ar de la Formación Pucusana como aporte a la interpretación paleogeográfica (Hauteriviano-Albiano inferior) de la costa del Perú

central. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 100, p. 7-19.

Vidal, C. 1990. El enjambre de diques San Bartolo, Lima. Boletín Sociedad Geológica del Perú, v. 81, p. 55-62.



Evidencia de reactivación e inversión tectónica en el antearco, noreste de San Juan de Marcona, provincia de Nazca

Walter Ccallo, Daniel Torres, Alan Santos, y Dante Soberón

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, apartado 889, Lima 41, Perú (wccallo@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

El área de estudio está ubicada al suroeste del Perú, en el departamento de Ica y al este del distrito de San Juan de Marcona (Fig. 1). Se considera tradicionalmente que la tectónica en los Andes Centrales estuvo relacionada a la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana, cuya convergencia tiene actualmente una velocidad de 75 mm/año y una orientación $\sim N077^\circ$ (DeMets et al., 1990).

El antearco del sur del Perú, donde se ubica la zona de estudio, se caracteriza por la subducción de la dorsal asísmica de Nazca, que tiene más de 1000 km de longitud, 200 km de ancho, una elevación de 1500 m por encima del entorno del fondo oceánico, y una dirección de desplazamiento promedio de $\sim N042^\circ$. La subducción de la dorsal de Nazca bajo la margen peruana comenzó en el Mioceno (~ 11.2 Ma; Hampel, 2002) y ha migrado lateralmente hacia el sur a lo largo de la costa peruana hasta su posición presente (von Huene et al., 1996).

Del Eoceno superior (~ 40 Ma) al Mioceno-Plioceno, la zona de estudio fue el lugar de desarrollo de la cuenca de antearco de Pisco (Rüegg, 1956; Macharé, 1987; Dunbar et al., 1990; Brand et al., 2011). Desde el Plioceno superior, el registro estratigráfico y la evolución geomorfológica (desplazamientos secuenciales hacia el oeste de la costa) indican que la cuenca Pisco emergió por movimientos de levantamiento. Estos fenómenos estarían relacionados con la última compresión y levantamiento andino (Sébrier et al., 1985, 1988; Macharé & Ortlieb, 1992). Sin embargo, en la zona no se cuenta con estudios específicos de microtectónica para aclarar la dinámica de los movimientos tectónicos eocenos a miocenos.

En la zona de estudio, el sistema estructural es complejo: presenta fallas en diferentes direcciones, que afectan a

diferentes unidades litoestratigráficas, en su mayoría de edad proterozoica y paleozoica, como el Complejo Basal de la Costa (~ 1800 Ma; Loewy et al., 2004), las formaciones Chiquerio (932 ± 28 Ma; Chew et al., 2007) y Marcona (Paleozoico inferior), e intrusivos del batolito de San Nicolás (442.5 ± 12 Ma; Ries, 1976).

En ese sentido, en el proyecto GR18A cartografiamos el cuadrángulo de San Juan de Marcona a escala 1:25,000 y realizamos 14 estaciones de microtectónica para poder interpretar estructuras que controlaron la formación de depósitos minerales, cuerpos intrusivos y diques, y la geomorfología. El objetivo principal de este trabajo es entender cuándo y cómo se formó la falla Tunga en el antearco de los Andes del sur del Perú (Fig. 1).

2. Metodología

El término "inversión", que se refiere a una cuenca invertida, fue usado por primera vez por Glennie & Boegner (1981), aunque cuencas invertidas han sido reconocidas desde muchos años antes (e.g., Lamplugh, 1920; Stille, 1924).

La metodología usada en el presente trabajo fue descrita por Cooper et al. (1989) (Fig. 2). Se considera que los requerimientos estructurales para una inversión son:

(1) el desarrollo de una cuenca extensional y su relleno por una sucesión estratigráfica;

(2) un cambio significativo en la dirección de los esfuerzos regionales, provocando una la extensa reactivación de las fallas preexistentes y produciendo el levantamiento de la pared colgante en lugar de la caja piso (Fig. 2).

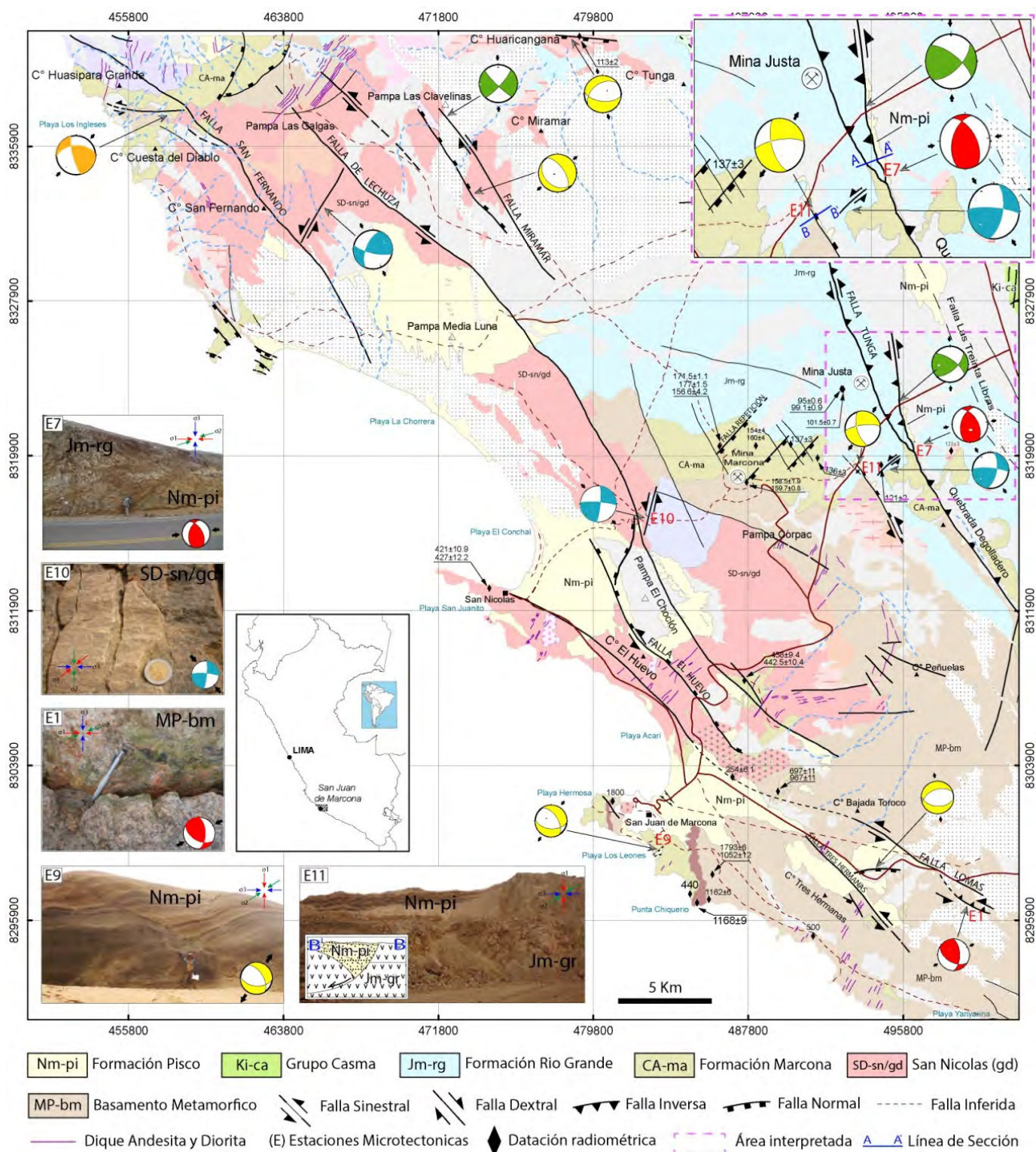


Figura 1. Mapa geológico estructural con las unidades litológicas y la ubicación de las estaciones microtectónicas. La ubicación de las fotos se indica con la letra E y número respectivo.

3. Descripción e interpretación de estructuras

3.1. Falla Tunga: descripción

La falla Tunga es una de las fallas más notables de la zona de estudio. Aflora en particular en el corte de la carretera Nazca-San Juan de Marcona, unos ~5 km al oeste de la vía Panamericana. La traza de la falla es paralela a la quebrada Degolladero (Fig. 1: E7). Estudios

anteriores mencionaron que esta falla presenta características de falla normal y que se extiende por el noroeste hasta las cercanías de Pisco, separando la depresión preandina de la Cordillera de la Costa (Caldas, 1978). Aquí evidenciamos que esta falla sufrió una reactivación e inversión total, en relación con la tectónica del antearco (Fig. 3).

3.2. Falla Tunga: interpretación

La falla Tunga se encuentra dentro de la cuenca Pisco oriental (activa entre ~45 y ~5 Ma; Dunbar et al., 1990), la cual fue controlada por una tectónica transtensional que generó una extensión oblicua responsable de la formación de numerosos grábenes (León et al., 2005). Se plantea que, en este contexto regional transtensional, la falla Tunga, de dirección NO-SE, empezó a formarse con movimiento normal y alto ángulo de buzamiento (Figs. 2 y 3a), afectando a las rocas volcano-sedimentarias de la Formación Río Grande y a la vez controlando la sedimentación de estratos de crecimiento de la Formación

Pisco (Mioceno-Plioceno) con dirección preferente noroeste.

La falla E11, que buza al SE con extensión N030°, es una falla paralela y sintética a la falla Tunga (Fig. 1: E11), pero se la interpreta como de poca profundidad y local por no presentar evidencia de reactivación. Debido a la migración hacia el sur de la dorsal de Nazca (Hampel, 2002), asumimos que la subducción de ésta por San Juan de Marcona empezó en el Plioceno, induciendo un régimen compresivo (N080°) que produjo la reactivación e inversión tectónica total de la falla Tunga y su desarrollo como retrocorrimiento (*backthrust*), con componente sinistral (Figs. 2: E7; 3b, 3c).

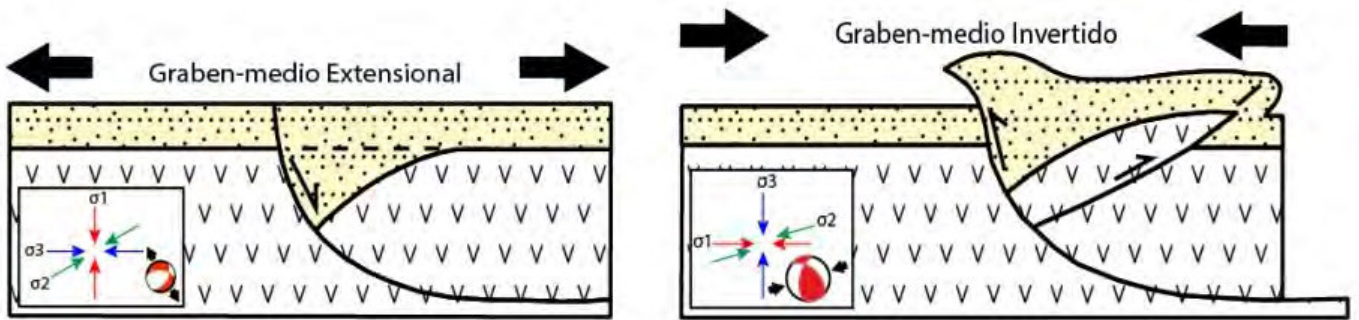


Figura 2. Desarrollo de un plano de falla durante una inversión con alto ángulo (modificado de Cooper et al., 1989).

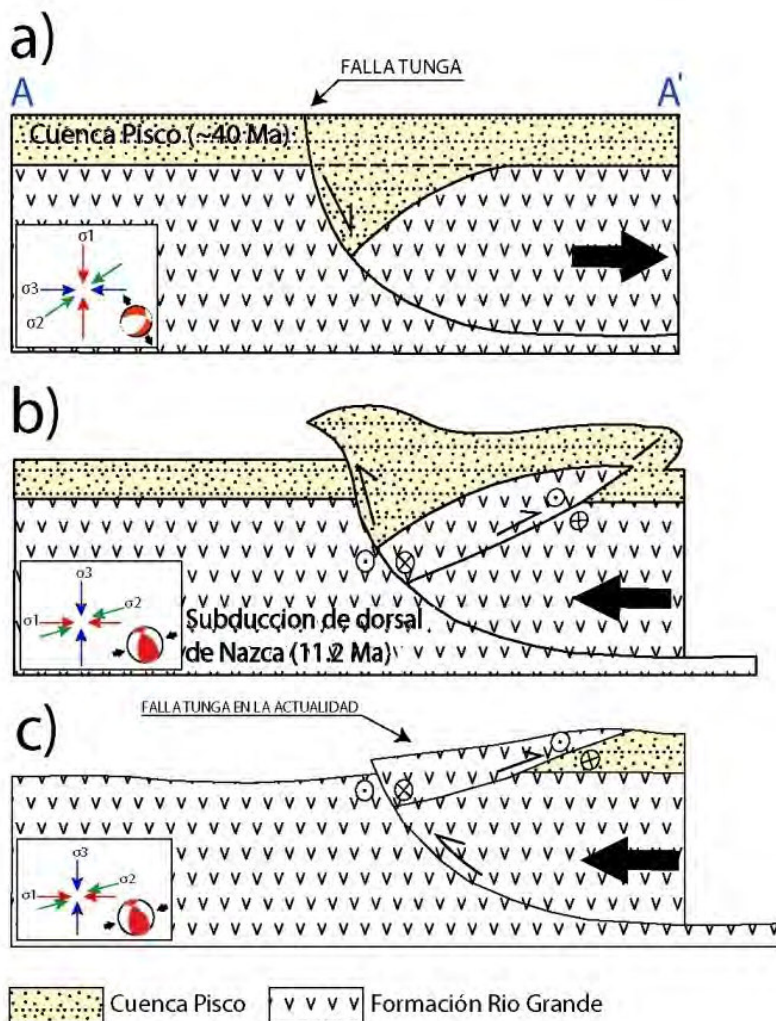


Figura 3. Esquema de evolución propuesto para la falla Tunga.

4. Conclusiones

La falla Tunga es una de las fallas más notables e importantes en la zona que se extiende al noreste de San Juan de Marcona. A estas latitudes, el antearco estuvo sometido a un régimen transtensional a partir del Eoceno superior (~40 Ma), que originó grábenes y resultó en la formación de la cuenca Pisco oriental. Este régimen fundamentalmente extensional controló la acumulación de estratos de crecimiento en la Formación Pisco hasta por lo menos el Mioceno medio a superior.

Sin embargo, la migración hacia el sur de la subducción de la dorsal asísmica de Nazca, que ahora se encuentra frente a la zona de San Juan de Marcona, resultó en un cambio drástico en los esfuerzos tectónicos en la zona de estudio. Por lo tanto asumimos que la instalación de la subducción de la dorsal de Nazca a la latitud de la zona de estudio indujo, más o menos a partir del Plioceno, un régimen compresional orientado ~N080°, produciendo la reactivación e inversión tectónica total de fallas normales preexistentes, y en particular de la falla Tunga como retrocorrimiento (*backthrust fault*), la cual queda como evidencia manifiesta de una reactivación e inversión tectónica en el antearco.

Referencias

- Brand, L., Urbina, M., Chadwick, A., Devries, T., Esperante, R. 2011. A high-resolution stratigraphic framework for the remarkable fossil cetacean assemblage of the Miocene/Pliocene Pisco Formation, Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 31, p. 414-425.
- Caldas, J. 1978. Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí, y Yauca. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 64.
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Kosler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Mišković, A. 2007. U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 697-711.
- Cooper, M., Williams, G., de Graciansky, P., Murphy, R., Needham, T., Paor, D., Stoneley, R., Todd, S. Turner, P., Ziegler, P. 1989. Inversion tectonics: A discussion. *Geological Society of London, Special Publications*, v. 44, p. 335-347.
- Demets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 425-478.
- Dunbar, R.B., Marty, R.C., Baker, P.A. 1990. Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 77, p. 235-261.
- Glennie, K., Boegner, P. 1981. Sole Pit Inversion Tectonics. In: ILLING, L. V. & HOBSON, G. D. (eds) *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe*. Institute of Petroleum, London, 110-120.
- Hampel, A. 2002. The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: A re-evaluation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 665-679.
- von Huene, R., Pecher, I., Gutscher M. 1996. Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. *Tectonics*, v. 15, p. 19-33.
- Lamplugh, G. 1920. Structure of the Weald and analogues tracts. *Quarterly Journal of the Geological Society*, v. 75, p. LXXIII-XCV (Anniversary Address of the President).
- León, W., Alemán, A., De La Cruz-Matos, O., Rosell, W. 2005. Elementos estructurales y evolución tectónica-sedimentaria de la cuenca Pisco oriental (antearco peruano). *Memorias, XII Congreso Latinoamericano de Geología*, Quito, 5 p.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N., Dalziel, I.W.D. 2004. An orphaned block: The Arequipa-Antofalla basement of the Central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 116, p. 171-187.
- Macharé, J., Ortlieb, L. 1992. Plio-Quaternary vertical motions and the subduction of the Nazca Ridge, central coast of Peru. *Tectonophysics*, v. 205, p. 97-108.
- Macharé, J. 1987. La marge continentale du Pérou: Régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes centrales. Thèse de doctorat, Université Paris XI, 391 p.
- Ries, A.C. 1976. Rb-Sr ages from the Arequipa Massif, southern Peru. *Annual Reports of the Research Institute of African Geology, University of Leeds*, v. 20, p. 74-77.
- Rüegg, W. 1956. Geologie zwischen Cañete und San Juan, 13°00'-14°27', Süd-Peru. *Geologische Rundschau*, v. 45, p. 775-856.
- Sébrier, M., Mercier, J.L., Mégard, F., Laubacher, G., Carey-Gailhardis, E. 1985. Quaternary normal and reverse faulting and the state of stress in the central Andes of south Peru. *Tectonics*, v. 4, p. 739-780.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J.-P. 1988. Tectonics and uplift in central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to Present. *Géodynamique*, v. 3, p. 85-106.
- Stille, H. 1924. *Grundfragen der vergleichenden Tektonik*. Brontrager, Berlin, 443 p.



Modelo de evolución geológica y tectónica al suroeste de la mina Hierro Acarí (Bella Unión, Caravelí, Arequipa)

Marco Contreras ¹, Carlos Moreno ², Marco Sapacayo ³, y Marco Serrano ⁴

Contactos:

¹: macontrerasf@gmail.com; ²: geologiacarlos@yahoo.es; ³: marcosapacayo@gmail.com; ⁴: marco.serrano@jinzhaoperu.com

1. Introducción

El área de estudio se encuentra ubicada dentro de la franja metalogenética de depósitos Fe-Cu-Au (IOCG-skarn) del Jurásico-Cretácico de la Costa sur del Perú, ~60 km al sur de la ciudad de Nasca; políticamente se encuentra en el distrito de Bella Unión, provincia de Caravelí, Región de Arequipa.

Geológicamente se encuentra ubicada en el distrito minero de Marcona, y dentro del área de estudio se encuentran los yacimientos Pampa de Pongo (con más de 3Gt @ 40 % Fe, y valores de Cu) y la mina paralizada Hierro Acarí (con 40 Mt @ 66 % Fe). Debido a la importancia de estos yacimientos, estudios geológicos son necesarios para su adecuada comprensión, así como la identificación de nuevos blancos exploratorios en el área. Por ello, en el presente trabajo se propone un modelo de evolución geológica y tectónica para el sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la Mina Hierro Acarí, basado en los estudios del contexto estratigráfico, magmático, y estructural del área (Contreras, 2014).

2. Marco geológico

2.1. Unidades

Los estudios estratigráficos, y de emplazamiento de rocas subvolcánicas y plutónicas, han definido 13 unidades litológicas, como se detalla en la Figura 1. Esas unidades incluyen (Contreras, 2014):

- gneis graníticos del Complejo Basal de la Costa, del Mesoproterozoico;
- diamictitas, tillitas, y calizas de la Formación Chiquerío, del Neoproterozoico;

- rocas dolomíticas, areniscas y dolomías, de la Formación Marcona, de posible edad Paleozoico Inferior(?);
- la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación Río Grande, del Jurásico Medio;
- calizas, areniscas, y conglomerados de la Formación Jahuay, del Jurásico Superior;
- areniscas y lutitas de la Formación Yauca, atribuidas al Cretácico Inferior;
- areniscas de la Formación Pisco, del Mioceno, y depósitos cuaternarios.
- Intrusivos subvolcánicos están representados por las andesitas porfíricas (ocoitas) de la unidad denominada Andesitas Tunga.
- Sills microdioríticos de probable edad Cretácico Inferior intruyen a las unidades pre-cenozoicas.
- Los plutones aflorantes (dioritas, cuarzo-dioritas, tonalitas a granodioritas) forman parte del Batolito de la Costa, de edad Cretácico Inferior a Superior.

2.2. Eventos tectónicos

Se han identificado cinco eventos tectónicos, predominantemente extensionales, que han controlado la sedimentación, el magmatismo, y la mineralización en el área. Los eventos iniciales generaron tres sistemas de fallas, que modelaron la configuración estructural inicial de la zona de estudio, y que fueron reactivados por los eventos posteriores, generando la configuración actual.

El primer sistema está compuesto por fallas transcurrentes sinestrales con componente normal, con rumbos NO-SE e inclinaciones que dependen de su ubicación en el sistema de horst y graben de dirección NE-SO (Fig. 1). Se generaron a inicios del Jurásico Medio; algunas fallas pre-jurásicas se reactivaron en este periodo.

Todas se reactivaron en el Mioceno medio.

El segundo sistema está compuesto por fallas normales, con rumbos ONO-ESE e inclinaciones al NE. Se unen al primer sistema de fallas, al cual su origen está ligado.

El tercer sistema está compuesto por fallas transcurrentes dextrales con componente normal, con

rumbos NE-SO e inclinaciones que dependen de la ubicación en el sistema de horst y graben de dirección NE-SO (Fig. 1). Se generaron a finales del Cretácico Inferior, antes de la mineralización en Pampa de Pongo. Posteriormente se reactivaron en el Eoceno (Contreras, 2014).

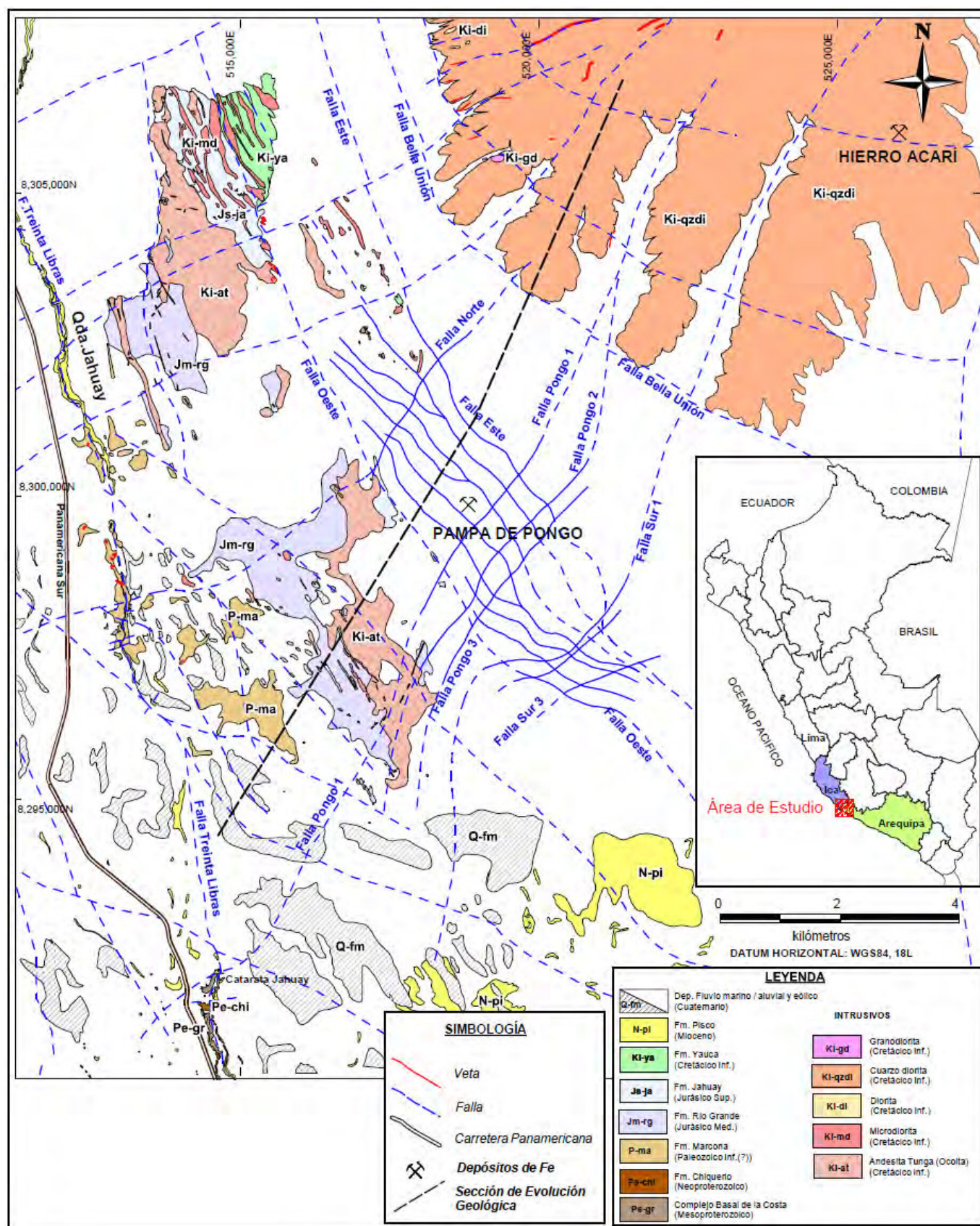


Figura 1. Mapa geológico del sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la mina Hierro Acari (según Contreras, 2014).

2.3. Controles de la mineralización

La Formación Marcona es el principal metalotecto en el yacimiento Pampa de Pongo. En la zona mineralizada, las dolomías son reemplazadas parcialmente por magnetita, serpentina, dolomita, y sulfuros de hierro, principalmente. Son posteriores al tercer sistema de fallas (antes de ser reactivado), al emplazamiento de los intrusivos subvolcánicos, y a los tres tipos de rocas plutónicas del Batolito de la Costa. La mineralización posiblemente fue originada por un posterior pulso magmático del Batolito de la Costa, no identificado, que podría ser una monzonita (Contreras, 2014).

3. Modelo de evolución geológica y tectónica

Los estudios estratigráficos y de emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos y plutónicos sugieren que la génesis y disposición de las diferentes unidades litológicas están íntimamente relacionadas con el contexto tectónico desarrollado durante los diferentes periodos geológicos que han sido reconocidos.

3.1. Proterozoico y Paleozoico

En el Proterozoico la región estuvo probablemente sujeta a varias fases de metamorfismo regional, produciéndose rocas de variadas facies, de las cuales sólo se conocen las de emplazamiento más profundo (gneis graníticos) debido a la denudación alcanzada. Estas rocas se consideran como parte del bloque alóctono del "macizo de Arequipa", que fue acretado al cratón Amazónico hace ~1000 Ma, y luego cubierto circunstancialmente por unidades más jóvenes (Carlotto et al., 2009).

En el Neoproterozoico el área se encontraba emergida y sujeta a condiciones de enfriamiento regional y probablemente de ambientes litorales, cuyos testigos son los tilloides y diamictitas de la formación Chiquerío. Al retirarse los casquetes de hielo, la acumulación de depósitos glaciares fue seguida por una deposición calcárea, formándose la Formación San Juan. A fines del Neoproterozoico o en el Paleozoico Inferior, las rocas ya formadas fueron modificadas por un nuevo ciclo orogénico, que metamorizó las rocas de la Formación San Juan. Posteriormente la zona levantada fue erosionada, y luego afectada por una transgresión, que dio lugar a la depositación de la Formación Marcona (Caldas, 1978).

Durante la deposición de la Formación Marcona, ocurrió un descenso relativo del nivel del mar, posiblemente debido a un levantamiento de la cuenca por factores tectónicos. En consecuencia se desarrolló una sedimentación clástica, evidenciada por el miembro intermedio de la formación, identificado en todo el distrito minero de Marcona. Posteriormente la subsidencia de la cuenca permitió la deposición de potentes paquetes de rocas calcáreas (Contreras, 2014).

3.2. Hiato entre Paleozoico y Mesozoico

Entre las formaciones Marcona y Río Grande existe un hiato estratigráfico, producto de los diferentes

movimientos tectónicos y ciclos de erosión. Unidades del Paleozoico Inferior al Jurásico Medio han sido erosionadas, por lo que se deduce que después de la culminación de la "tectónica tardiherciniana", la región se habría mantenido en condiciones sub-aéreas. Según Palacios (1995), desde Cusco hasta el Perú central la tectónica tardiherciniana se caracteriza por ocasionar levantamientos en bloques, a lo largo de fallas transcurrentes NO-SE, las que dieron lugar a la formación de fosas y pilares tectónicos. Al parecer este contexto tectónico también ocurrió en la zona de estudio, lo que originó el fallamiento en bloques dispuestos en escalón descendiente hacia el este, en las formaciones Chiquerío, Marcona, y otras unidades pre-mesozoicas superpuestas a las dos anteriores, que posteriormente fueron erosionadas, como se detalla en la Figura 2A (Contreras, 2014; la línea de la sección de evolución geológica está ubicada en la Figura 1).

3.3. Jurásico

Según Jaillard et al. (2000) y Chen (2013), a inicios del Jurásico Medio se desarrolló entre Ecuador y Chile un régimen tectónico dominado por transtensión sinistral, con vectores de esfuerzo orientados SE-NO, y extensión, con vectores SO-NE, que originó una fosa tectónica orientada SO-NE. Según Contreras (2014), este contexto generó en la zona de estudio fallas transcurrentes sinistral, con rumbos NO-SE (primer sistema de fallas). Los esfuerzos extensionales con vectores SO-NE, ocasionaron la formación de horsts y grábenes orientados NE-SO, generando la componente vertical normal del primer sistema de fallas, y la formación del segundo sistema de fallas. En esta nueva cuenca se inició una acumulación de flujos lávicos a brechosos, andesíticos y dacíticos, acompañados de sedimentos clásticos (Formación Río Grande). Luego se depositaron sedimentos calcáreos y clásticos, con dirección de aportes hacia el este (Formación Jahuay), y en las porciones superiores sedimentos areno-limosos (Formación Yauca), destacando un ambiente de acumulación clástica de margen de cuenca. Esta sedimentación concluyó en el Cretácico Inferior (Fig. 2B).

Las rocas volcánicas de la Formación Río Grande sugieren que el magmatismo fue intenso a inicios del Jurásico Medio. Brechas volcánicas hialoclastíticas verduscas y niveles calcáreos con presencia de corales sugieren un ambiente sedimentario marino somero, cercano a una zona litoral. Asimismo, frecuentes alternancias de grauvacas y calizas sugieren la proximidad de ciertas áreas positivas cercanas y de movimientos verticales en la cuenca (Contreras, 2014).

Es en este contexto que se emplazó la mineralización del depósito de Marcona, según Chen et al. (2010).

Las condiciones de depositación de la Formación Jahuay fueron algo similares a las que predominaron en la sedimentación de la Formación Río Grande, aunque su naturaleza principalmente conglomerática, sin embargo con intercalaciones calcáreas presentando fósiles arrecifales, sugiere un ambiente terrestre cercano a la línea de costa, y posiblemente oscilaciones del nivel marino.

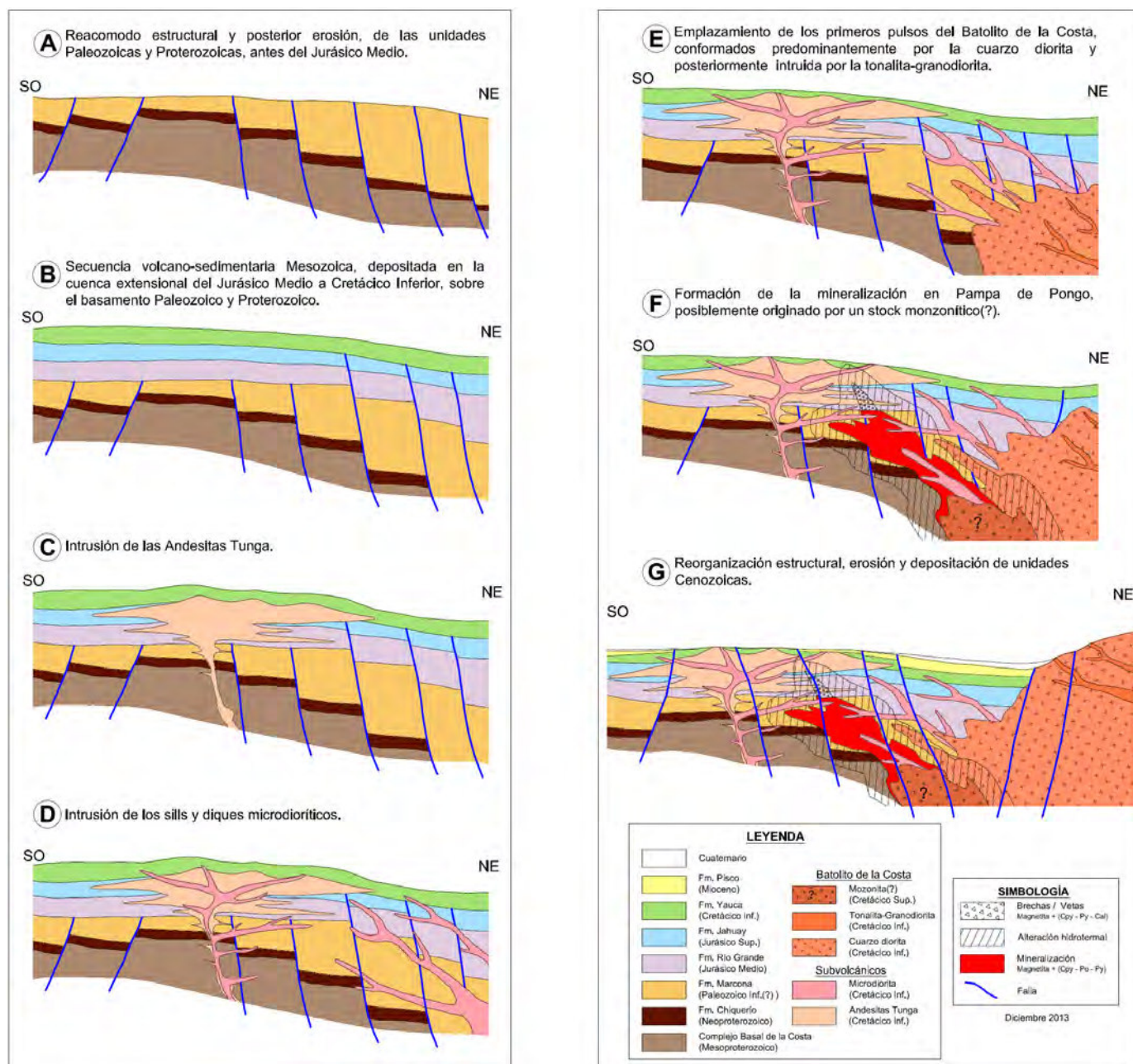


Figura 2. Modelo de evolución geológica y tectónica para el sector comprendido entre la quebrada Jahuay y la mina Hierro Acarí (según Contreras, 2014).

3.4. Cretácico

La sedimentación clástica de la Formación Yauca marca el cese de la depositación calcárea y el inicio de una acumulación de facies areno-arcillosas, reflejando probablemente un levantamiento de la cuenca, y posiblemente cambios climáticos en las áreas emergidas (Contreras, 2014).

Posterior a la deposición de la Formación Yauca, se emplazaron los sills y pequeños stocks alargados que conforman las Andesitas Tunga, cortando a las unidades predecesoras. En la zona de estudio, los stocks alargados son núcleos de lacolitos (Fig. 2C). En mapa esta unidad tiene una orientación NO-SE, que coincide con los rumbos de las fallas transcurrentes sinestrales, las cuales se generaron a inicios del Jurásico Medio (primer sistema de

fallas).

Luego del emplazamiento de las Andesitas Tunga, se emplazó un sistema de sills de composición diorítica, cortando las unidades predecesoras; la orientación NO-SE de este nuevo sistema coincidiendo también con los rumbos de las fallas transcurrentes del Jurásico Medio (Fig. 2D). Sin embargo, algunos diques andesíticos asociados a los sills dioríticos tienen direcciones oblicuas a los anteriores; por lo tanto, estas estructuras estarían indicando el inicio de un contexto tectónico diferente al que fue iniciado en el Jurásico Medio (Contreras, 2014).

Entre el Barremiano y el Aptiano la convergencia entre las placas Phoenix y Sudamericana cambió de dirección, a NNE, lo que generó un contexto tectónico de transtensión

dextral, que fue acompañado de intenso magmatismo (Injoque, 2002; Polliand et al., 2005). Este contexto generó fallas transcurrentes dextrales con componente vertical normal (tercer sistema de fallas) con rumbos NE-SO, generando un sistema de horsts y grábenes orientado NO-SE (Contreras, 2014).

En el Aptiano a Albiano continuó la transtensión dextral. A mediados del Albiano se inició aparentemente un régimen compresivo, así como el emplazamiento del Batolito de la Costa (Fig. 2E). Es durante este periodo que se formaron los depósitos de Fe-Cu-Au (IOCG) de Raúl-Condestable, Eliana, Monterrosas, y Mina Justa (Chen et al., 2013).

En el yacimiento Pampa de Pongo y en la mina Hierro Acarí, la mineralización se desarrolló luego del emplazamiento de las dioritas, cuarzo-dioritas y tonalitas-granodioritas, que forman parte de los pulsos iniciales registrados en el Batolito de la Costa. Posiblemente un stock monzonítico(?), posterior a los mencionados y todavía no identificado, es el que originó la mineralización (Fig. 2F). En efecto, intrusivos monzoníticos afloran 15 km al NE de la zona de estudio (Contreras, 2014).

3.5. Cenozoico

La Formación Yauca no se encuentra sobreyacida por unidades del Cretácico Superior ni del Paleógeno, posiblemente debido a que la región se encontraba en condiciones subaéreas en estas épocas. Posteriormente, en el Eoceno la distensión estuvo orientada NO-SE (Macharé, 1978) y se originaron horsts y grábenes, reactivándose las fallas de rumbo NE-SO (fallas del tercer sistema). Durante este intervalo de tiempo se depositaron los mayores espesores de sedimentos de la Formación Pisco.

Posteriormente, durante el Mioceno Medio la distensión fue NNE-SSO (Macharé, 1987) y en consecuencia se reactivaron los horsts y grábenes del Jurásico Medio, activándose las fallas sinestrales de rumbo NO-SE (primer sistema de fallas), que modelaron finalmente la configuración estructural en Pampa de Pongo (Fig. 2G).

Durante el Plio-Pleistoceno, el levantamiento tectónico asociado con la subducción de la Dorsal de Nazca debido a su migración al sur (Macharé et al., 1986) dio origen a la formación de abanicos aluviales, distribuidos en numerosas terrazas. Posteriormente el frente andino sufrió un basculamiento hacia el oeste por efecto de un fallamiento gravitacional a lo largo de la Depresión Ica-Nasca. La Cordillera de la Costa quedó levantada en forma de un enorme horst, hasta que por fin tomó el perfil actual (Caldas, 1987). Durante el Cuaternario reciente, el relieve fue levemente modificado por la acción eólica.

4. Conclusiones

El modelo de evolución geológica presentado ha identificado cinco eventos tectónicos extensionales: tres anteriores a la mineralización en Pampa de Pongo y Hierro Acarí, y dos posteriores a la mineralización de los mismos:

- El primer evento fue pre-Jurásico.

- El segundo evento se desarrolló a inicios del Jurásico Medio. En este periodo se generaron el primer y segundo sistemas de fallas.

- El tercer evento se desarrolló a finales del Cretácico Inferior. En este periodo se generó el tercer sistema de fallas.

- El cuarto evento se desarrolló en el Eoceno, reactivando el tercer sistema de fallas.

- El quinto evento se desarrolló en el Mioceno Medio, reactivando el primer sistema de fallas.

El principal metalotecto en Pampa de Pongo es la Formación Marcona. En la zona mineralizada las dolomías son reemplazadas parcialmente por magnetita, serpentinas, dolomita, y sulfuros de hierro, principalmente. Son posteriores al tercer sistema de fallas (antes de la reactivación de éste) y al emplazamiento de los intrusivos identificados. La mineralización posiblemente fue originada por un pulso magmático en el Batolito de la Costa, todavía no identificado, que podría haber sido de composición monzonítica.

Referencias

- Caldas J. 1978. Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí, Yauca. Boletín del INGEMMET, Seria A: Carta Geológica Nacional, v. 30, 78 p.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Díaz, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, T., Lu, S., Cueva, E. 2009. Dominios geotectónicos y metalogenéticos del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 103, p. 1-89.
- Chen, H., Clark, A.H., Kyser, T.K., Ullrich, T.D., Baxter, R., Chen, Y., Moody, T.C. 2010. Evolution of the giant Marcona-Mina Justa iron oxide-copper-gold district, south-central Peru. *Economic Geology*, v. 105, p. 155-185.
- Chen, H., Cooke, D.R., Baker, M. J. 2013. Mesozoic iron oxide copper-gold mineralization in the Central Andes and the Gondwana Supercontinent Breakup. *Economic Geology*, v. 108, p. 37-44.
- Contreras, M. 2014. Definición del contexto estratigráfico, magmático y estructural del yacimiento Pampa de Pongo para construir el modelo geológico y tectónico (Bella Unión, Caravelí, Arequipa). Tesis de grado, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú, 167 p.
- Injoque, J. 2002. Fe oxide-Cu-Au deposits in Peru: An integrated view. In: Porter, T.M. (ed.), *Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective*, Volume 2. PGC Publishing, Adelaide, p. 97-113.
- Jaillard, E., Hérial, 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., Milani, E.J., Filho, T.A., Campos, D.A., *Tectonic evolution of South America*. 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 481-559.

- Macharé, J., Sébrier, M., Huamán, D., Mercier, J.-L. 1986. Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, v. 76, p. 45-77.
- Macharé, J. 1987. La marge continentale du Pérou: régimes tectoniques et sédimentaires cénozoïques de l'avant-arc des Andes Centrales. Thèse doctorale, Université Paris XI, Orsay, Francia, 391 p.
- Palacios, O. 1995. Geología histórica y evolución tectónica. In: Palacios, O., Chacón, N., Sánchez, A., León, W., Canchaya, S., Aranda A. (eds.), Geología del Perú. Boletín del INGEMMET, Serie A: Carta Geológica Nacional, v. 55, p. 15-44.
- Polliand, M., Schaltegger, U., Frank, M., Fontboté, L. 2005. Formation of intra-arc volcano-sedimentary basins in the western flank of the central Peruvian Andes during Late Cretaceous oblique subduction: Field evidence and constraints from U-Pb ages and Hf isotopes. International Journal of Earth Sciences, v. 94, p. 231-242.

**SGP**
FUNDADA 1924**Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Estructuras extensionales en un contexto transpresivo durante el Mioceno inferior: Compatibilidad dinámica en el sistema de fallas Nasca al oeste de Puquio, Ayacucho, Sur del Perú

Daniel E. Torres, Luis Muñoz, Luis Ayala, Luis Coba, Juan Martínez, y Luis CerpaInstituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú (dtorres@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

En márgenes continentales donde el vector de convergencia es oblicuo con respecto al contacto entre placas se genera una zona de deformación, en la cual coexisten cizalla simple y acortamiento horizontal paralelo y a través de ella, a esta deformación se le denomina transpresiva (Sanderson y Marchini, 1984; Tikoff y Teyssier, 1994). La evolución del Mioceno en la Cordillera Occidental del Sur del Perú está caracterizada por este tipo de deformación (Torres et al., 2010; Torres, 2011; Carlotto, 2013); cuyas estructuras de rumbo regionales han controlado la evolución geodinámica de diversas cuencas y altos estructurales (Carlotto et al., 2005); eg. Tinajani (Flores & Rodriguez, 1999); Descanso-Yauri (Cerpa & Meza 2001), Condorama (Torres, 2011), el umbral Cusco-Puno (Carlotto, 2002) y como en el caso de este estudio, una zona en extensión dominada por fallas normales y fallas de rumbo. El presente trabajo se basa en el cartografiado geológico, microtectónica en estrías de falla y pliegues, relaciones de corte de las fallas mayores y a las unidades litoestratigráficas identificadas en campo durante la actualización del cuadrángulo de Puquio que desarrolló el INGEMMET durante el año 2012, dentro del proyecto GR26 (ex-GR13), con lo cual se ha podido describir los principales rasgos y estilos estructurales del Sistema de Fallas Nazca (SFN) (Fig. 1) y su relación con la tectónica regional.

2. Marco geológico y tectónico del sistema de fallas Nasca (SFN)

La geometría global del SFN consiste de segmentos de rumbo oeste-noroeste (N110°) de decenas de kilómetros de largo, los cuales en algunos casos se traslapan entre sí; en estas zonas de traslape es común encontrar lineamientos geomorfológicos “en échelon” de orientación noreste (N40°) este arreglo espacial es similar a una estructura de tipo “step-over” transcurrente (Fig. 2A). En el área de estudio el SFN corta rocas volcánicas de las formaciones Tantará y Sacsacero del Eoceno- Oligoceno (Peo-c1 y Peo-c2 respectivamente), así como a tres unidades de depósitos de flujos piroclásticos pertenecientes a la secuencia volcánica Jolapata (Cerpa et al., 2013), Nm-jo/1, Nm-jo/2 y Nm-jo/3 que poseen edades Ar/Ar de 20.1 ± 0.1 Ma, 18.8 ± 0.1 Ma y de 18 ± 0.1 Ma respectivamente (Roperch et al., 2011) que suprayacen en leve discordancia angular a la Formación Castrovirreyna (Fig. 2A).

3. Descripción de las estructuras

El SFN está representado por dos fallas transcurrentes sinestrales, la Falla 1 y la Falla 2, las cuales interactúan entre sí generando un “restraining stepover” (Christie-Blick & Biddle, 1985; McClay & Bonora, 2001) o zona de contracción generada entre las fallas al migrar la energía de deformación de la falla 2 a la Falla 1. La Falla 1 se

prolonga hacia el norte donde se flexiona cambiando su rumbo de N110° a N150°; este cambio en la orientación de la Falla 1 produce lo que se conoce como un “restraining bend” (McClay & Bonora, 2001) contracción generada al cambiar el ángulo entre el plano de falla y los esfuerzos horizontales que han generado las estructuras transcurrentes, el cual se evidencia por los afloramientos de las rocas más antiguas de la Fm. Castrovireyna (Eoceno-Oligoceno) generando el flanco oeste de una estructura en flor positiva (Christie-Blick & Biddle, 1985;

Sylvester, 1988). La zona de traslape entre las fallas 1 y 2 se encuentra dominada por fallas extensionales “en échelon” de orientación N50°, mientras que el exterior de la zona de traslape está dominado por pliegues marginales a las fallas principales que presentan trazas o formas sigmoidales y poseen una orientación N140° (Fig. 2A) a priori la orientación de las estructuras confirman su desarrollo en un sistema transpresivo (Fig. 2D, E) el cual se comparará con el análisis cinemático en la discusión.

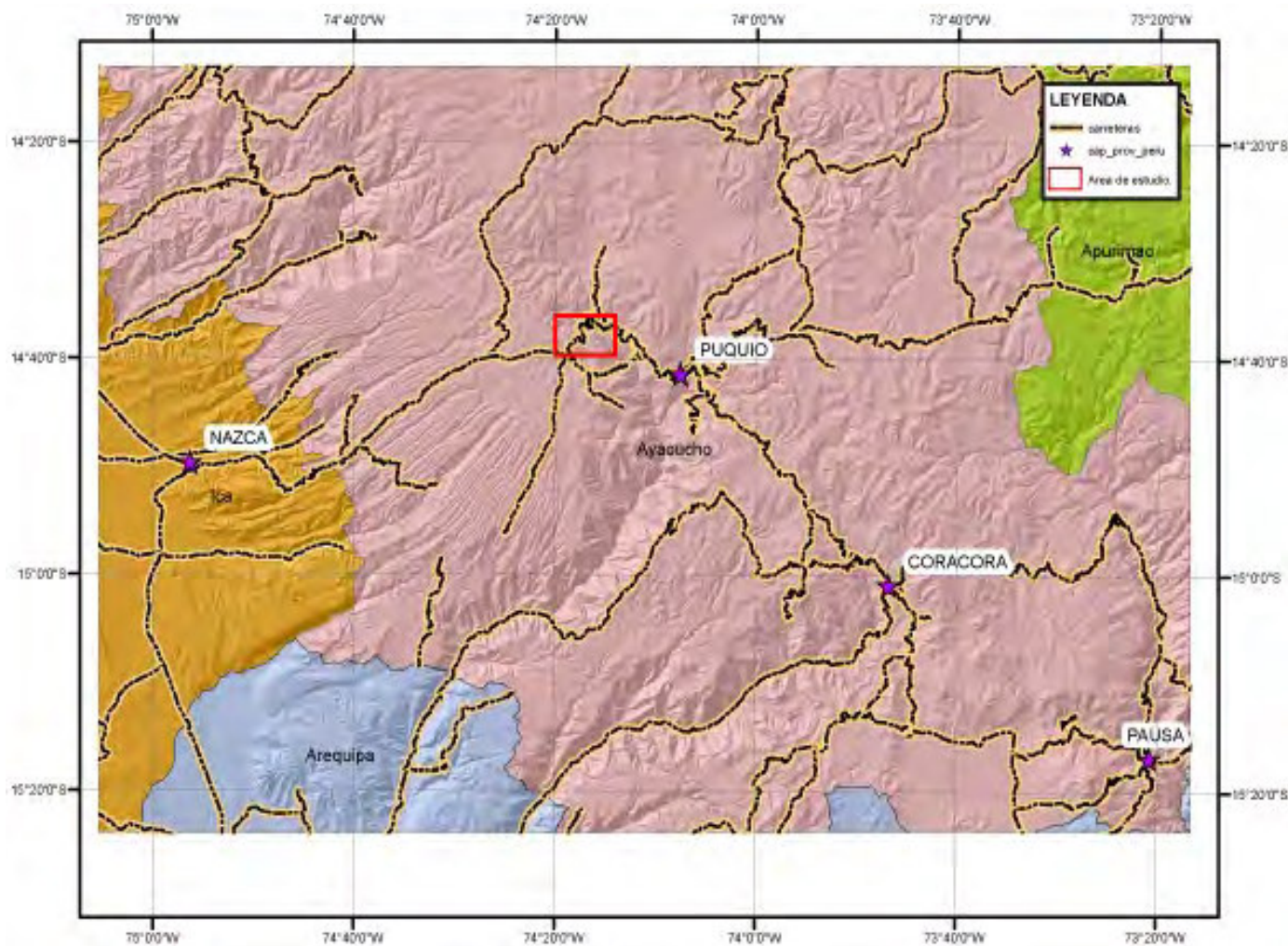


Figura 1. Plano de ubicación de la zona de estudio.

4. Análisis cinemático de la deformación frágil

El análisis microtectónico se ha tomado en conspicuas fallas normales (Figs. 2B, 2C) en la zona de traslape entre las fallas 1 y 2. De los resultados hemos individualizado 2 eventos en los cuales se muestran distintos estados en la evolución de la estructura. Todas las fases ocurrieron durante el Cenozoico.

El primer evento (~18-16 Ma) está registrado por un movimiento sinistral-inverso que ha generado las fallas 1 y 2 y todas las estructuras asociadas, incluyendo los pliegues marginales. Este movimiento transpresivo generó las zonas de traslape que representan a las estructuras de acomodo producidas por las irregularidades y segmentación del sistema en esta zona

(la cinemática de las fallas 1 y 2 involucró mayormente movimientos horizontales, mientras que en las estructuras de acomodo comúnmente también tuvieron componentes verticales, que se les conoce como “movimientos fuera del plano”, es decir fuera del movimiento principal del plano de falla). Los datos de microtectónica para esta etapa indican una dirección de extensión o compresión mínima (σ_3) N135° (estaciones de color celeste en la Figura 2A) y puesto que la superficie terrestre sólo puede albergar esfuerzos paralelos o perpendiculares (Anderson, 1951) se puede tomar N045° como eje de compresión máxima (σ_1).

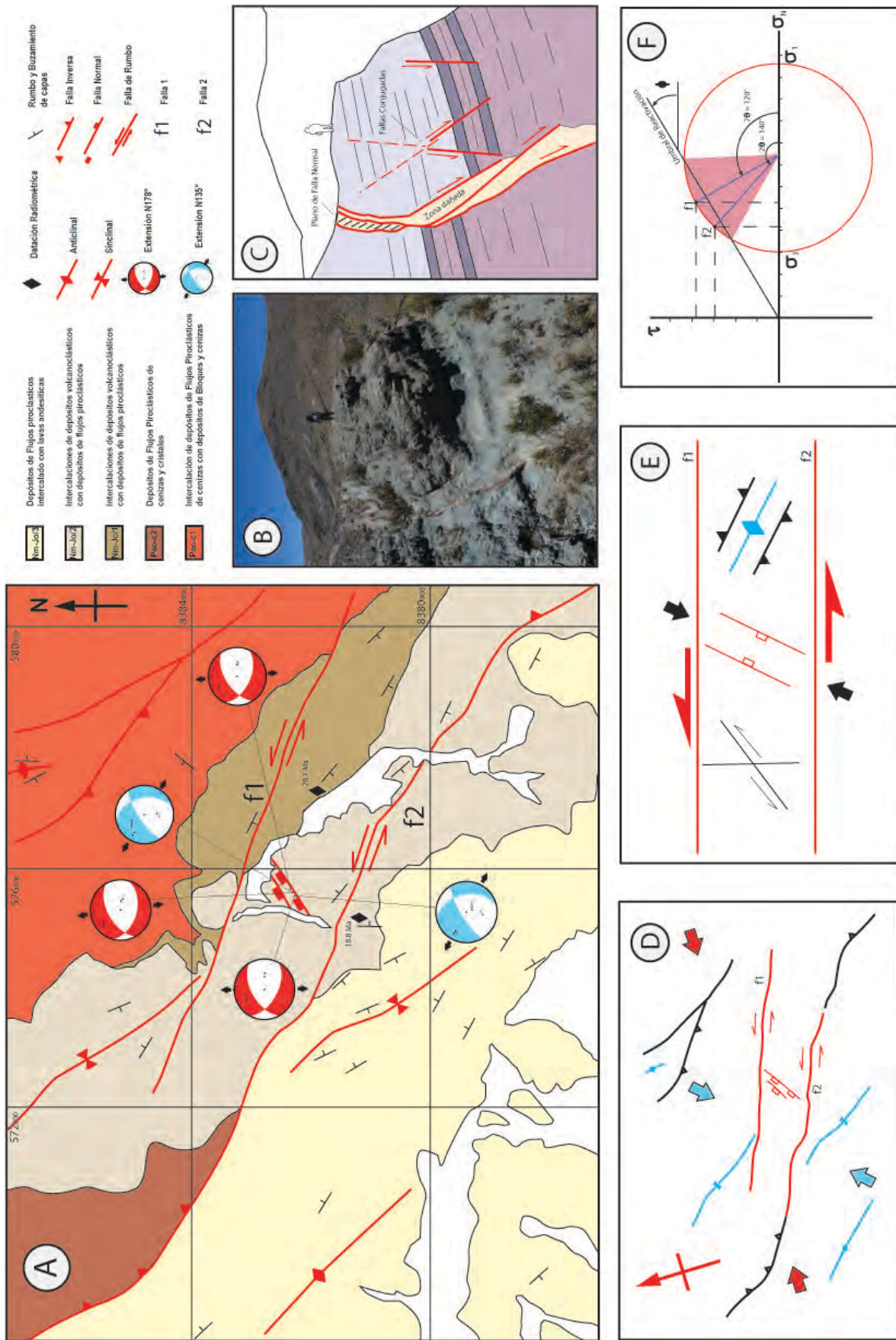


Figura 2. El sistema de fallas Nasca entre 14°35' S y 14°40' S. (A) Mapa geológico de la zona de estudio (modificado de Cerpa et al., 2012): nótese la zona de debilidad generada entre las fallas f1 y f2. (B) Falla normal con datos de microtectónica. (C) Interpretación de la fotografía anterior, resaltando la zona de daño cuya permeabilidad es evidente al encontrarse completamente alterada. (D) Mapa estructural de la zona donde se incluyen los dos eventos tectónicos determinados N045° (en celeste) y N088° (en rojo). (E) Modelo teórico en transpresión que se correlaciona perfectamente con el evento N045° (en celeste). (F) Demostración gráfica donde se ve claramente que el segundo evento (N088°, en rojo) reactivó las fallas f1 y f2.

En el segundo evento (~11? Ma), las principales estructuras se reactivaron y la actividad en la falla 2 se acentuó. A comienzos de esta etapa se empezó a generar la estructura en flor positiva en donde se flexionó la falla, incrementando el acortamiento en esta zona y poniendo en contacto los estratos eocenos-oligocenos de la Formación Tantará con la parte superior de la secuencia volcánica Jolapata. El nuevo movimiento sinistral ocasionó que la traza de los pliegues marginales tomara una forma sigmoidal. Los datos microtectónicos para esta etapa indican una dirección de extensión o compresión mínima (σ_3) N-S (estaciones en rojo, Fig. 2A).

Del análisis anterior se puede tomar la orientación del eje de compresión máxima (σ_1) como E-O. La dinámica del primer evento es un clásico evento transpresivo con σ_1 orientado N045°, que generó ambas fallas sinestrales (1 y 2) de rumbo N110° y N120° respectivamente, las cuales se representan perfectamente cizallas de Riedel de tipo "R₁", que se desarrollan con bajo ángulo en relación a la zona de desplazamiento principal (cuya orientación esté controlada probablemente por una estructura más antigua y profunda) en respuesta al criterio de Navier-Coulomb, así como estructuras menores asociadas al movimiento transcurrente como pliegues y fallas normales perpendiculares y paralelas a la dirección de σ_1 , respectivamente (Figs. 2D, 2E).

El segundo evento evidencia la reactivación de este sistema que se demuestra fácilmente al aumentar el ángulo θ entre el eje σ_1 (E-O, o N090°) y la orientación de la normal al plano de falla 1 que equivale aproximadamente a N030°, con lo que gráficamente se puede demostrar en el círculo de Mohr (Fig. 2F). Para $\theta_1 = 70^\circ$ y un estrés diferencial mayor, igual e incluso levemente menor que el del primer evento, se tiene una reactivación en la falla 1 (igualmente se reactivará la falla 2 con $\theta_2 = 60^\circ$; Fig. 2F) y que además haya producido la forma sigmoidal de los pliegues marginales.

5. Discusión

Existe un debate sobre el estilo tectónico dominante en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur del Perú (Sempere & Jacay, 2006; Carlotto, 2013), donde se discute la cinemática de las estructuras durante el Cenozoico. Sin embargo, poco se ha considerado la interacción de estructuras más antiguas con la deformación actual (Ramos, 2009).

En realidad muchas estructuras de alto ángulo con cohesión más baja que la roca circundante se han reactivado, gracias a una partición de esfuerzos, como fallas transcurrentes durante el Paleógeno-Neógeno, dependiendo de su orientación con respecto al margen continental, y por lo tanto generando zonas de transpresión (Torres et al., 2010) y transtensión locales dependiendo de las flexiones o traslapos entre las estructuras de rumbo, por lo que es fácil asociar estructuras extensionales (*i.e.*, fallas normales) a estas zonas de transtensión local (*sensu* Fossen, 2010).

Lo que se demuestra en este trabajo es la presencia de sistemas completos de fallas normales en transpresión como estructuras de acomodo de tipo *out of plane* durante

el Mioceno inferior.

El caso descrito es este trabajo indica que en sistemas transpresivos se pueden generar importantes sistemas extensionales, sin que estén asociados a una transtensión local (*sensu* Fossen, 2010).

Referencias

- Anderson, E.M. 1951. The dynamics of faulting. Oliver and Boyd, Edinburgh, 206 p.
- Carlotto, V. 2013. Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru. *Tectonophysics*, v. 589, p. 195-219.
- Carlotto, V., Jaillard, E., Carlier, G., Cárdenas, J., Cerpa, L., Flores, T., La Torre, O., Ibarra, I. 2005. Las cuencas terciarias sinorogénicas en el Altiplano y en la Cordillera Occidental del Sur del Perú. *Sociedad Geológica del Perú*, volumen especial nº 6, p. 103-126.
- Carlotto, V., Carlier, G., Jaillard, E., Mascle, G., Cárdenas, J., Fornari, M., Cerpa, L. 2002. Paleogeographic control in the evolution of Tertiary basins in the Western Cordillera and Altiplano of southern Peru (Condoromacuzco-Ayaviri). 5th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Toulouse, Francia, ORSTOM ed., 117 p.
- Cerpa, L., Muñoz, L., Martínez, J., Cereceda, C., Siesquén, D., Coba, L., Torres, D., Ayala, L. 2012. Mapa geológico del cuadrángulo de Puquio (30ñ-IV). INGEMMET, Mapas geológicos, productos GR13.
- Cerpa, L., Meza, P. 2001. Las cuencas neógenas del sur del Perú: la Cuenca Descanso-Yauri (Mioceno): evolución sedimentológica y tectónica. Tesis de Ingeniero, Universidad San Antonio Abad, Cusco, 130 p.
- Flores, T., Rodríguez, R. 1999. Las cuencas neógenas del sur del Perú: la cuenca Tinajani: evolución sedimentológica, estratigráfica, paleogeográfica, y tectónica (Ayaviri, Puno). Tesis de Ingeniero, Universidad San Antonio Abad, Cusco, 68 p.
- McClay, K., Bonora, M. 2001. Analog models of restraining step-overs in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, v. 85, p. 233-260.
- Ramos, V. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and Andean orogenic cycle. In: Kay, S., Ramos, V., Dickinson, W. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision*: Geological Society of America Memoir, v. 204, p. 31-65.
- Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., Fornari, M. 2011. Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru, *Tectonics*, v. 30, TC2010.
- Sanderson, D., Marchini, W. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, v. 6, p. 449-458.
- Sempere, T., Jacay, J. 2008. Anatomía de los Andes Centrales: Distinguiendo entre Andes Occidentales, magmáticos, y Andes Orientales, tectónicos. Resúmenes extendidos, XIV Congreso Peruano de Geología, Lima.
- Sylvester, A.G. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703.

- Tikoff, B., Teyssier, C. 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1575-1588.
- Torres, D. 2011. Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la cuenca Condoroma (Mioceno), Arequipa, Sur del Perú. Tesis de grado, Universidad Nacional de Ingeniería, 179 p.
- Torres, D., Cerpa, L., Muñoz, L., Carlotto, V. 2010. Evolución tectónica-estructural de una cuenca intramontañosa transpresiva: la cuenca Condoroma, Arequipa, Sur del Perú. Resúmenes extendidos, XV Congreso Peruano de Geología, p. 822-825.

**SGP**
FUNDADA 1924**Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Análisis de la microsismicidad asociada a las fallas de Tambomachay y Qoricocha, Cusco

Patricia Guardia y Hernando TaveraDirección de Sismología, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú (Pguardia@igp.gob.pe; hjtavera@geo.igp.gob.pe)

RESUMEN

Se analiza la distribución espacial de la sismicidad asociada a las fallas de Tambomachay y Qoricocha, registrada durante un periodo de 12 meses haciendo uso de una red sísmica local compuesta por siete estaciones de banda ancha. Durante este periodo se registró 152 microsismos cuyos parámetros hipocentrales fueron calculados evaluando 6 modelos de velocidad.

La distribución espacial de la microsismicidad asociada a las fallas de Tambomachay y Qoricocha consta de 64 eventos, con magnitudes $M_l < 2.0$ y profundidad < 10 km. En profundidad la actividad microsísmica sugiere que las fallas de Tambomachay y Qoricochabuzan, que buzanan en dirección SO con ángulos próximos a 50° , corresponden a procesos de deformación por extensión.

1. Introducción

A lo largo de los Andes peruanos se observan fallas geológicas que evidencian la continua deformación de la Cordillera como resultado del proceso de convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. El sistema de fallas de la región del Cusco forma parte de este proceso, siendo de los más importantes en Sudamérica. Este sistema considera a las fallas de Tambomachay, Qoricocha, Chincheros, Tamboray, Zurite, entre otras. Las fallas más cercanas a la ciudad de Cusco son las de Tambomachay y Qoricocha, y por lo tanto representan un constante peligro para esta ciudad.

La falla de Tambomachay (Sébrier et al., 1982) se localiza 4 km al norte del Cusco. Tiene una orientación aproximada E-O, pero hacia el este su rumbo cambia a NO-SE. Su evolución durante el Cenozoico incluyó movimientos inversos y de rumbo que definieron su traza en superficie. Durante el Cuaternario se han formado escarpas de 400 m que indican movimientos normales con inclinaciones al SE y con buzamientos que varían entre 60° - 70° al sur. Las escarpas de la falla pueden ser vistas sobre 18 km de longitud, presentan alturas de ~ 2 m y localmente llegan hasta 4 m (Fig. 1).

Asimismo, la falla Qoricocha se encuentra 7 km al norte de la falla de Tambomachay y presenta algunas escarpas

de falla sobre una longitud de 3 km. Las escarpas tienen una orientación $N100^\circ E$ y buzanan en dirección SO. El análisis microtectónico de Cabrera et al (1987) mostró evidencias de movimientos extensionales recientes. En dirección oeste, la falla corta morrenas recientes y por su morfología es de fácil observación. En el extremo noreste del lago Qoricocha, la falla presenta una escarpa de 1.5 km que corta flujos volcánicos plio-cuaternarios.

La sismicidad histórica de la región del Cusco es aparentemente mínima debido principalmente a la falta de información sobre la ocurrencia de sismos en el pasado prehispánico. Según Silgado (1978), los únicos sismos que afectaron a la ciudad de Cusco y para los cuales existe alguna referencia, son los de 1650, con una magnitud estimada de 7.2 (I_{max} , X MM), y el de 1950, con magnitud 6.0 (I_{max} , VIII). Ambos sismos produjeron importantes daños y destrucción en la ciudad de Cusco y alrededores. Aunque se desconoce la ubicación de sus epicentros, por el nivel de los daños en la ciudad de Cusco se asume que fueron originados por la reactivación de la falla de Tambomachay.

Para los últimos 50 años, se tiene información sobre la ocurrencia de sismos con posible origen en la falla de Urcos (1965) y en la de Chincheros (1986); en este último

sismo, se registraron intensidades de VII (MM) en la ciudad de Cusco, ocasionando daños importantes en viviendas de adobe, además de deslizamientos locales. Otros de menor magnitud, pero que han producido intensidades del orden de IV-V (MM), ocurrieron en los años 1995 (Pillpinto-Acos), 1996 (Anta-Cusco), 1998 (Quillabamba), 1999 (Cusco), y durante el año 2003 (Lucre, Acomayo, y Capacmarca). A la fecha no existe evidencia de sismos con origen en las fallas de Tambomachay y Qoricocha.

En la actualidad, la sismicidad instrumental en la región de Cusco no es muy frecuente, pero ocurren sismos con magnitudes del orden de 4.0 ML alrededor de la localidad de Andahuaylillas (al sur de la ciudad de Cusco) que son percibidos en la ciudad de Cusco.

En este estudio, se pretende conocer la geometría y patrón de deformación de las fallas de Tambomachay y Qoricocha utilizando información sísmica obtenida de una red sísmica local que operó en torno a la misma durante un año.

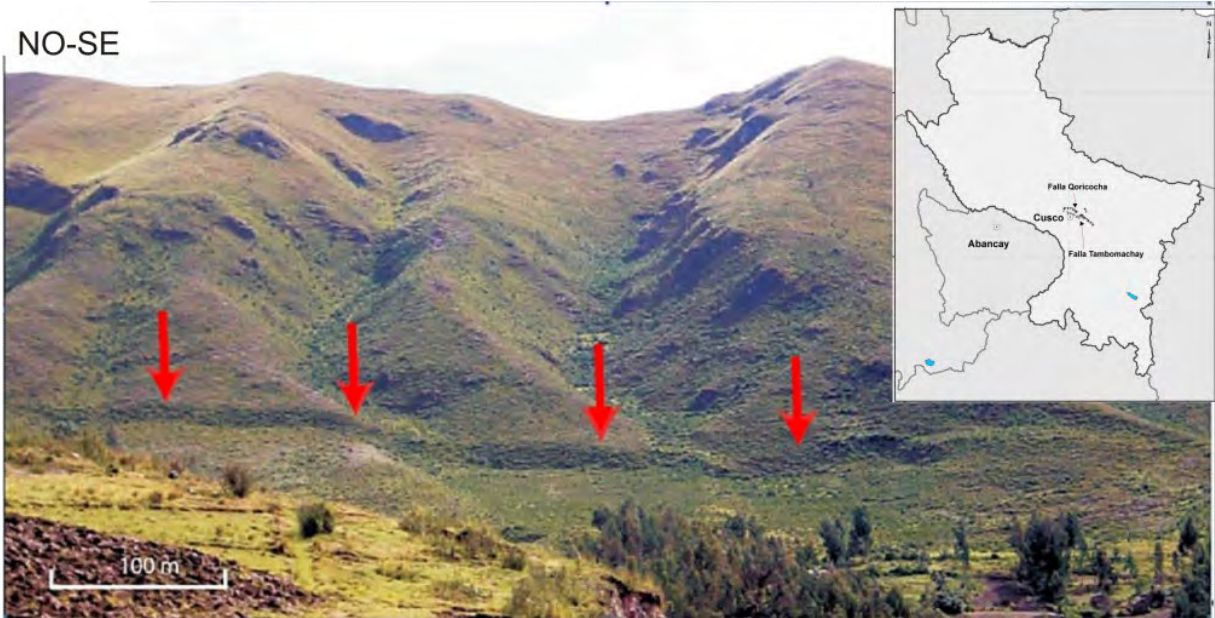


Figura 1. Vista panorámica de la falla Tambomachay. Las flechas indican la traza de la falla (Audin, 2008).

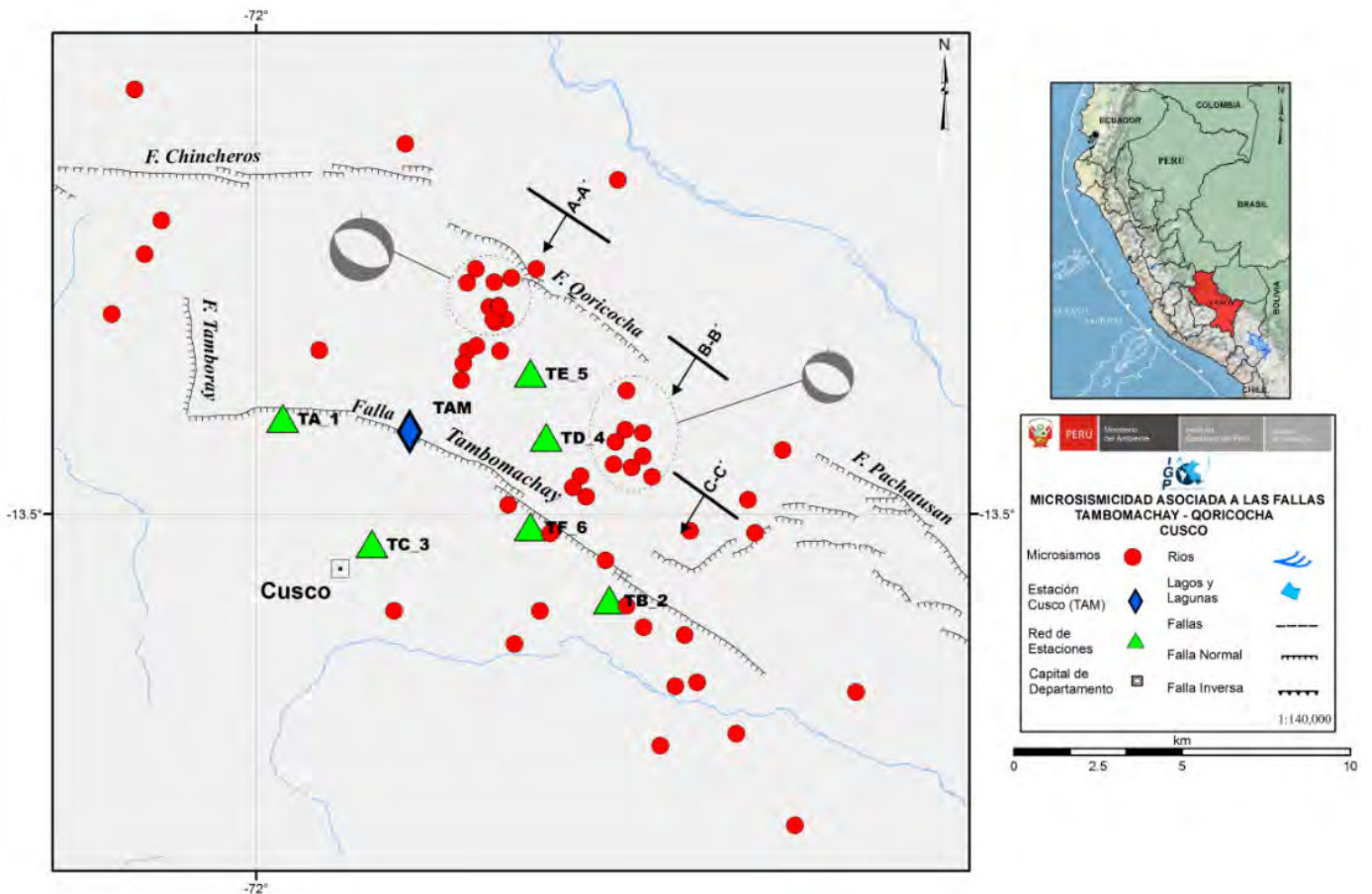


Figura 2. Actividad microsísmica asociada a las fallas de Tambomachay y Qoricocha.

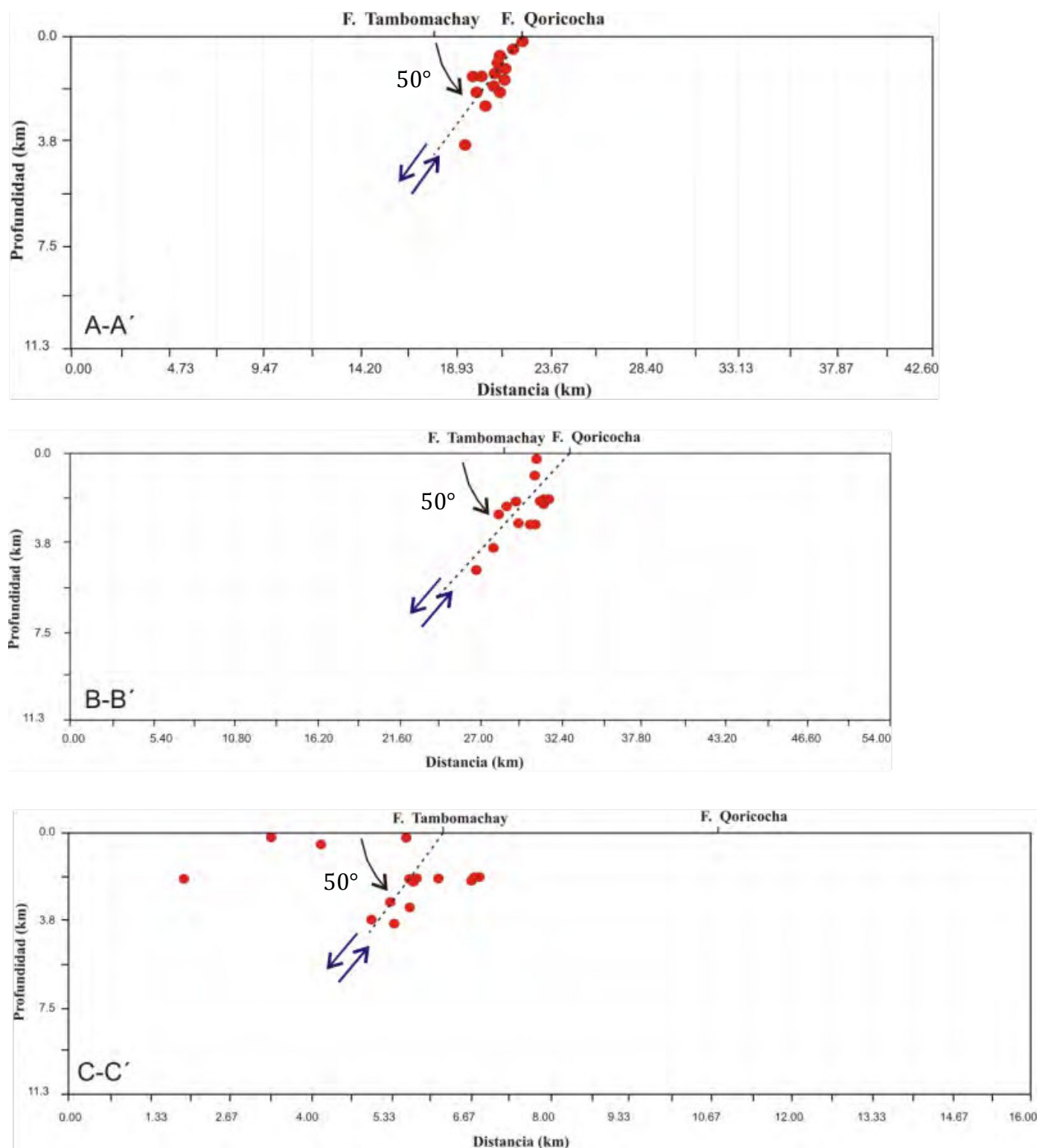


Figura 3. Perfiles sísmicos en profundidad de acuerdo a la Figura 2.

2. Análisis de la microsismicidad

Durante un periodo de un año (de noviembre de 2011 a noviembre de 2012), se mantuvo operativa una red sísmica local compuesta por 7 estaciones de banda ancha entorno a la falla de Tambomachay. El análisis de la información permitió identificar 152 eventos microsísmicos. De ellos, sólo 64 presentaron hipocentros entorno a las fallas de Qoricocha y Tambomachay. Estos eventos presentaron magnitudes menores a 2.0 ML y

focos hasta profundidades de 10 km (Fig. 2).

En la Figura 2 se observa un agrupamiento de epicentros en el extremo SO de la falla de Qoricocha, otro al sur en un área sin evidencia de traza de falla alguna, y otros epicentros más dispersos en el extremo SO de la falla de Tambomachay. Esta distribución sugiere que ambas fallas desarrollan procesos de deformación muy lenta. El segundo agrupamiento de microsismicidad sugiere que en

dicha área podrían producirse sismos que definirían en superficie una escarpa de falla que una a las fallas de Qoricocha y Pachatusan.

Para analizar la distribución de la microsismicidad en profundidad, se han trazado tres perfiles perpendiculares a las trazas de las fallas de Tambomachay y Qoricocha (Fig. 2). Los resultados se presentan en la Figura 3, donde se observa que en el perfil A-A', correspondiente a la falla de Qoricocha, la microsismicidad se distribuye en profundidad siguiendo un plano que sugiere que la traza de la falla alcanza profundidades de 10 km con una inclinación hacia el SO del orden de 50°. Similar situación se presenta en el perfil B-B', confirmando que un futuro sismo formaría una traza de falla con la misma geometría que la falla de Qoricocha. El perfil C-C' muestra focos sísmicos dispersos en profundidad, pero sugiere que la traza de la falla de Tambomachay podría presentar una inclinación del orden de 50° en dirección SO, aunque se requiere más información para definir su geometría en profundidad con mayor precisión.

Considerando que el número de estaciones sísmicas utilizadas en este monitoreo sísmico no fue numeroso, se ha visto por conveniente calcular mecanismos focales compuestos utilizando como información las polaridades de las ondas P (Fig. 2). Para los agrupamientos de sismos asociados a la falla de Qoricocha, los mecanismos focales sugieren procesos de deformación por extensión con planos nodales orientados en dirección NO-SE, siendo el plano nodal asociado a la falla de Qoricocha el que presenta un ángulo de buzamiento de 48° a 54°, lo cual sugiere procesos extensionales orientados NE-SO. Estos resultados son coherentes con lo observado en los perfiles de sismicidad. Para la falla de Tambomachay no fue posible construir mecanismo por no contar con suficiente información.

3. Conclusiones

El análisis de la microsismicidad asociada a las fallas de Tambomachay y Qoricocha ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

Ambas fallas generan actividad microsísmica con eventos con magnitudes menores a 2.0 ML y profundidades de hasta 10 km.

La microsismicidad asociada a la falla de Qoricocha sugiere que su plano de falla buza en dirección SO con un ángulo de ~50°.

Se ha registrado actividad microsísmica en un área libre de trazas de falla, pero su distribución en profundidad y mecanismos focales sugieren el desarrollo de procesos de deformación similar al de la falla de Qoricocha. Esta microsismicidad sugiere que nuevos eventos sísmicos podrían generar en superficie una traza de falla que uniría a las fallas de Qoricocha y Pachatusan.

No se ha registrado microsismicidad representativa de la falla de Tambomachay, pero es posible que su plano de falla esté buzando hacia el SO con un ángulo de ~50°.

Referencias

- Cabrera, J., Sébrier, M., Mercier, J. 1987. Active normal faulting in high plateaus of Central Andes: the Cusco region (Peru). *Annales Tectonicae*, v. 2, p. 116-138.
- Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchère, J., Diament, M., Ocola, L., Morales, M. 1986. On crustal seismicity of the Amazonian foothill of the central Peruvian Andes. *Geophysical Research Letters*, v. 13, p. 1023-1026.
- Macharé, J., Benavente, C., Audin, L. 2009. Síntesis descriptiva del mapa neotectónico 2008. *Boletín del INGEMMET, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, v. 40, 103 p.
- Sébrier, M., Huamán, D., Blanc, J.L., Macharé, J., Bonnot, D., Cabrera, J. 1982. Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. *Instituto Geofísico del Perú, Lima*, 107 p.
- Silgado, E. 1978. Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1513-1974). *Boletín del INGEMMET, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, v. 3, 130 p.

**SGP**
FUNDADA 1924

Boletín de la Sociedad Geológica del Perú

journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Caracterización geomorfológica del Norte peruano

**Lucio Medina, Sandra Villacorta, Bilberto Zavala, Manuel Vílchez,
Segundo Núñez, Griselda Luque, Edwin Calderón**

Ingresar dirección de los autores

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Lima, Perú (lmedina@ingemmet.gob.pe)

1. Introducción

En las últimas décadas, la geomorfología pasó de ser una disciplina mayormente académica a constituir una ciencia con aplicaciones pragmáticas, que es capaz de resolver problemas de riesgos naturales, definir la potencialidad de aguas subterráneas, caracterizar el substrato para la construcción de obras de infraestructura, etc., es decir que sirve como apoyo a la toma de decisiones relacionadas con la planificación del territorio y el mejoramiento de la calidad de vida del hombre sin deteriorar el medio ambiente (Villota, 2005). Se independizó de la ciencia geológica a finales del siglo XIX, y se consolidó en el siglo XX. En la década de los años 1970, incorporó problemáticas relacionadas a los procesos formadores del paisaje, incluyendo movimientos en masa, procesos costeros, y procesos hidrológicos, todos los cuales afectan a poblaciones e infraestructuras diversas, por lo que es fundamental la determinación de las geoformas existentes en un área o región (Zavala, 2011).

En el contexto nacional las investigaciones sobre geomorfología han tenido poco desarrollo. Hasta hace dos décadas, su interés estuvo centrado en el estudio de cuencas hidrográficas (publicaciones de ONERN, INRENA, e INGEMMET, a escalas entre 1:500,000 a 1:100,000). En los boletines de la Carta Geológica Nacional, generalmente se comenta acerca del contexto geomorfológico, diferenciando unidades morfoestructurales relacionadas a macro-unidades de rango regional (Zavala, 2011).

El origen de las unidades geomorfológicas diferenciadas en el Norte peruano está ligado en mayor o menor intensidad a procesos tectónicos, gravitacionales, deposicionales, y erosivos, ocurridos a lo largo de su historia geológica. Los ambientes relacionados a cada

geoforma están ligados al proceso del levantamiento andino (profundización y ensanchamiento de valles) y a eventos climáticos (deglaciación, eventos ENSO, etc.). Estos últimos se produjeron generalmente en el Cuaternario, y sus paleoformas asociadas ocupan amplias extensiones.

En efecto, uno de los factores más relevantes de la morfogénesis cuaternaria fue la ocurrencia de glaciaciones. En los Andes se observan restos de las dos últimas glaciaciones, las cuales duraron varias decenas de miles de años, habiendo concluido la última hace sólo 10,000 años (Sébrier et al., 1988). Este es un periodo muy breve en términos morfológicos, como para que las huellas del modelado glacial de las zonas altoandinas se hayan borrado o alterado al punto de hacerlas irreconocibles, observándose más bien en las zonas más altas que las huellas del modelado glacial cuaternario son nítidas por todas partes. Estas fases glaciales modelaron el territorio andino generalmente por encima de 4,200 m s.n.m., pero, dependiendo de condiciones locales, hay sectores, como los del frente cordillerano oriental (que reciben las masas de aire húmedo provenientes de la Amazonía), donde los glaciares cuaternarios han descendido en sus máximos avances hasta menos de 3,500 m s.n.m., dejando paisajes de circos y valles glaciales, altiplanicies onduladas tapizadas por depósitos morrénicos. A nivel mundial, las glaciaciones produjeron formas de relieve características que cubren aproximadamente 1/3 de las tierras emergidas, lo cual indica que la mayor parte del modelado terrestre es heredado principalmente del Cuaternario (Gutiérrez-Elorza & Peña-Monne, 1996).

El presente trabajo es parte del proyecto “Mapas Geomorfológicos por Regiones”, que INGEMMET realiza desde 2012 a través de la Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico, teniendo como objetivo establecer una leyenda y nomenclatura geomorfológica estándar, además de ser una guía para la elaboración de mapas geomorfológicos a nivel nacional, partiendo de las clasificaciones que manejan los principales servicios geológicos a nivel mundial.

2. Metodología

2.1. Criterios generales

Las subunidades geomorfológicas son unidades discretas que pueden ser definidas y verificadas a diferentes escalas siguiendo técnicas establecidas. La clasificación de las geoformas se basa en los procesos genéticos que las generó, y estos a su vez son definidos según un agente (ríos, glaciares, viento, etc.) o un contexto climático (Bocco et al., 2001).

Las subunidades geomorfológicas se determinan en función de los atributos que las caracterizan:

- Morfoestructura regional o dominio geológico al que pertenece la unidad (obtenido de la caracterización geológica).
- Morfogénesis, como resultado de la información genética provista por los datos de gabinete y campo.
- Morfografía, que se configura a partir del mapa topográfico y de pendientes.
- Morfodinámica o procesos activos, por aporte directo del mapa de procesos geodinámicos activos.

A fin de identificar e interpretar las causas y los efectos de los factores que controlan el modelado del relieve, es necesario realizar una caracterización geomorfológica que incluya el análisis de las implicaciones de los factores de relieve (morfografía, morfogénesis, y morfoevolución) del territorio a evaluar. Es decir establecer aquellas relaciones que procedan tanto a nivel configuracional como genético o evolutivo (Pedraza, 1996).

2.2. Aplicación al Norte peruano

En la diferenciación de las subunidades geomorfológicas del Norte peruano (Fig. 1), se consideró aspectos como la escala de trabajo de campo (1:50,000) y la escala de presentación de los resultados (1:250,000), entre otros. Para este propósito, se usó la geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación de tierras (Villota, 2005), la leyenda internacional de la Unión Geográfica Internacional (UGI), el método holandés establecido por el Instituto de Levantamientos Aeroespaciales y Ciencias de la Tierra (ITC; Verstappen & van Zuidam, 1991), y el sistema español, siguiendo la metodología expuesta por el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) en su “Guía para la elaboración del Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50,000” (Martín-Serrano et al., 2004).

Para la diferenciación de subunidades a la escala de trabajo 1:250 000, se consideró los siguientes criterios de control: la homogeneidad litológica, el carácter

estructural, y la caracterización conceptual en base a aspectos del relieve en relación a la erosión o denudación y sedimentación o acumulación. Las geoformas particulares individualizadas se agrupan en tres tipos generales del relieve en función de su altura relativa, donde se diferencian: (1) montañas¹, colinas², y lomeríos³; (2) piedemontes; y (3) planicies.

Entre el material cartográfico e información satelital empleado se usó la base topográfica editada por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) a escala 1:100,000; fotografías aéreas e imágenes satelitales Landsat y Aster; imágenes obtenidas mediante Google Earth; información geológica a escala 1:100,000 de la Carta Geológica Nacional del INGEMMET; y datos registrados en campo por el Programa Nacional de Riesgos Geológicos del Ingemmet.

Para la delimitación de substrato rocoso y depósitos superficiales, se tuvo en cuenta los límites de las unidades geológicas; sin embargo, se dio énfasis en la diferenciación de depósitos de acumulación reciente, sobre todo de movimientos en masa.

3. Factores que controlan el modelado del relieve

3.1. Factores tectónicos

La Cordillera de los Andes resulta de la subducción de la litosfera oceánica de la placa de Nazca bajo el continente sudamericano. Desde un punto de vista geomorfológico, ese contexto tectónico ha resultado en el engrosamiento considerable de la corteza continental andina, lo que influye sobre la profundización de la red de drenaje en los Andes, la activación de una eficaz dinámica de laderas, la duración y extensión de las glaciaciones. Se debe mencionar también a la aparición del Altiplano entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental.

Durante el Paleógeno, deformaciones sucesivas dieron lugar a superficies denudadas de aplanamiento en la zona norte de la Cordillera de los Andes. Las geoformas que se reflejan en el norte del Perú, de acuerdo a los factores tectónicos son montañas, laderas, valles, etc.

3.2. Factores climáticos

Los actuales paisajes geomorfológicos del Norte peruano sugieren importantes oscilaciones de humedad en el Cuaternario. Por un lado, hacia la zona costera las observaciones indican una alternancia entre condiciones morfogenéticas semiáridas e hiperáridas; mientras que

¹ Una montaña es una unidad o componente de una cadena montañosa, de diverso origen, con más de 300 m de desnivel respecto a su nivel de base local, cuya cima puede ser aguda, redondeada o tabular, sus laderas regulares e irregulares a complejas, y su pendiente o declive superior al 30 % (FAO, 1968; citado por el IGAC, 2005).

² Una colina es una elevación natural del terreno con desnivel inferior a 300 m, cuyas laderas se inclinan en promedio con valores superiores a 16 % de pendiente.

³ Lomas o lomeríos corresponden a elevaciones del terreno de similar altura que las colinas, pero con cimas más amplias, redondeadas y alargadas, y gradientes entre 8 y 16 %.

hacia las regiones de la sierra, la presencia de grandes movimientos en masa evidencia que una intensa actividad geodinámica modificó el relieve de los valles. Hacia la zona de cumbres, las condiciones climáticas en las que se formaron los relieves actuales estarían asociadas a condiciones morfogénicas glaciares y periglaciares, quedando testigo de esto la presencia de glaciares rocosos y taludes de gelifractos en el interior de los valles antes ocupadas por masas de hielo.

Según Rech et al. (2006), los factores que producen la extrema hiperaridez de la costa aledaña a los Andes

Centrales sudamericanos incluyen el efecto de sombra de lluvia andina, la inversión de la temperatura de la costa, y la posición latitudinal de esta región (Houston & Hartley, 2003). Los episodios de precipitaciones ocasionales serían el resultado de las masas de aire procedentes del océano Pacífico que migran hacia el norte desde el cinturón de precipitación occidental. Estos autores estimaron que una paleoelevación andina mínima de alrededor de 2 km era necesaria para causar hiperaridez extrema a lo largo de la margen oriental de la cuenca Calama en el norte de Chile.

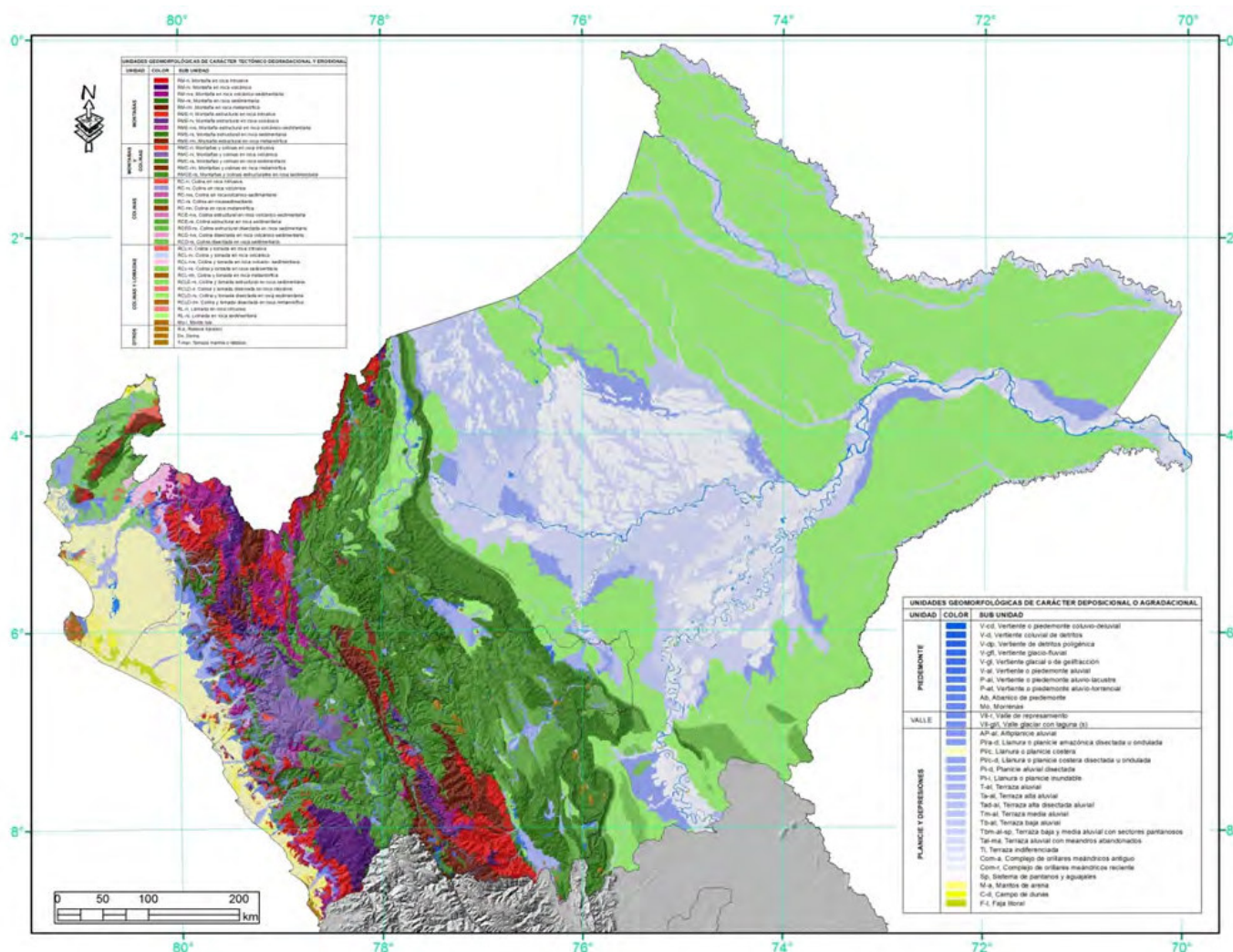


Figura 1. Subunidades geomorfológicas del Norte peruano. Se observa que el territorio del norte del Perú está cubierto en un ~41 % por geofomas de colinas y lomadas modeladas principalmente en rocas sedimentarias, y en un ~25 % por geofomas de relieve montañoso modeladas en rocas sedimentarias, volcánicas, volcánico-sedimentarias, metamórficas, e intrusivas. Las geofomas fluviales asociadas a procesos de agradación ocupan un ~35 % del área.

4. Unidades geomorfológicas en el Norte peruano

En base a lo anterior se han diferenciado dos tipos de geofomas:

- de carácter tectónico-degradacional y denudacional;
- asociadas a procesos de agradación o acumulación.

Los paisajes geomorfológicos resultantes de los procesos denudativos forman parte de las cadenas montañosas, colinas, lomadas, y altillanuras modeladas en rocas intrusivas, volcánicas, volcánico-sedimentarias, sedimentarias y metamórficas.

Las geofomas asociadas a procesos de agradación son el resultado del conjunto de procesos geomorfológicos constructivos, determinados tanto por fuerzas de desplazamiento como por agentes móviles (agua de escorrentía, glaciares, corrientes marinas, mareas, y vientos), los cuales tienden a suavizar la superficie de la tierra, mediante el depósito de materiales sólidos resultantes de la denudación de terreno más elevado.

Referencias

- Bocco, G., Velázquez, A., Mendoza, M. 2001. GIS-based regional geomorphological mapping for land-use planning. *Geomorphology*, v. 39, p. 211-219.
- Gutiérrez-Elorza, M., Peña-Monne, J.L. 1996. Geomorphology and late Holocene climatic change in northeastern Spain. *Geomorphology*, v. 23, p. 205-217
- Martín-Serrano, A., Salazar, A., Nozal, F., Suárez, Á. 2004. Mapa geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Pedraza, J. 1996. Geomorfología: Principios, metodología y aplicación. Editorial Rueda, S. L., Madrid.
- Rech, J., Currie, B., Michalski, G., Cowan, A. 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology*, v. 34, p. 761-764.
- Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., Soulas, J.P. 1988. Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, v. 3, p. 85-106.
- Verstappen, H.T., van Zuidam, R.A. 1991. The ITC system of geomorphologic survey: A basis for the evaluation of natural resources and hazards. ITC, Enschede, 2nd ed., p. 89.
- Villota, H. 2005. Geomorfología aplicada a levantamientos edafológicos y zonificación física de tierras. Instituto Geográfico Agustín Cadazzi.
- Zavala, B. 2011. Mapas geomorfológicos, herramienta temática básica para el ordenamiento territorial. *Revista Institucional del INGEMMET*, v. 3, n° 10, p. 8-9.
- Zavala, B., Rosado, M. 2010. Riesgo geológico en la región Cajamarca. *Boletín del INGEMMET, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, v. 44, 396 p.

**SGP**
FUNDADA 1924**Boletín de la Sociedad Geológica del Perú**journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Datos preliminares sobre la evolución geomorfológica del abanico aluvial de Lima, y sus implicaciones en el análisis de los riesgos asociados al cambio climático

S. Villacorta¹, T. De Torres², M. Llorente³, L. Ayala¹, C. Pérez-Puig², J. Macharé⁴, C. Benavente¹

¹ Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Lima, Perú

² Universidad Politécnica de Madrid, España

³ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid, España

⁴ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

RESUMEN

El estudio planteado se refiere al origen y dinámica geológica del abanico de Lima, ubicado en la costa central del Perú. Para prever como se desarrollarían los eventos geo-hidrológicos futuros, se busca conocer sus relaciones con los procesos de cambio climático (deglaciación) o tectonismo.

En este artículo se presenta una iniciativa conjunta del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) en convenio con el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Universidad Politécnica de Madrid (UPM), para la investigación de estos

fenómenos, en la búsqueda de promover en el Perú investigaciones sobre paleo-inundaciones.

La metodología a utilizar incluye análisis de fotografías aéreas, ortofotos e imágenes de satélite, elaboración de modelos digitales de alta resolución, levantamiento de columnas estratigráficas, y muestreo y dataciones isotópicas.

Los avances realizados hasta la fecha son el análisis de la información disponible y generación de la cartografía geomorfológica preliminar que han permitido dilucidar hipótesis sobre la evolución del abanico y proyectar las siguientes investigaciones.

1. Introducción

En la rampa que desciende de los Andes del Perú central hasta la costa del océano Pacífico, donde se encuentra el abanico de Lima, la aridez ha sido la principal característica climática desde hace mucho tiempo, como consecuencia del levantamiento de los Andes y la influencia de la corriente de Humboldt (Villacorta et al., 2014). La sequía permanente se pone de manifiesto en la presencia de depósitos de arenas finas, cuya removilización eólica (por acción del viento) requiere condiciones extremadamente secas como las actuales.

El abanico de Lima ocupa áreas que pertenecen a la región de Lima Metropolitana y a la provincia constitucional de El Callao. El paleo-Rímac estuvo ubicado más al suroeste, entre Miraflores y el Morro Solar. Según Le Roux et al. (2000), el continuo movimiento de la Placa de Nazca permitió la subsidencia y el inicio de una

transgresión marina durante el Pleistoceno (~1.7 Ma), seguida por la deposición de conglomerados que representan el retrabajamiento fluvial de morrenas glaciares. El abanico aluvial de Lima no sólo documenta los cambios tectónicos sino que también registra una combinación de los procesos climáticos. Un basculamiento tectónico causó la migración del río Rímac hacia el norte, y los canales abandonados del sur fueron rellenados por limolitas y lodolitas (Aleman et al., 2006).

Hoy día se interpreta mayoritariamente que los abanicos aluviales reflejan los continuos procesos de deposición a partir de pequeños conos de deyección, característicos de muchos ambientes de montaña (p.e., Saito & Oguchi, 2005), especialmente en zonas para-glaciares (Ryder, 1971). Según Le Roux et al. (2000), las facies del cono aluvial de Lima sugieren un depósito en un ambiente de

alta energía dominado por canales entrecruzados que rápidamente cambiaban de posición.

La investigación busca principalmente determinar la génesis del abanico del río Rímac y evaluar si su formación responde a cambios climáticos o a tectonismo (subsistencia por actividad de fallas). Para ello se pretende realizar una comparación del depósito de Lima (abanico del río Rímac) con los estudiados en Majes, Nazca, Chincha, y Cañete. Del mismo modo se busca evaluar el comportamiento del río Rímac en la parte baja de la cuenca ante lluvias excepcionales, como durante un evento de tipo *El Niño Southern Oscillation* (ENSO), que generan inundaciones y flujos de detritos. Estos eventos, registrados desde por lo menos 1911, han generado importantes impactos sociales y económicos, afectando incluso al PBI nacional (Miranda & Chávez, 2012).

La metodología usada para cumplir estos objetivos incluye trabajos de gabinete, campo, y laboratorio. Los trabajos de gabinete previos incluyeron un análisis geográfico (interpretación de fotografías aéreas, ortofotos, e imágenes de satélite) y la elaboración de modelos digitales al detalle. Los trabajos de campo incluyen actividades como el levantamiento de columnas estratigráficas y un muestreo de unidades geomorfológicas para obtener sus dataciones numéricas. El levantamiento de columnas estratigráficas, además de su utilidad en el registro litológico, permite inferir los procesos físicos que dieron lugar a los depósitos del

paleo-Rímac expuestos en los acantilados de la Costa Verde.

2. Geología y geomorfología

El abanico aluvial del río Rímac, cuyas cabeceras se encuentran en las cumbres más altas de la sierra de la región de Lima (aproximadamente 5000 m s.n.m.), es una geoforma disectada hacia el oeste por la erosión marina, que generó los acantilados de la Costa Verde.

La variación granulométrica de los diferentes niveles que lo componen reflejarían las fluctuaciones del caudal en relación con las oscilaciones en las dimensiones de los glaciares de la cordillera de los Andes del Perú central (Villacorta et al., 2014).

Entre los distritos de La Victoria y El Agustino, el abanico de Lima está interrumpido por relieves sedimentarios erosionados como los cerros San Cosme, El Pino, y La Atarjea, que conforman su parte más distal (Fig. 1). El material del abanico fosiliza además cuerpos de granodiorita y diorita del Batolito de la Costa, con edades entre 84 y 102 Ma (Pitcher, 1977).

La mayor parte del área evaluada corresponde a depósitos de glaciares y abanicos posiblemente coalescentes, que alcanzan centenares de metros de espesor (600 m en su parte más profunda; Arce 1984), coincidiendo con el cauce y la desembocadura del río Rímac.

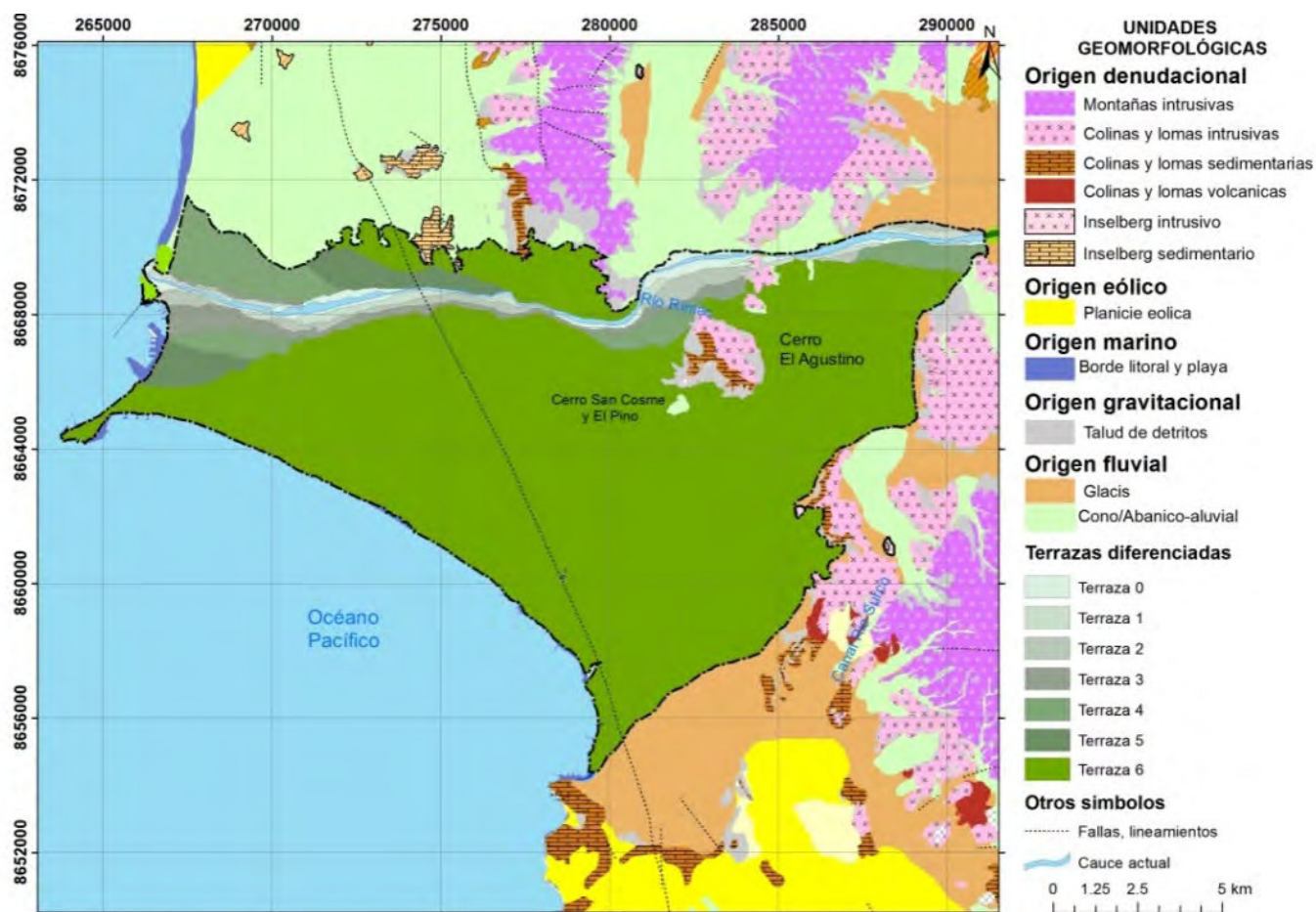


Figura 1. Geformas identificadas en el área de estudio.

3. Génesis y características

Cobbing (1982) infirió que la zona central donde se encuentra el abanico de Lima se formó gracias al hundimiento de bloques fallados. No obstante, no se han encontrado evidencias suficientes para confirmar esta hipótesis. Posiblemente al área que ocupa el cono de deyección del río Rímac se formó cuando las condiciones climáticas eran de clima semi-árido, lo que podría corresponder al final de un periodo de glaciación.

El registro sedimentario de la sección transversal expuesta en el acantilado proporciona ideas en cuanto al desarrollo y evolución de los depósitos que conforman el abanico de Lima, el cual se compone básicamente de flujos aluviales, tales como paleocauces, arroyadas en mantos, y travertinos (Fig. 2).

3.1. Secuencia sedimentaria en el abanico de Lima

La Figura 2 muestra que la parte basal del abanico consiste de areniscas, limolitas, y lodolitas (argilitas). La caída relativa del nivel del mar entre 1.3 y 0.62 Ma permitió la deposición de conglomerados grano-

soportados, heterométricos y polimícticos. El deshielo y el desplazamiento de lenguas glaciares hacia altitudes superiores durante estadios cálidos resultaron en el depósito de gravas gruesas en abanicos aluviales coalescentes.

Según Giles et al. (2002), los ciclos menores de manera general presentan secuencias estrato-decrecientes con dominio de facies conglomerádicas, que a su vez se agrupan en secuencias grano-crecientes, típicas de la progradación de abanicos aluviales. Los conglomerados presentan bases erosivas y gradan a areniscas, limolitas, y lodolitas según ciclos estrato- y grano-decrecientes. Estos ciclos quedan interrumpidos por horizontes de caliche que representan episodios de no-deposición.

Las areniscas a menudo rellenan paleocanales y cuerpos lenticulares con estratificación cruzada. Algunos conglomerados están imbricados y no hay ninguna correlación entre tamaño de clastos y el espesor de las capas, por lo que se les asocia a flujos de detritos interestratificados con conglomerados (Aleman et al., 2006).

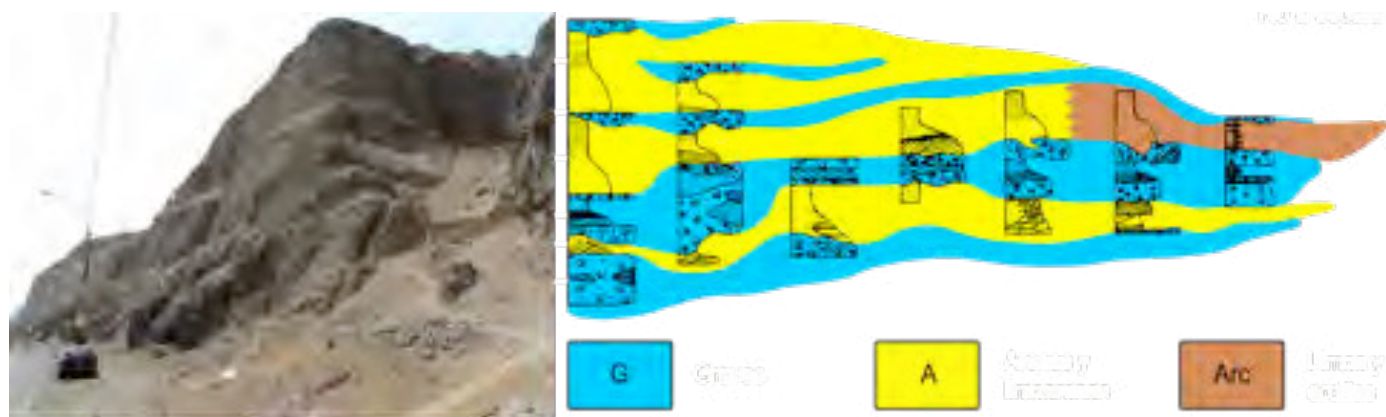


Figura 2. Sedimentos estratificados de la Costa Verde, Lima. A: arenas; G: gravas; Arc: arcillas y limos. En la secuencia se identifica barras arenosas, paleocauces y travertinos en la base. Vista en la Bajada de Armendáriz (fotografía: Luis Ayala).

3.2. Edad del abanico

Lissón (1907) habría descubierto en el techo del abanico de Lima un molar de *Equus curvidens* de edad pleistocena, pero la ubicación exacta de este molar fósil corresponde en realidad a la cuenca del río Mantaro, por lo que no se puede asociar al abanico de este estudio.

Según Le Roux et al. (2000), el depósito estaría influenciado por el levantamiento causado por la subsidencia de la Dorsal de Nazca durante el Mioceno tardío-Plioceno, que ha sido interpretado como la causa de la incisión profunda del río Rímac. Sin embargo es posible que sea más joven y represente el último pulso del levantamiento andino (Teves, 1975; Aleman et al., 2006).

4. Análisis preliminar del paleoclima

El clima actual del desierto costero de Lima es hiperárido y muy húmedo. En el área estudiada se observa la asociación de procesos morfogenéticos con mayor

capacidad erosiva, lo que hace presumir que los relieves actuales pueden reflejar que el modelado durante las últimas dos o tres decenas de miles de años indica que las condiciones climáticas semi-áridas debieron ser predominantes a lo largo de ese periodo (Villacorta et al., 2014). Según Baker (1977), los ambientes áridos tienden a ser fluvialmente más activos que las regiones húmedas, y se ha demostrado un aumento de dicha actividad en los abanicos, como resultado de aridez climática (Harvey & Wells, 1994): es decir, se produce un incremento en el aporte de sedimentos a los flujos de detritos después de un cambio climático desde muy seco a muy húmedo (p.e., Al-Farraj, 1996).

En la actualidad, la frecuencia de las lluvias es de aproximadamente 30 a 50 años (Capel, 1999), y su intensidad no permite el desarrollo de una cubierta vegetal ni un funcionamiento importante en los conos de deyección de la costa peruana. Sin embargo, según Craig (1968), el ambiente muy húmedo de neblina favorece en las lomas una condensación que permite vivir a la vegetación.

5. Amenazas asociadas al cambio climático

Según el IPCC (2007), las amenazas derivadas del cambio climático incrementarían la frecuencia, intensidad, duración, y cambio estacional de ocurrencia de procesos climáticos extremos, y los eventos asociados: inundaciones, deslizamientos, y los fenómenos El Niño y La Niña (ENSO), así como la llegada de un nuevo fenómeno, El Dana, con vientos cálidos provenientes del Atlántico, que cruzan la Cordillera andina (cada vez con glaciares más reducidos) incrementando las precipitaciones.

Este último evento habría sido el causante del desastre ocurrido en el verano del 2012 en Chosica (Lima) e indicaría que, a pesar de que los eventos de tipo ENSO de 1997-98 y 1982-83 desencadenaron procesos de inundación, erosión fluvial, y flujos de detritos, los mismos también podrían producirse en épocas "normales".

Las áreas susceptibles a inundaciones en Lima Metropolitana se han identificado desde un punto de vista geomorfológico y en base al inventario de eventos (Villacorta et al., 2014). Ejemplos destacables de procesos desencadenados por lluvias excepcionales en Lima son las inundaciones en la cuenca baja del río Rímac del año 1970, en que la duración de la lluvia fue de 5 horas y produjo incluso cataratas en la quebrada de Armendáriz en Barranco. En 1982-1983 las lluvias afectaron al sector de Carmen de la Legua; las inundaciones producidas en febrero de 1998 en la quebrada Huaycoloro afectaron al centro de Lima, así como los flujos de detritos de 2012 en Chosica.

6. Discusión

En cuanto a la edad del abanico, no existen dataciones que permitan conocer las edades de los niveles que pueden diferenciarse en los acantilados de la Costa Verde. Sin embargo, evidencias geomorfológicas en la sierra indican que las montañas y el Altiplano estuvieron cubiertos por capas de hielo durante el Pleistoceno final. Por lo tanto, el subsecuente deshielo debe haber alimentado cursos fluviales durante periodos prolongados.

A pesar de que el contexto regional parece haber sido idóneo para los ciclos de aluvionamiento y encajamiento que en otros dominios morfoclimáticos suelen construir amplias llanuras aluviales, en la región de Lima Metropolitana apenas se han diferenciado 6 niveles de terrazas (Fig. 1), cuyo desarrollo está limitado a un estrecho borde entorno al río Rímac. La mayor parte del piedemonte de las estribaciones andinas está ocupado por el abanico de Lima y glaciares.

7. Perspectivas de la investigación

La clave de la investigación es el realizar una comparación del abanico de Lima con los estudiados en Majes (Steffen et al., 2010), Nazca, Chíncha, y Cañete. En estos trabajos se ha determinado que existe una elevada erosión cuaternaria ligada al cambio climático, expansión

del lago Titicaca y similares en el Altiplano. Los principales desafíos del proyecto, se refieren a la integración de la investigación dentro de los modelos geomorfológicos y sedimentológicos más amplios de la costa peruana. Además, se necesita observar la asociación del abanico con sus factores morfoclimáticos, lo que se relaciona con el debate sobre la relación del clima, tectónica, y cambio de nivel de base en las antiguas secuencias de sedimentos de los abanicos aluviales. Otros estudios sobre abanicos aluviales del Cuaternario reconocen en la tectónica un control primario para su ubicación y entorno; sin embargo en tales investigaciones las secuencias de los materiales depositados responderían principalmente a controles climáticos (Harvey & Wells, 1994).

Para el caso del abanico de Lima, las evidencias de control tectónico se podrían determinar observando si el encajamiento del cauce sigue algún patrón, o si el abanico presenta asimetría; así como en su relación respecto al abanico del río Chillón, adyacente por el lado norte, el cual podría estar relacionado a un control estructural neotectónico. Una descripción pormenorizada de los materiales y sus relaciones espaciales irá aportando más ideas al respecto. En base al levantamiento de columnas estratigráficas, sobre todo en los paleocauces encontrados (como el del río Surco), y dataciones numéricas que podrían correlacionarse con datos registrados en sedimentos de lagos y barbas glaciares, morrenas, y lagunas de origen glaciar, se podría obtener información de gran interés para conocer la evolución del clima y sus efectos en esta región de Sudamérica.

8. Conclusiones

El proyecto pretende contribuir a las investigaciones sobre geomorfología y paleo-inundaciones en el Perú.

El proyecto permitirá generar herramientas útiles para la ordenación del territorio, la prevención de desastres, y el conocimiento geológico del área de Lima.

Los avances preliminares incluyen la cartografía geomorfológica de detalle y el levantamiento de columnas estratigráficas en los acantilados de la Costa Verde.

Referencias

- Alemán, A., Benavides, V., León, W. 2006. Estratigrafía, sedimentología y evolución tectónica del área de Lima. Guía de campo n° 11 (segunda edición), p. 10-14, 46-56, y 90-91.
- Al-Farraj, A. 1996. Late Pleistocene geomorphology in Wadi Al-Bih, northern U.A.E. and Oman, with special emphasis on wadi terraces and alluvial fans. PhD Thesis, University of Liverpool.
- Arce, J. 1984. Estructura geológica del subsuelo Rímac-Chillón. Sociedad Geológica del Perú, volumen jubilar LX Aniversario en homenaje al Dr. Georg Petersen G., Lima, fasc. 1, 12 p.

- Baker, V. 1977. Stream channel response to floods, with examples from central Texas. *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1057–1071.
- Capel, J. 1999. Lima, un clima de desierto litoral. *Anales de Geografía de la Universidad Complutense, Madrid*, v. 19, p. 25–45.
- Cobbing, E. 1982. The segmented Coastal Batholith of Peru; its relationship to volcanicity and metallogenesis. *Earth-Science Reviews*, v. 18, p. 241–251.
- Craig, A. 1968. Marine desert ecology. Office of Naval Research, Geography branch, 213 p.
- Giles, B., Marocco R., Jacay, J. 2002. Depósitos de ríos trenzados conglomerádicos del abanico aluvial del río Rímac. Resúmenes, IX Congreso Peruano de Geología, p. 25.
- Harvey, A., Wells, S. 1994. Late Pleistocene and Holocene changes in hillslope sediment supply to alluvial fan systems: Zzyzx, California. In: Millington, A.C. & Pye, K. (eds), *Environmental change in drylands: Biogeographical and geomorphological perspectives*, Wiley, p. 67-84.
- IPCC, 2007. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In: R.K. Pachauri & A. Reisinger (eds.), Geneva, p. 104.
- Le Roux, J., Tavares, C., Alayzac, F. 2000. Sedimentology of the Rímac-Chillón alluvial fan at Lima, Peru, as related to Plio-Pleistocene sea-level changes, glacial cycles, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 499–510.
- Lisson, 1907. *Geología de Lima y sus alrededores*. Gil, Lima.
- Miranda, L., Chávez, S. 2012. Perfil y escenarios climáticos de Lima Metropolitana. *Actualidad Gubernamental*, nº 50.
- Pitcher, W. 1977. The Anatomy of a batholith. *Journal of the Geological Society (London)*, v. 135, p. 157–182.
- Ryder, J. 1971. The stratigraphy and morphology of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 279–298.
- Saito, K., Oguchi, T. 2005. Slope of alluvial fans in humid regions of Japan, Taiwan, and the Philippines. *Geomorphology*, v. 70, p. 147–162.
- Steffen, D., Schlunegger, F., Preusser, F. 2010. Late Pleistocene fans and terraces in the Majes valley, southern Peru, and their relation to climatic variations. *International Journal of Earth Sciences, (Geologische Rundschau)*, v. 99, p. 1975-1989.
- Teves, N. 1975. Aspectos sedimentarios y estructurales del sector costanero frente a la dorsal de Nazca. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 50, p. 87–98.
- Villacorta, S., Núñez, S., Benavente, C., Pari, W., Fidel, L. 2015. Peligros geológicos en el área de Lima Metropolitana y la región Callao. *Boletín del INGEMMET, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*. v. 59, 151 p.



Neogene erosion surfaces along the Andean Flank of north-central Peru

John J. Wilson

Contact: johnj1.wilson@virgin.net

ABSTRACT

Following the description of a series of high-level erosion surfaces in the cordilleras of central Peru (Wilson, 2011), the present study investigates several areas in the middle and lower sectors of the Andean Flank in the region between the rivers Rímac and Huarmey. Fifteen separate surfaces are recognised at intervals of ~200 m between the elevations of 200 m and 3300 m. Although some areas lack certain surfaces because of subsequent erosion, the study of a number of widely spaced areas permits the establishment of a full sequence of surfaces which, it is believed, were developed over the whole of the Andean Flank in central Peru.

It is postulated that the surfaces were developed in the stable intervals which occurred between the multiple episodes of active uplift which led to the development of the Western Cordillera as it exists today.

The individual surfaces do not show any coastward tilt and it is concluded that the uplift of this part of the Andean Flank involved a significant component of vertical movement, probably controlled by a fault system located near the coastline.

A sample of the Fortaleza Fm taken from an area where the ignimbrite overlies an erosion surface at ~1400 m has been dated at ~5.5 Ma. Much further work is required to establish the ages of the individual surfaces.

RESUMEN

Siguiendo la descripción de una serie de altas superficies de erosión en las cordilleras del Perú central (Wilson, 2011), este estudio investiga varias áreas en los sectores inferiores y medianos del Flanco Andino entre los ríos Rímac y Huarmey. Se reconocen 15 superficies individuales, a intervalos de 200 m, entre las elevaciones de 200 m y 3300 m. Aunque unas áreas carecen de algunas de las superficies debido a erosión subsecuente, el estudio de varias áreas bien separadas permite establecer una secuencia completa de superficies que, se cree, se desarrollaron a través de todo el Flanco Andino en el Perú central.

Se postula que las superficies se desarrollaron en los intervalos de estabilidad tectónica que ocurrieron entre los episodios múltiples de levantamiento activo, los cuales resultaron en el desarrollo gradual de la Cordillera Occidental tal como existe hoy.

Las superficies individuales no muestran ninguna inclinación hacia la costa, y se concluye que el levantamiento de este sector del Flanco Andino involucró un componente significativo de movimiento vertical, probablemente controlado por un sistema de fallas ubicado cerca a la línea de costa.

Una muestra de la Fm Fortaleza tomada de un afloramiento donde la ignimbrita sobreyace a una superficie de erosión a ~1400 m ha sido datada en ~5.5 Ma. Se necesita mucho más trabajo para establecer las edades de las superficies individuales.

1. Introduction

1.1. An extended work

Wilson (2011) demonstrated the presence of a series of high-level erosion surfaces in the upper reaches of the Andes in central Peru, the surfaces giving a step-like profile to the higher parts of the Western Cordillera. While much of the lower and middle sectors of the Pacific Flank are cut by precipitous canyons devoid of recognisable erosion surfaces, the divides separating the individual drainage systems commonly include prominent subhorizontal features which can be observed when travelling up any of the main valleys. It was decided to carry out a study of a number of areas (Fig. 1) with a view to determining whether these features form a regionally coherent system of erosion surfaces. The areas were selected to provide data over a strike length of ~200 km and a range of elevations from near sea level to over 4000 m.

Schematic profiles constructed for some of the drainage divides in the Andean Flank (Figs. 1, 2) suggest that:

- a) the profiles all show step-like patterns, and
- b) the steps appear to occur at more or less the same elevations in the various profiles.

It was therefore decided to carry out a more detailed study of parts of the Andean Flank with a view to:

- i) identifying the individual features which make up the profile of the Andean Flank;
- ii) mapping their lateral extent within specific areas;
- iii) confirming the regional extent of the features.

The situation is complicated by the fact that not all the erosional surfaces are found in each profile, some having been destroyed by later erosion. A further complication is the presence of isolated hills in the lower reaches of the Andean Flank, which represent outliers or remnants of surfaces which have been destroyed in the surrounding areas. Thus, while the Andean Flank does not have the form of a simple, gradually rising, stairway, it nevertheless has a general step-like profile, with the individual "steps" occurring at similar elevations along a strike length of ~200 km.

1.2. Objectives

This report forms part of an ongoing investigation into the Neogene erosion surfaces found across the Andean region of central Peru, with the overall objective of obtaining a better understanding of the Andean uplift and providing an insight into the possible mechanisms of that uplift. Ongoing studies, including a report on the eastern flank and the Subandean Belt (in preparation), suggest that the same sequence of erosion surfaces can be recognised across the whole of central Peru. This implies both a uniformity in the amounts of uplift and a synchronicity of the individual phases of uplift. While to date the investigation is facilitating the quantification of the Andean uplift, little progress has been made in dating the individual phases. This aspect will require substantial efforts in the future.

2. Methodology

2.1. Work methods

The work methods employed in this study were the same as used in previous investigations (Wilson, 2009, 2011). Detailed study was carried out on 1:100,000 topographic and geologic maps of specific areas in order to identify subhorizontal sections of the interfluvies separating not only the main valleys but also the minor drainage systems within those valleys. These subhorizontal features are not completely flat and planar, but rather show gentle undulations about a mean elevation, and are separated by scarps from higher and lower surfaces.

Once identified, the features were plotted onto base maps, along with their elevations. Maps were then drawn to show the distribution of the individual surface (Figs. 3 to 9). It must be noted, however, that the surfaces are generally represented only by the remnants present in the ridge tops. The maps therefore indicate the areas in which remnants of specific surfaces occur, rather than continuous areas of those surfaces. Also, areas such as canyons, where no subhorizontal features can be recognised, have been left blank.

The study was largely office-based, but benefited from field observations made in the course of earlier work, plus specific field checking carried out as part of this investigation.

2.2. Assumptions

The assumptions made in developing the concept of a sequence of erosion surfaces characterising the Andean Flank can be enumerated as follows:

1. Each episode of uplift was followed by an interval of tectonic stability long enough to allow the development of a distinct erosion surface.
2. Following uplift, the rivers would have rapidly incised their courses until they were near sea level, after which lateral erosion would become important, particularly in the lower courses of the rivers.
3. This lateral erosion would destroy pre-existing features and lead to the formation of a new, lower, surface.
4. Surfaces initiated in separate valleys would eventually coalesce to form a laterally extensive feature close to sea level and with little internal relief.
5. It is assumed that each new surface was initiated in the coastal area and gradually extended inland.
6. The inland limit would be marked by a scarp separating the surface from older, higher, features.
7. The initiation of the next episode of uplift would abruptly terminate the development of the preceding erosion surface.
8. The process would be repeated, leading the development of the multiple erosion surfaces recognised in the Andean Flank.

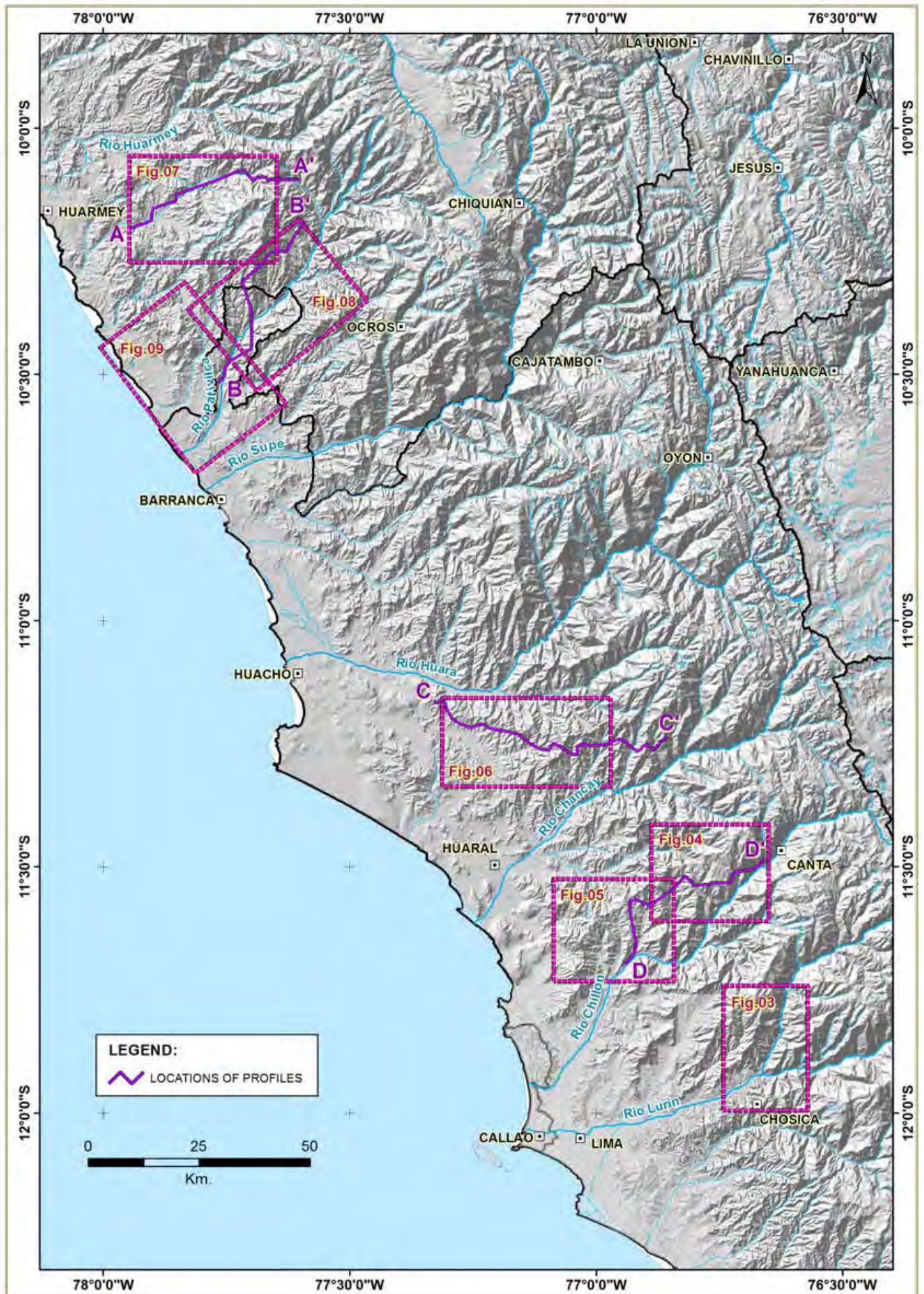


Figure 1. Location map showing the areas studied in this work.

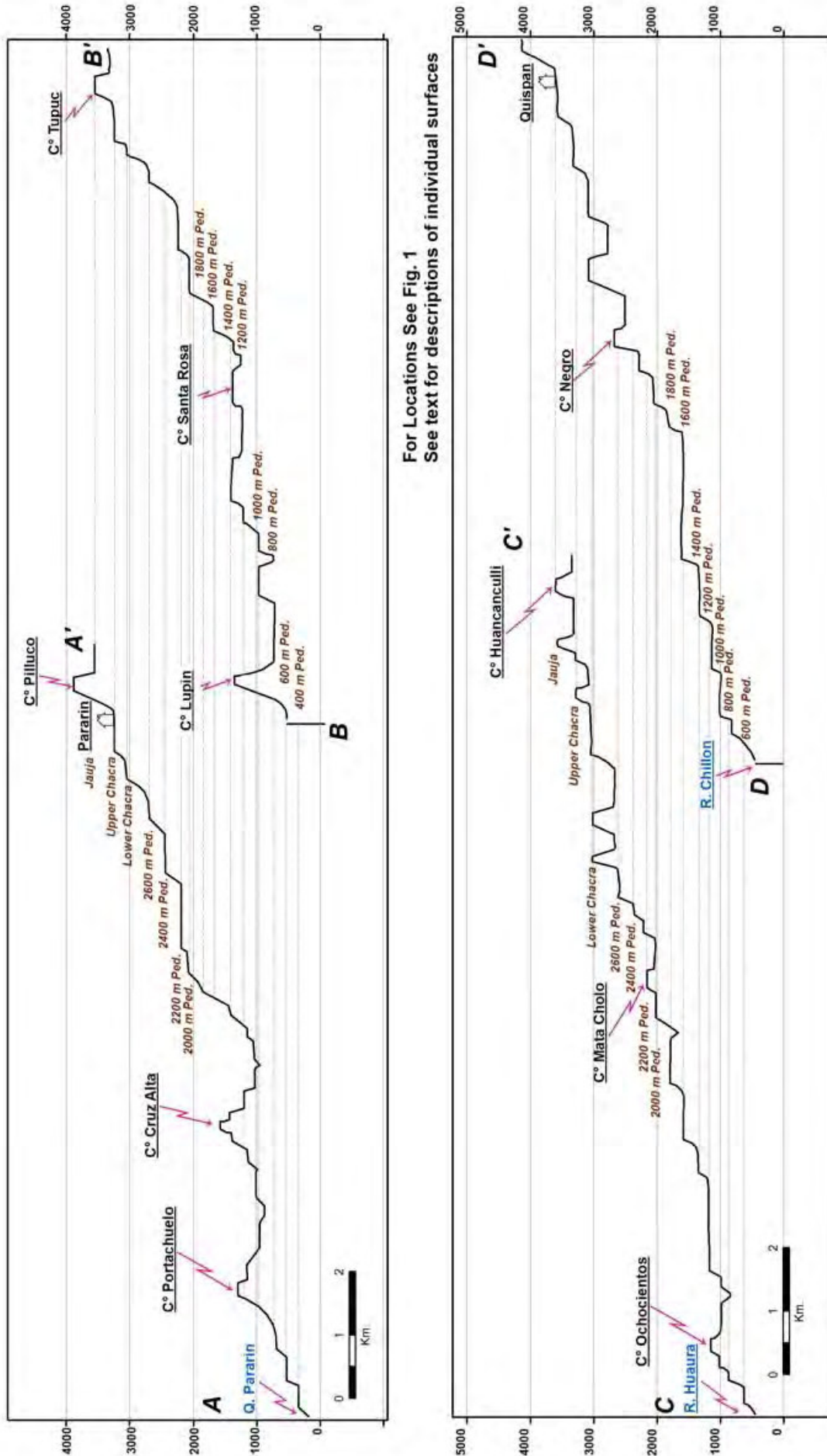


Figure 2. Schematic profiles along drainage divides in the Andean Flank.

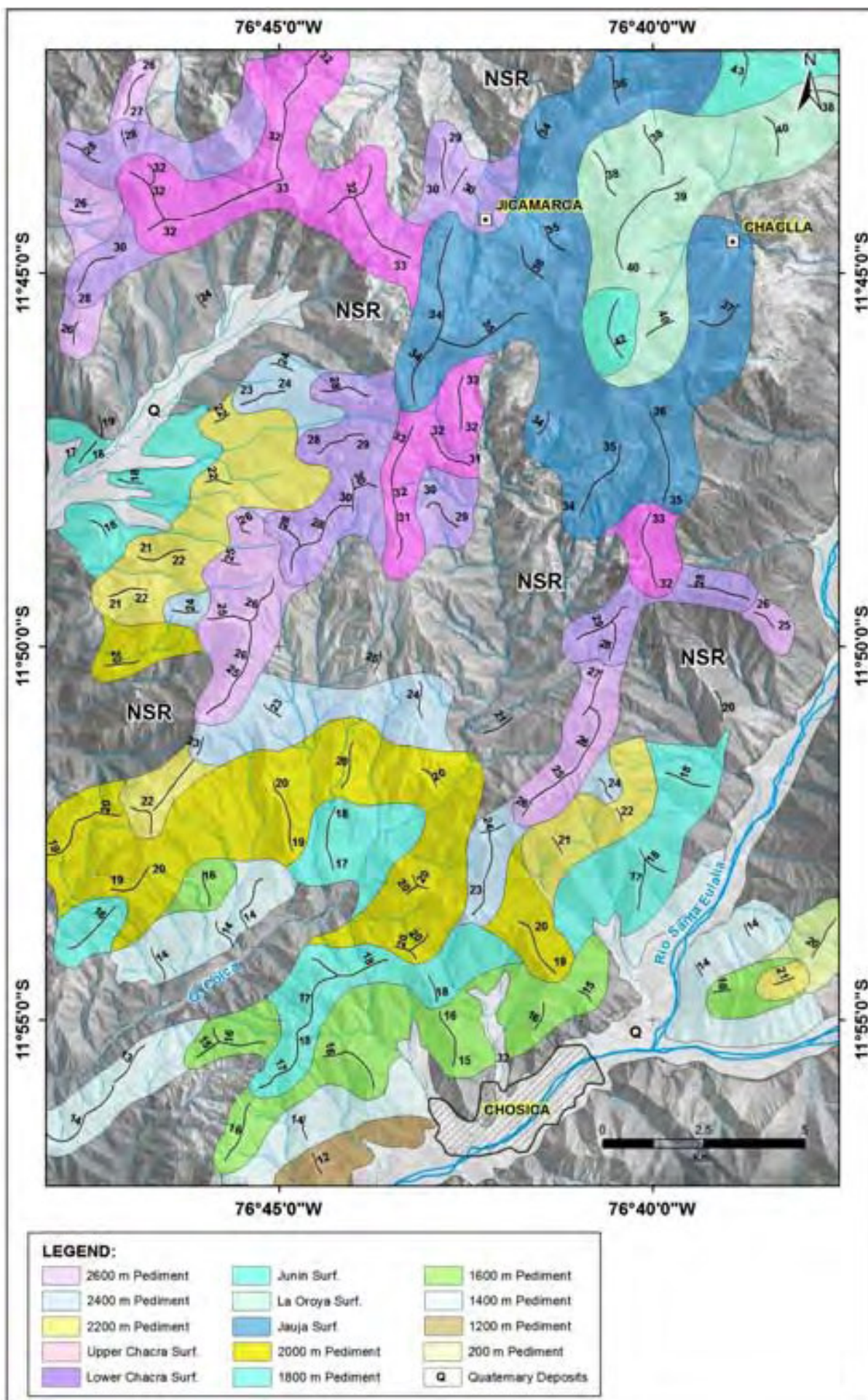


Figure 3. Map of erosion surfaces between the Río Chillón and the Río Anasmayo.

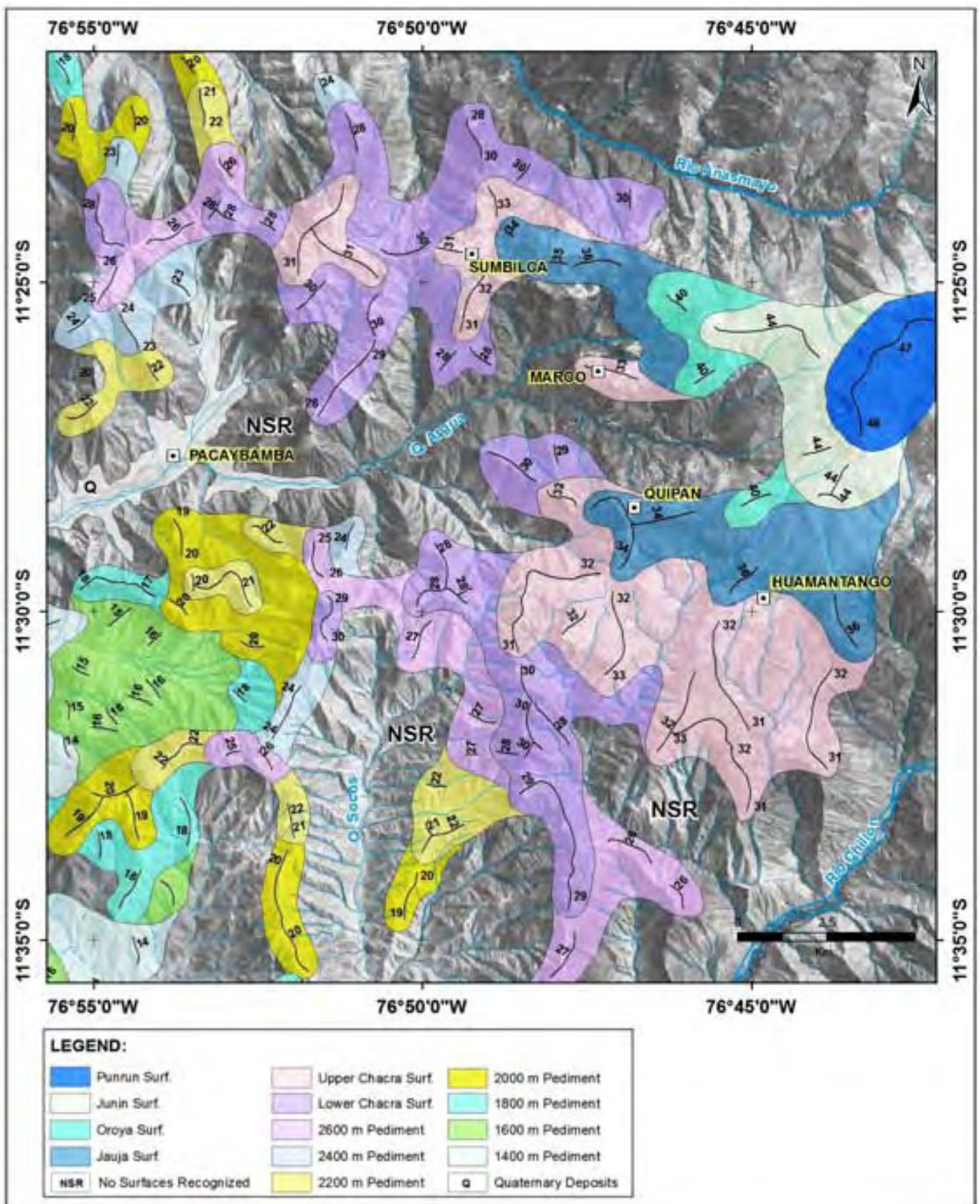


Figure 4. Map of erosion surfaces between the Río Rímac and the Jicamarca area.

3. General observations

Before considering the individual erosional features it is worth considering the Andean Flank as a whole. The following general observations can be made.

1. The high-level surfaces identified by Wilson (2011) extend into some of the study areas. They are represented in Figure 4, where the Jauja Surface forms a well-defined feature at ~3400–3600 m, while remnants of the La Oroya Surface (~3800–4000 m) and the Junín Surface (~4200–4300 m) can also be recognised. The eastern sector of the area represented in Figure 3 also contains remnants of the high-level surfaces.

2. Beneath the high-level surfaces occurs a series of erosional features extending from ~3300 m down to near sea level. The uppermost two features, which can be quite extensive, occur in the range 2800–3300 m. They are correlated with McLaughlin's (1924) Chacra Stage, and

are here defined as the Upper Chacra Surface and Lower Chacra Surface.

The individual features found beneath the Chacra surfaces commonly occur as erosional benches cut into the Andean Flank and are here referred to as pediments. It is felt that it would be confusing to name the pediments after geographic locations, and it is therefore proposed to name the individual features from the approximate elevation at which they are found.

3. The surfaces have been divided into two groups, the Upper and Lower Pediments. The Upper Pediments commonly occur as narrow and discontinuous remnants of features cut into the middle section of the Andean Flank. The Lower Pediments are represented by relatively extensive and continuous surfaces found in the coastal area and the lower Andean Flank.

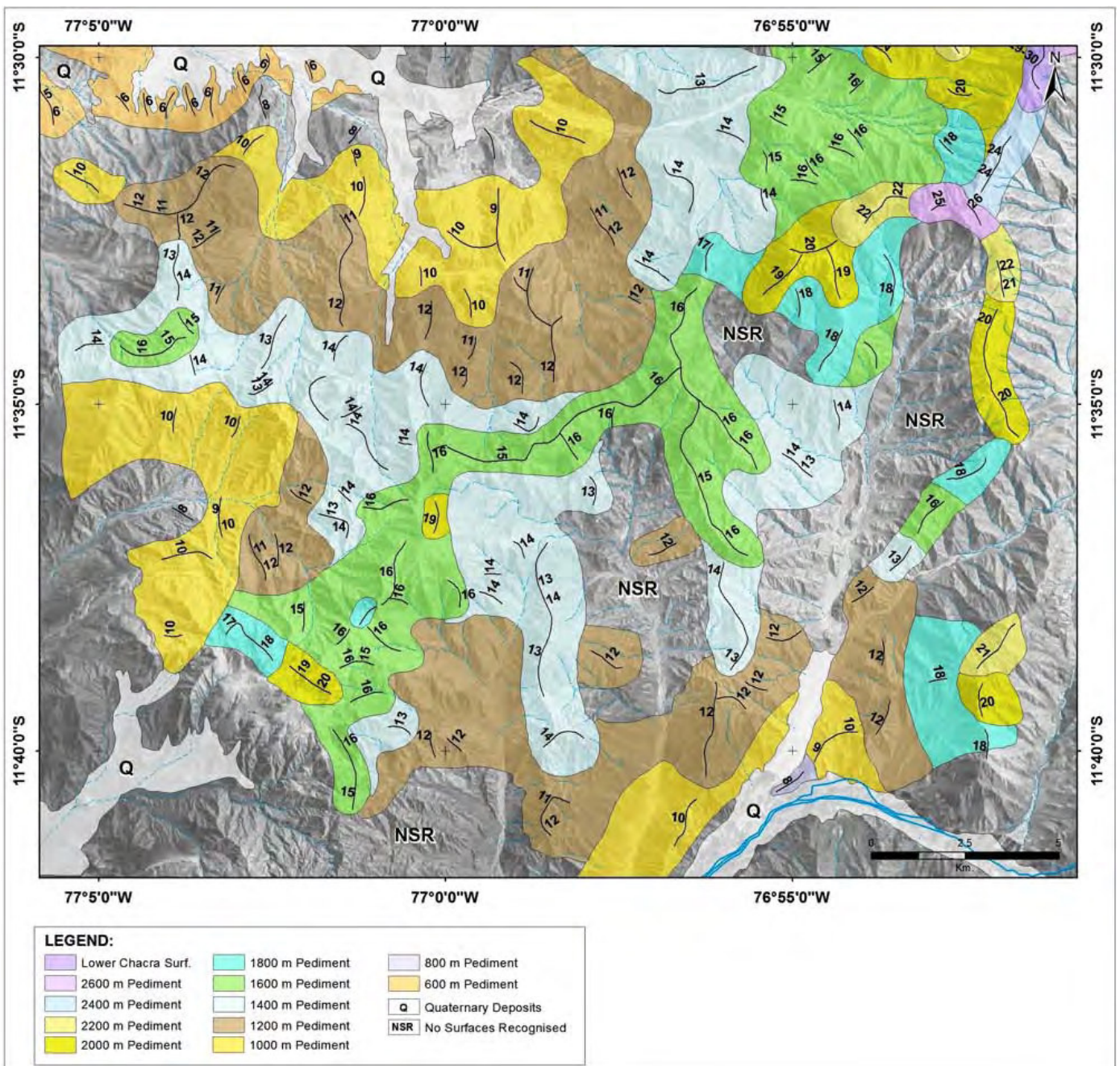


Figure 5. Map of erosion surfaces between the lower course of the Río Chillón and the Quilca area.

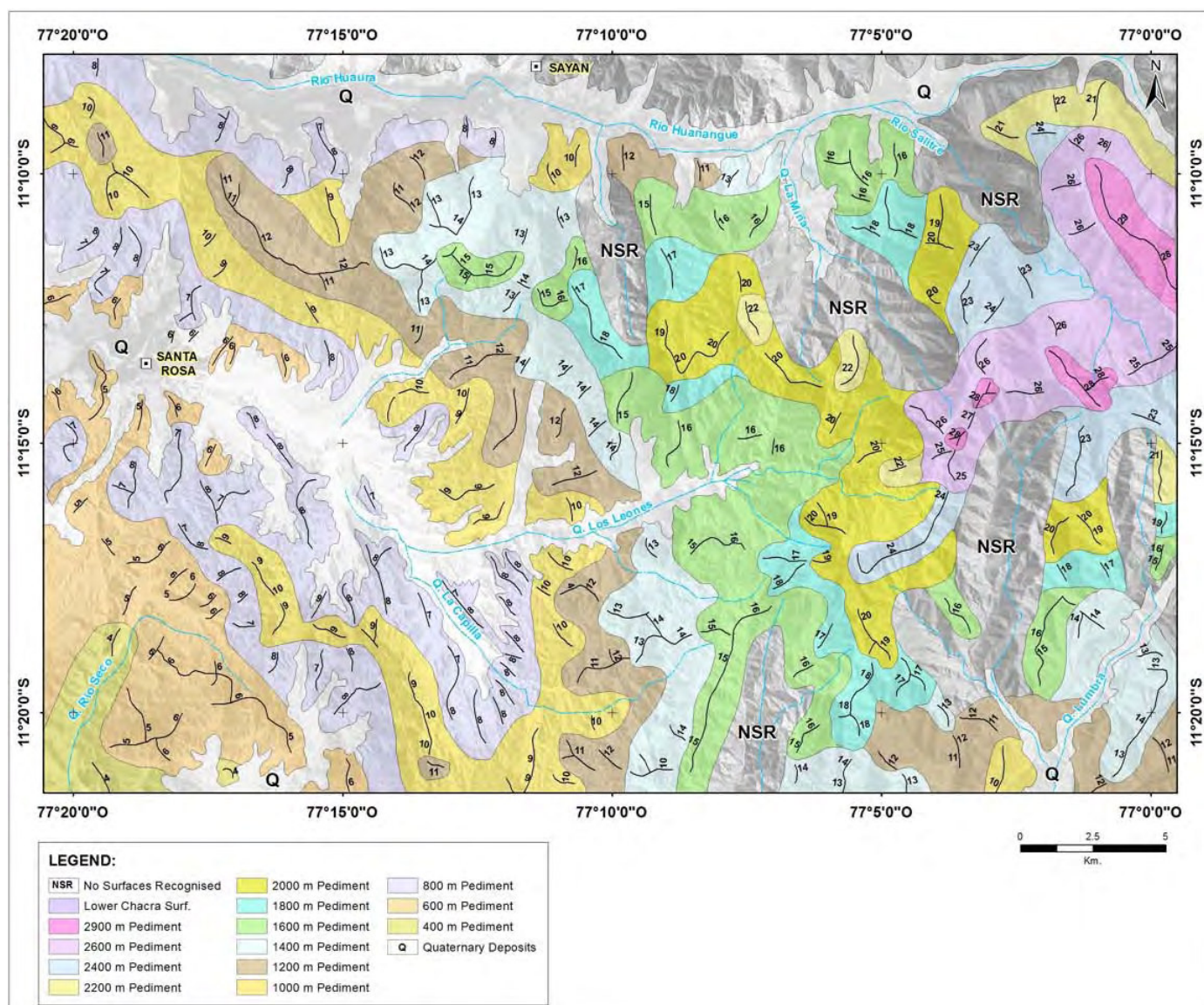


Figure 6. Map of erosion surfaces between the Río Seco and the Río Huaura.

4. It may be noted that the fragmentary nature of the Upper Pediments in some areas, and the local absence of individual surfaces, makes it difficult to recognise a coherent sequence of features in a single area. However, observations in a variety of quadrangles, as in the present study, permit the establishment of a whole series of pediments which can be recognised with reasonable confidence over a wide area. The author has thus identified, in unpublished studies, individual members of the Upper Pediments in the Casma–Santa Rosa and the Chépén–Chongoyape areas.

5. Although various of the pediments can be found extending up the main valleys, they are generally best preserved in the divides separating the drainage systems, where individual pediments can extend for distances of 10 km or more. Thus in the area south of the Río Huaura (Fig. 7), both the 1000-m Pediment and the 1200-m Pediment form divides for ~12 km and ~6 km respectively. Similarly, the Chacra surfaces also form quite extensive parts of divides (Figs. 3, 4, 8).

6. It is common to find that some interfluvies contain outliers of higher surfaces which have otherwise been destroyed by erosion. Thus Figure 6 illustrates a remnant

of the 1400-m Pediment almost 15 km west of the main body of this feature. These outliers are useful in confirming the previously greater extent of specific erosional surfaces.

7. A particularly interesting outlier is shown in Figure 9, where a remnant of the 1600-m Pediment rises above a variety of lower, younger, features. The outlier is ~20 km west of the main surviving part of the pediment, and lies only ~12 km from the coastline. This has significant structural implications, which are considered below.

8. In their lower courses the main rivers generally occupy narrow valleys incised into one or other of the Lower Pediments. The lower course of the Río Fortaleza is a good example, flowing through a trench ~1 km wide and ~300 m deep which has been cut into the 400-m Pediment (Fig. 9). A similar situation prevails in the lower course of the Río Huarmey (Fig. 6) and in the Río Huaura in the area west of Figure 7.

9. On following the main rivers and their tributaries upstream the depth of incision increases dramatically, being commonly in the range 1000–2000 m. The intensive erosion has led to the formation of the deep canyons which characterise the middle portion of the Andean

Flank. This process has destroyed much of the pre-existing erosion surfaces, such that in the mid-flank area they are mainly restricted to the interfluves. In Figures 3 to 9 these areas devoid of recognisable pediments have been left blank.

The deep valleys formed by the incision of the river systems were referred to by McLaughlin (1924) as the

Canyon Stage, which he interpreted as being the result of a major phase of uplift of the Andean Block. It now appears that in fact the canyons were formed by the cumulative incision resulting from multiple phases of erosion, which are represented by separate pediments in the distal portions of the valleys.

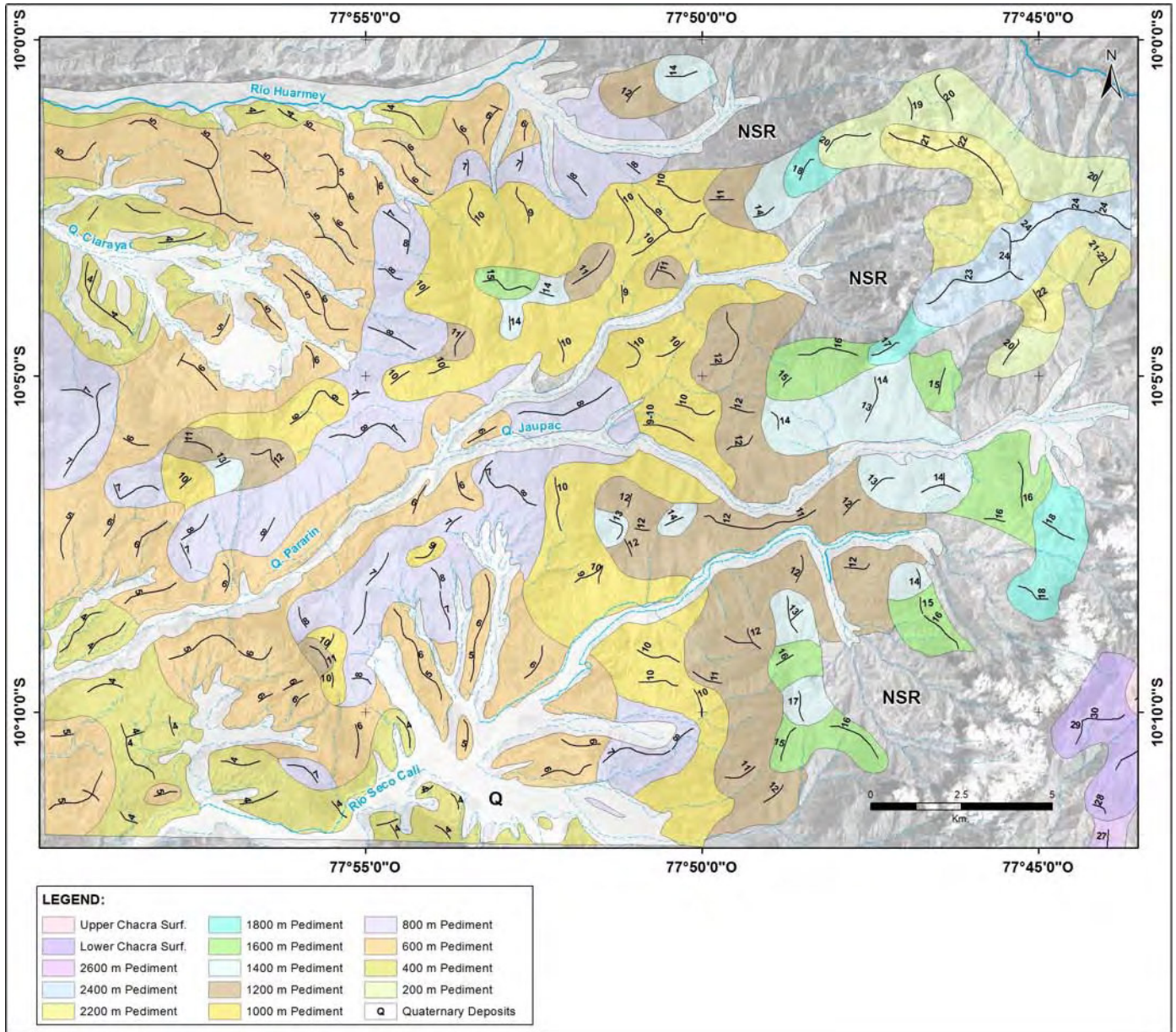


Figure 7. Map of erosion surfaces between the Río Seco (Cali) and the Río Huarmey.

4. Erosion surfaces

McLaughlin (1924) recognised a series of erosional benches along the flanks of the main valleys forming part of the Atlantic drainage in central Peru, though without precisely defining their elevations. The features were named the Chacra Stage because of the concentration of farms (*chacras*) associated with them. The current study shows that comparable surfaces also occur in the Pacific flank, and in fact comprise two separate features named here as the Upper and Lower Chacra surfaces.

There now follows a description of the individual erosional features recognised in the study area.

4.1. Chacra surfaces

4.1.1. Upper Chacra Surface

This feature comprises a gently undulating surface in the range 3100–3300 m, and with an average elevation of ~3200 m. It is particularly well developed in the Huamantango area on the north flank of the Río Chillón (Fig. 3), where it forms a 5 km-wide platform which is the site of many small farms. The surface is separated by scarps from both the Jauja Surface and the Lower Chacra Surface.

The Upper Chacra Surface is also preserved in interfluvies near Sumbilca (Fig. 3), near Jicamarca (Fig. 4), and in the flanks of quebrada Shanán (Fig. 8), where it is represented by subhorizontal ridge tops separated by scarps from the adjacent features.

The surface has also been recognised in the upper reaches of the Fortaleza valley, where it is partially covered by ignimbrites.

4.1.2. Lower Chacra Surface

This surface is also well represented in the northern flank of the Chillón valley (Fig. 3), where it occurs as a

series of concordant ridge tops at 2800–3000 m. The feature is normally separated by scarps from the Upper Chacra Surface and the 2600-m Pediment, though the lower limit is commonly a profound scarp falling more than 1000 m to the current river level.

The Lower Chacra Surface shows the same general characteristic elsewhere in the study area, where it occurs as subhorizontal ridge tops in several interfluvies (Figs. 3, 4). Although the individual ridge tops rarely exceed 5 km in length, the presence of outliers at 2800–3000 m confirms the previously greater extent of the surface (Figs. 3, 7).

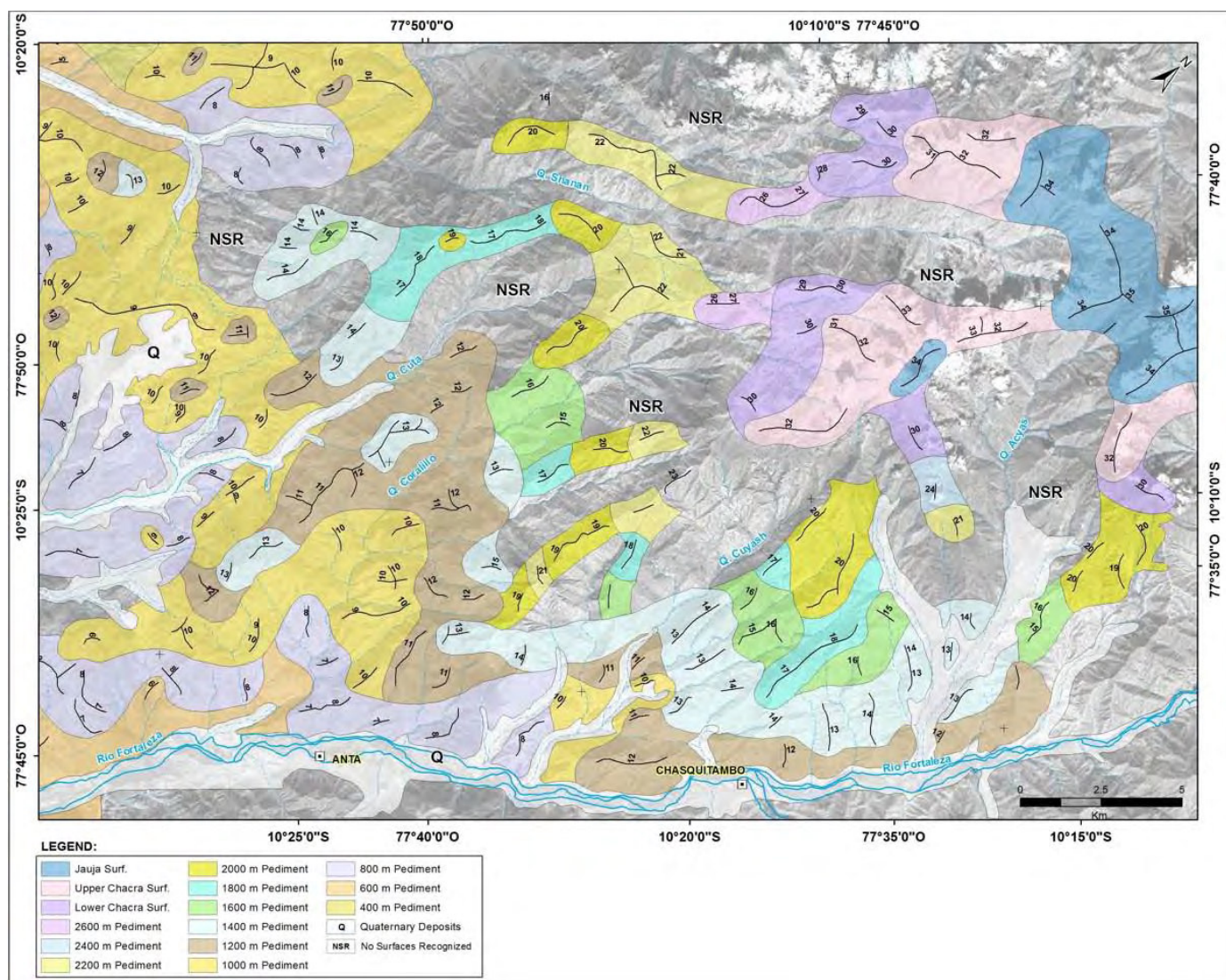


Figure 8. Map of erosion surfaces between the Río Fortaleza (Chasquitambo) and the quebrada Shanán.

4.2. Upper Pediments

The Upper Pediments are made up of six erosional features occurring in the range ~1500–2700 m. They are found mainly in the interfluvies of the mid-Andean Flank and also occur as benches in the main river valleys. While most of the pediments are reasonably well preserved in the study area, some have been largely destroyed by later erosion. Despite occurring in restricted areas, these pediments are separated by scarps from adjacent features, and merit being considered as separate entities.

Moreover, reconnaissance suggests that they occur in many other areas of the Andean Flank.

The individual features can be described as follows:

4.2.1. 2600-m Pediment

The 2600-m Pediment occurs as a defined feature in the interfluvies illustrated in Figures 3 and 4, where it forms a series of subhorizontal ridge tops at ~2500–2700 m. In Figure 3 the ridge tops extend for 4–5 km and form a

clearly defined “step” between the Lower Chacra Surface and the 2400-m Pediment, from which they are separated by scarps. Similar relationships can be observed in Figure 4. The 2600-m Pediment is also quite well preserved in the eastern sector of Figure 7, where it surrounds isolated remnants of the Lower Chacra Surface.

Here again, the feature is separated by scarps from the adjacent pediment.

The 2600-m Pediment is poorly represented in the mid-Andean Flank covered by Figure 8, but can nevertheless be recognised in the interfluves bounding the quebrada Shanan.

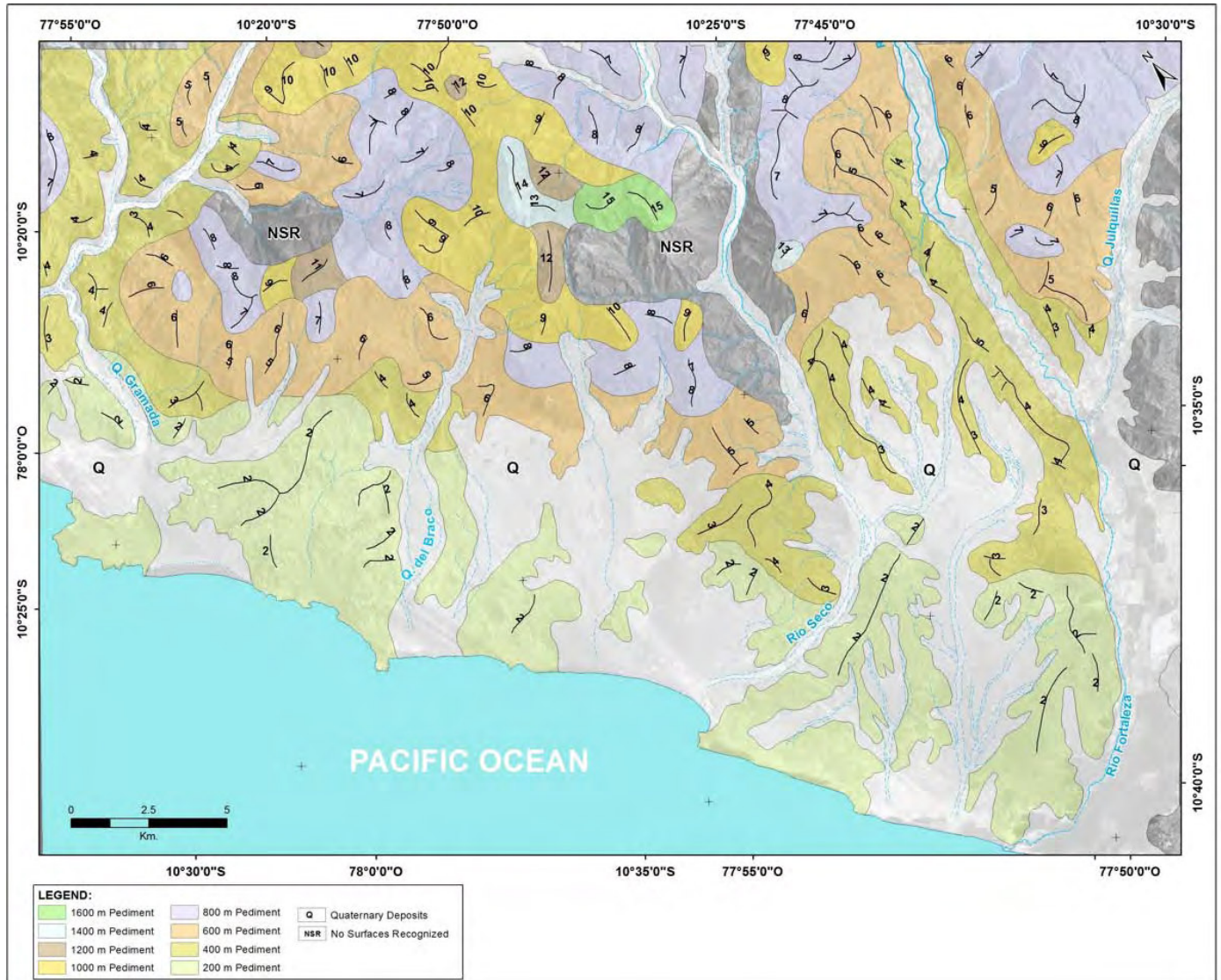


Figure 9. Map of erosion surfaces between the lower course of the Río Fortaleza and the quebrada Gramadal.

4.2.2. 2400-m Pediment

This pediment is best preserved in the area covered by Figure 7, where it is represented by a series of ridge tops in the range 2300–2400 m. These features form a defined “step” between the 2600-m Pediment and lower features, from which they are separated by scarps.

The 2400-m Pediment is less well preserved elsewhere in the study area, being represented only by a number of small remnants (Figs. 3, 4, 6, 8). These remnants nevertheless show the same characteristics as the more extensive areas of the pediment, and indicate the previously widespread development of the feature prior to subsequent erosion.

4.2.3. 2200-m Pediment

This pediment is not well preserved in the study area, though enough remnants remain to confirm that it forms a

separate feature in the Andean Flank. The pediment occurs in the area covered by Figure 7, where ridge tops at 2100–2200 m form an erosional bench separated by scarps from the 2000-m and 2400-m pediments. A comparable situation is represented in Figure 8, where ridge tops at 2100–2200 m form step-like features extending for ~5 km in the interfluves bounding quebrada Shanan. In this case the 2400-m Pediment has been completely eroded, such that the 2200-m Pediment directly abuts the 2600-m Pediment.

The pediment is poorly preserved elsewhere in the study area, though it can be recognised in Figures 3, 4, 5, and 6, where it shows the same characteristics as outlined above. The area south of Río Huanangue (Fig. 6) is noteworthy in containing a number of “islands” of the 2200-m Pediment rising above the 2000-m Pediment, illustrating the previously greater extent of the feature.

4.2.4. 2000-m Pediment

Within the study area the 2000-m Pediment is best preserved in the southern limit of the Río Huanangue drainage (Fig. 6), where for a distance of ~10 km the divide is formed by a surface at 1900–2000 m. The feature is separated by scarps from a number of lower and higher pediments.

Remnants of the pediment are also recognised in the areas represented in Figures 3, 4, and 8, where they generally form step-like features at 1900–2000 m in the divides separating elements of the drainage systems.

The area represented in Figure 5 is interesting in that isolated ridge tops at 1900–2000 m are found ~15 km west of the nearest sizeable remnant of the pediment, again indicating a more widespread development of the feature in the past.

4.2.5. 1800-m Pediment

Scattered throughout the study area are subhorizontal ridge tops and erosional benches at 1700–1800 m, clearly separated by scarps from adjacent features, and which are here referred to as the 1800-m Pediment. A good example occurs in the area between quebrada Colca and the Rímac valley (Fig. 4), where the pediment forms the divide for a distance of over 5 km and is separated by scarps from the 1600-m and 2000-m pediments.

Comparable situations can be observed in the Fortaleza valley and on the southern flank of the Shanán valley (Fig. 8), where once again this pediment forms sections of divides several kilometres in length. Elsewhere the pediment is preserved only as small and commonly isolated remnants.

The previously greater extent of the pediment is indicated by the presence of an outlier at the head of quebrada Inocentes (Fig. 5), ~16 km west of other remnants of the feature.

4.2.6. 1600-m Pediment

This pediment is present throughout the study area, but is best preserved in the areas covered by Figures 5 and 7. Thus it occurs as a clearly defined erosional feature on the south flank of the Huamangue valley and also in the Andean Flank (Fig. 7), being represented by a series of concordant ridge tops at 1500–1600 m, which are separated by scarps from both the 1400-m and the 1800-m pediments. In the southern sector of Figure 7 the pediment forms a divide between two minor drainage systems over a distance of 5–6 km.

A similar situation is revealed in Figure 5, where the 1600-m Pediment forms an interfluvium extending for ~15 km. Small, scarp bounded remnants of older, higher pediments rise above the 1600-m Pediment, which is itself separated by scarps from a variety of lower features.

It is also noteworthy that the westernmost remnants of the 1600-m Pediment in Figure 5 lie only ~15 km from the beach.

Elsewhere in the study area the pediment is represented by erosional benches at 1500–1600 m on the flanks of valleys. These benches can be small and/or isolated (Figs. 6, 8), though elsewhere they can occupy more extensive areas of the valley flanks, as in the case of the Rímac (Fig. 4).

4.3. Lower Pediments

The Lower Pediments comprise seven erosional terraces ranging in elevation from near sea level to ~1400 m and are quite well preserved in the lower Andean Flank. They are found as sets of concordant ridge tops in the flanks of the main valleys and their tributaries, and also in the divides separating the drainage systems. They can be described as follows.

4.3.1. 1400-m Pediment

This feature is well represented in the area covered by Figure 5, where it occurs in divides separating the Chillón and Chancay drainages. It forms an E-W-trending section of the main divide, and also occurs as a subhorizontal ridge top immediately west of quebrada Quilca (Fig. 5). In both cases the ridge tops lie in the range 1300–1400 m for 7–10 km and are separated by scarps from the 1600-m Pediment and the 1200-m Pediment.

The 1400-m Pediment is also quite well preserved in the Huaura valley immediately south of Sayán, where it is again represented by a group of concordant ridge tops at 1300–1400 m (Fig. 7). The pediment also occurs as an erosional terrace cut into the Andean Flank and now reduced to a narrow remnant (Fig. 6). Outliers of the pediment occur up to 15 km west of the main body of the feature (Figs. 8, 9).

4.3.2. 1200-m Pediment

This pediment is well developed in the southern flank of the Huaura valley, where it is preserved as a more or less continuous ridge top lying at ~1100–1200 m for ~5 km (Fig. 7). To the east the pediment is separated by a scarp from the 1400-m Pediment. The lower limit is a scarp leading down to the 1000-m Pediment, as can be seen to the north of Santa Rosa and in the area of quebrada Los Leones (Fig. 7).

The pediment also occurs as an erosional terrace preserved in parts of the Andean Flank (Figs. 6, 8), with the same characteristics as seen in the Huaura valley. It is quite well represented south of Quilca (Fig. 5), where concordant ridge tops at 1100–1200 m occur in a belt 4–5 km wide. The pediment is also recognised in the Fortaleza valley and forms the divide between the quebradas Cuta and Coralillo for several kilometres (Fig. 8).

Outliers of the 1200-m Pediment occur at up to 12 km west of its main area of preservation, for example in the coastal belt north of the Río Fortaleza (Fig. 9).

4.3.3. 1000-m Pediment

The best example of this pediment in the study area is found on the south side of quebrada Los Leones (Fig. 7), where it forms a more or less continuous ridge top at 900–1000 m for a distance of ~2 km. It is separated by a scarp from the 1200-m Pediment to the west, while the lower limit is a scarp separating the feature from a quite extensive area characterised by ridge tops at 700–800 m (Fig. 7).

The pediment is also well preserved in the area north of the Río Fortaleza (Fig. 9), where it forms part of the divide between the quebrada Gramadal and Río Seco valleys, and

shows the same characteristics as in the Los Leones area.

The 1000-m Pediment also occurs as a well-defined feature in the Andean Flank, being particularly well preserved in parts of the areas covered by Figures 6 and 8.

4.3.4. 800-m Pediment

This pediment occurs as a defined erosional feature which penetrates up the main river valleys and their tributaries, and marks the beginning of a phase of incision which further accentuated the existing drainage pattern. Good examples of the 800-m Pediment can be found in the Huaura valley (Fig. 4) and in the Fortaleza valley (Figs. 8, 9). In both cases the pediment forms a bench between the river flood plains and higher surfaces, locally abutting directly against the 1200-m Pediment. Further downstream in the Fortaleza valley, it is separated by a scarp from the 600-m Pediment.

The pediment is also present in the quebrada Los Leones area, where it is represented by an abundance of ridge tops at 700–800 m (Fig. 7). In the upstream section of the quebrada, the ridges are almost buried by Quaternary alluvial material, though further downstream they can be seen to be separated from the 600-m Pediment by a scarp.

The relationship between the 800-m and the 600-m pediments is well displayed in the more distal portion of the Fortaleza valley (Fig. 9), where there is clear separation of the two features. A similar situation can be observed in the Río Seco–Calli area in the southern sector of the area covered by Figure 6, where 3 km-long, subhorizontal ridge tops at 500–600 m terminate abruptly against the 800-m Pediment.

4.3.5. 600-m Pediment

This feature occurs in the river valleys as an erosional bench at 500–600 m. It is particularly well developed on the south flank of the Huarmey valley (Fig. 6), where it forms a plateau-like feature ~8 km in width. The upper limit is a defined scarp separating it from higher surfaces, while the lower limit is a scarp which drops down to an area characterised by ~400-m ridge tops.

The 600-m Pediment extends southwards from the Huarmey valley, parallel to the coast and extending ~7–10 km inland, until it reaches the Fortaleza valley, where an extension reaches for some distance up the valley (Fig. 9). In these areas the pediment maintains the same general characteristics as in the Huarmey valley, with abundant concordant ridge tops at 500–600 m bounded by scarps both above and below.

Finally, the pediment occurs in the Santa Rosa area (Fig. 6), where there is a quite large area occupied by concordant ridge tops at ~600 m.

4.3.6. 400-m Pediment

Although this feature is not widely preserved in the study area, it can nevertheless be clearly recognised in the lower courses of some of the river valleys, being incised by the current river systems. Thus it occurs in the lower Fortaleza/Río Seco valleys (Fig. 9), where it is represented by a series of linear ridges at elevations of 300–400 m which terminate quite abruptly against the 600-m Pediment. The lower limit is a scarp separating the feature

from the 200-m Pediment.

A similar situation can also be observed in the quebrada Gramadal area (Fig. 9).

The 400-m Pediment occurs as a narrow erosional bench between the channel of the Río Huarmey and the higher ground to the south (Fig. 6), and can be observed on both flanks of the valley downstream of the area covered by Figure 6.

A similar pattern is seen in the Huaura valley to the west of the area covered by Figure 7, where a bench at 300–400 m can be clearly observed on both sides of the river, as illustrated in the 1:100,000 topographic map of the Huaral (23-i) sheet.

4.3.6. 200-m Pediment

Within the study area this feature is recognised only in the area north of Paramonga (Fig. 9), where it occupies a ~5 km-wide belt extending inland from the beach. The pediment comprises an erosional bench at 100–200 m cut into the volcanics of the Casma Group. The inland boundary is a scarp separating the feature from the 400-m Pediment, while the seaward boundary is a discontinuous cliff system.

The pediment has been incised by the existing rivers, both those with a permanent flow, *e.g.* the Río Fortaleza, and those with only an intermittent discharge, *e.g.* the Río Seco and quebrada del Braco. The river channels are 150–200 m-deep and up to several kilometres wide, and have a partial infill of conglomeratic alluvial debris.

Outside of the study area, the 200-m Pediment can be observed in the area covered by the Casma sheet, bevelling bedrock on both sides of the Panamerican Highway to the south of the Río Samanco, and is also quite well developed along the coastal strip in the area covered by the Huarmey geological sheet.

5. Correlations

The general correlation of the surfaces identified in this study with the features found elsewhere in the Andean Flank of central Peru is illustrated in Figure 10. The suggested correlations are based on the average elevations and general characteristics of the various features, and should be regarded as provisional until their lateral continuity can be established.

It is noteworthy that there appears to be a broad correlation of erosional features recognisable from Ica into northern Peru. The main difference established by this report is the subdivision of the major features recognised by Myers (1976) and Wilson (2009), leading to a more detailed picture of the morphology of the Andean Flank.

The general situation can be described as follows:

1. Although Myers (1976) considered his Cochapunta Surface as part of the Puna Surface, it is now clear that it in fact corresponds to the Jauja and Chacra surfaces of this study. Similarly, the Huamandioja Surface of the Ica region occurs at the same elevation and has the same characteristics as the Lower Chacra Surface, while the Trigopampa Surface includes both the Upper Chacra and the Jauja Surfaces.

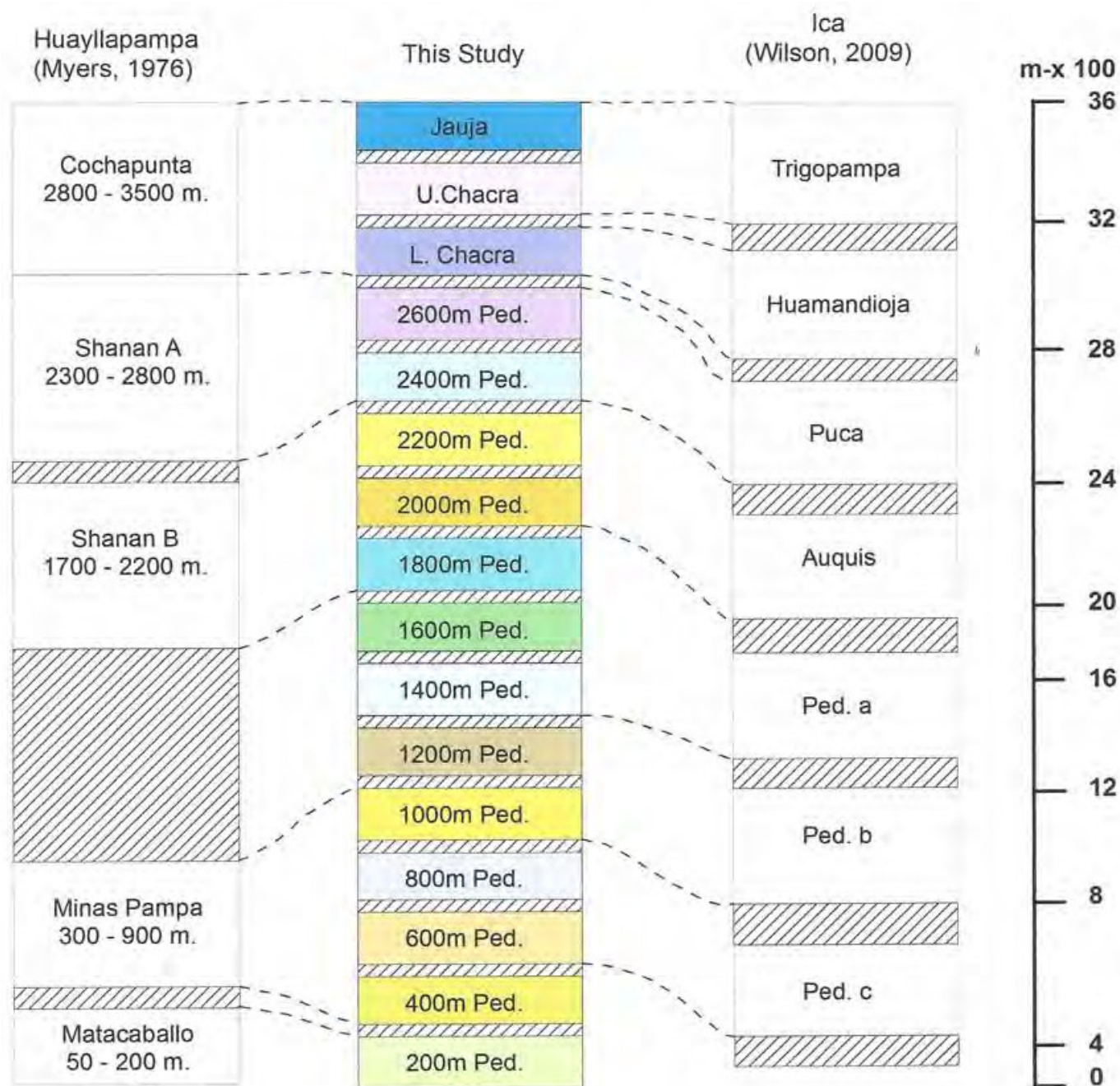


Figure 10. General correlation of erosion surfaces in the Andean Flank of south-central and north-central Peru.

2. Myers' (1976) Shanan A Surface corresponds to the Puca Surface of Ica (Wilson, 2009), and to the 2400-m and 2600-m pediments of this study.

3. The Shanan B feature correlates broadly with the Auquis Surface of Ica, and can be clearly differentiated in the study area into the 1800-m, 2000-m, and 2200-m pediments.

4. Myers (1976) did not recognise any mappable surfaces between ~900 m and ~1700 m, largely because the pediments established in that interval in the study area are poorly preserved in the area covered by the Huayllapampa geological sheet. Nevertheless, with the benefit of having examined a larger area, the 1200-m, 1400-m. and 1600-m pediments can be recognised in the Huayllapampa area.

5. The Minas Pampa Surface at 300–900 m (Myers,

1976) can be subdivided into the 400-m, 600-m, 800-m. and 1000-m pediments, while the Mataballo Surface corresponds directly to the 200-m Pediment.

Pediments a, b, and c of the Ica region (Wilson, 2009) are provisionally correlated, on the basis of their similar elevations, with the surfaces lying between 1800 m and 600 m in this study area.

6. Ages of the erosion surfaces

The ages of the erosion surfaces described above remain to be established. Meanwhile, the current state of our knowledge can be summarised as follows:

1. Two samples of the Fortaleza ignimbrite have been dated using the ^{40}Ar - ^{39}Ar method. The analytical data are

given in the Appendix and indicate ages of ~5.5 Ma for both samples.

One sample was obtained at 1454 m on the west flank of Cerro Uchu Uchu (Huayllapampa sheet: N 8873150, W 219725), in an area where the ignimbrite mantles an erosion surface at ~1400 m. The surface, its back scarp, and the ignimbrite covering can be clearly seen from the Llacllín road near to its junction with the main highway. This outcrop forms the current downstream limit of the Fortaleza Formation.

Myers (1976) quoted a K-Ar date of ~5.8 Ma for a sample of the Fortaleza Fm from an unspecified locality, but probably in the same general area as our sample.

It can be concluded that the 1400-m Pediment predated ~5.5 Ma

2. The other sample of the Fortaleza Fm was obtained at 3774 m on the northern flank of Cerro Inca Huagansa (Chiquián sheet: N 8875780, W 2444299), near the eastern limit of the Río Fortaleza drainage. As this sample is also dated at ~5.5 Ma it appears that the Fortaleza Fm may be the result of a single episode of ignimbrite activity. The relationship of the Fortaleza Fm to the underlying erosion surfaces will be examined in a separate paper.

3. The Jauja Surface is recognised in the northern flank of the Fortaleza valley (Fig. 8) and is quite well developed in the upper reaches of the valley, where it is locally mantled by the Fortaleza Fm. Wilson (2009) estimated the age of the surface in central Peru at ~8 Ma on the basis that it is mantled by the Rumihuasi tuff dated at ~7.3 Ma (Mégard, 1984).

Unpublished studies by the writer in the Santa valley support this general age. Thus in the area immediately south of the village of Parón (Carhuaz sheet) the crest of Cerro Huandoy is an erosional feature cut into Cretaceous sediments at 3400–3600 m and which is correlated with the Jauja Surface. The feature is cut by a N-S fault which juxtaposes the Cretaceous sediments against the Yungay tuff. The latter has been dated at 6.4–7.8 Ma (Cobbing et al., 1981) and at ~7.1 Ma (Wise & Noble, 2003).

These data confirm that the Jauja Surface is older than ~7 Ma, and an estimate of ~8 Ma seems reasonable as a minimum age, though it would not be surprising if further work suggested a slightly greater age.

It may also be mentioned that elsewhere in the Santa valley the Yungay tuff has been bevelled by elements of the Chacra surfaces. Thus in the southern sector of the Corongo sheet, the village of Huaripampa sits on an erosional feature cut into the Yungay tuff at 2800–2900 m, and which is correlated with the Lower Chacra Surface, which must therefore have a maximum age of ~7 Ma.

If, as suggested above, the Jauja Surface (~3600 m) formed at ~8 Ma and the 1400-m Pediment at ~5.5 Ma, it implies an average rate of uplift of almost 0.9 mm/yr, without taking into account the pauses required to allow for the development of the intervening erosion surfaces. In contrast, the average rate of uplift implied for the interval between the Jauja Surface (~3600 m, ~8 Ma) and the Puna Surface (~4800 m, ~16 Ma) amounts to ~0.15 mm/yr. Similarly, the average rate between the formation of the 1400-m Pediment (~5.5 Ma) and the present-day sea level amounts to ~0.25 mm/yr.

The above average rates of uplift are based on very

limited data and should be used with great caution. Nevertheless, even if the assumed ages of the surfaces are significantly in error (for example if the 1400-m Pediment and the Jauja Surface are respectively ~6 Ma and ~9 Ma), the average rates of uplift would still be much greater than those which apparently characterised the time intervals before and after formation of those surfaces.

An accelerated rate of uplift in the interval ~8–5.5 Ma, and the attendant increase in erosion, could possibly explain the relatively poor preservation of the Upper Pediments (1600–2600 m) in many areas.

The reason for any acceleration of uplift in the time frame mentioned above remains to be resolved. It could be a result of a temporary increase in the rate of convergence. Alternatively, it may be noted that the interval partly coincides with the subduction of the Nazca Ridge beneath the Andean Belt in northern Peru, and it can be speculated that the rate of uplift was affected by this event.

7. Structural considerations

7.1. Geometry of the Andean uplift

In parts of southern Peru, the Andean Flank can be observed to be a tilted surface leading up to the Altiplano. McLaughlin (1924) and Myers (1976) both assumed that a similar situation had prevailed in central Peru, with the uplift having been achieved as a result of tilting about an axis located near the present coastline. Nevertheless, Wilson (2011) observed that in central Peru the Puna Surface is essentially horizontal for tens of kilometres west of the crest of the Western Cordillera, and suggested that the Andean uplift could have involved significant faulting along the coastline. The current study confirms that significant faulting must have occurred near the coastline for the following reasons:

1. No significant tilt can be recognised in the erosional surfaces observed in this study. Thus there are several examples of outliers occurring 10–15 km west of the main body of a specific surface, yet occurring at the same elevation, implying that there has been no significant tilting since the formation of that surface. A good example occurs in Figure 5, where an outlier of the 2000-m Pediment occurs 15 km southwest of other remnants of the feature, yet at the same elevation. A tilt of only 2 % over that distance would imply a difference of ~300 m in elevation. The fact that the fragments of the 2000-m Pediment are united by a more or less continuous remnant of the 1600-m Pediment provides further support to the concept that tilting was not a major element in the Neogene uplift of the Andean Flank in central Peru

2. On the other hand, the outliers suggest that fault controlled uplift has been a significant mechanism. Thus it would be difficult to explain the presence of an outlier of the 2000-m Pediment (Fig. 5) at only 17 km from the coast as a result of tilting. In fact, there has been historical faulting near the beach in the Chancay area.

It can be concluded that, while some tilting may have occurred, the uplift of the Andean Block in the study area

involved a significant amount of faulting near to the coastline. No post-Puna Surface faulting has been recognised within the Andean Flank itself.

7.2. Mechanics of the Andean uplift

The precise nature of the mechanics controlling the uplift of the Andes in central Peru remains to be established. It is clear, however, that any preferred tectonic model has to explain:

- a) the fact that the episodes of uplift were apparently simultaneous and involved the same amount of vertical displacement across the whole Andean Block in central Peru, and
- b) the fact that, following the development of the Jauja Surface, most of the subsequent episodes resulted in individual uplifts of ~200 m. While the uniformity of the amount of uplift does not necessarily imply a similar degree of uniformity in the periodicity of the episodes of uplift, it is nevertheless an important characteristic of the Andean uplift.

Some of the potential mechanisms can be summarised as follows:

1. During the Neogene, crustal thickening led to the gradual formation of a ~55 km-thick root beneath the Western Cordillera (Fukao & Yamamoto, 1989). The development of this root must have led to the progressive rise of the Western Cordillera in the course of the Neogene. The area is now in isostatic equilibrium.

However, the Eastern Cordillera does not appear to have a root and is not in isostatic equilibrium (Fukao & Yamamoto, 1989), yet has been uplifted to virtually the same elevation as the Western Cordillera. Crustal thickening therefore cannot be the only mechanism involved in the uplift of the Andean Belt.

2. The Andean uplift in central Peru may also be a response to plate convergence, with the whole of the Andean Block having been uplifted as a single tectonic unit within a regional compressive regime caused by the opposing pressures generated by the Nazca Plate and the Brazilian Shield.

Under this scenario the episodic nature of the phases of uplift could be explained as a result of the rapid release of pressures which had slowly accumulated within the Andean Block as a result of plate convergence. Thus the phases of uplift may have been triggered by the accumulated pressures having reached a critical level, the time required to achieve that level being a function of the varying rates of plate convergence.

In the case of the Western Cordillera, it is suggested that the uplift generated by the development of the root system was occurring in a regional compressive regime, and that the timing and amount of specific episodes of uplift were in fact controlled by the mechanism outlined above.

With regard to the Eastern Cordillera, it is suggested that its uplift is a direct consequence of the pressures generated as a result of the plate convergence outlined above. Work in progress by the author indicates that the Eastern Cordillera has the same sequence of erosion surfaces as are found in the Western Cordillera,

supporting the concept that the whole Andean Block was subjected to episodic uplift controlled by plate convergence.

10. Conclusions

The current study allows us to reach the following general conclusions.

1. The high-level erosion surfaces were followed by the development of fifteen separate features ranging in elevation from ~100 m to ~3300 m.

2. The surfaces reflect a Neogene structural history dominated by multiple phases of episodic uplift, each phase commonly producing ~200 m of uplift.

3. The surfaces were formed by fluvial erosion in the intervals between the phases of active uplift.

4. There is no sign within the study area of any deformation having accompanied the uplift, nor is there any evidence of coastward tilt of the individual surfaces.

5. The uplift probably involved a significant amount of faulting in the near-shore area.

6. Although much work needs to be done, it seems possible that one of the main mechanisms of the Neogene uplift was the convergence of the Nazca Plate and the Brazilian Shield, each phase of uplift being triggered by the accumulated pressures within the crust having reached a critical level.

7. It is critically important that further age data are acquired for the individual surfaces. Apart from the Puna Surface (dated at ~16 Ma), there is little firm information on dates. The Jauja Surface is considered to have a minimum age of ~8 Ma, and the 1400-m Pediment can be dated at more than ~5.5 Ma, with the ages of the intervening features being little more than guesses.

Appendix

Two samples of the Fortaleza ignimbrite, denominated GD-4 and GD-6, were analysed at the University of Nevada at Reno, USA, using the ^{40}Ar - ^{39}Ar method. The analyses were funded by Cía. de Minas Buenaventura and were supported at the University of Nevada by Prof. Donald Noble. The full information on these two samples is as follows:

GD-4. This sample was obtained from near the base of the ignimbrite on the west flank of Cerro Uchu Uchu, at an elevation of 1454 m (Huayllapampa sheet: N 8873150, W 219725).

The material consisted of greyish, partially welded tuff with phenocrysts of quartz, feldspar, and occasional biotite, and included fragments of pumice and quartzite. The biotite was separated and subjected to analysis. The analytical data are included in Table 1 and can be summarised as follows:

plateau age: 5.57 ± 0.09 Ma;
isochron age: 5.15 ± 0.20 Ma.

GD-6. This sample was obtained from a block at the base of a cliff formed by the Fortaleza Fm on the northern flank of Cerro Huagasa. It proved impossible to obtain a sample from the outcrop itself, despite strenuous efforts at a number of places. The sample was obtained above the main road to Conococha/Huaraz at an elevation of 3774 m (Chiquián sheet: N 8875780, W 244299).

The Fortaleza Fm at this locality consists of a very hard, strongly welded tuff containing phenocrysts of quartz, feldspar, and rare biotite, as well as subangular fragments of quartzite. The analytical data on the biotite separated from the sample are included in Table 2 and can be summarised as follows:

plateau age: 5.30 ± 0.07 Ma;

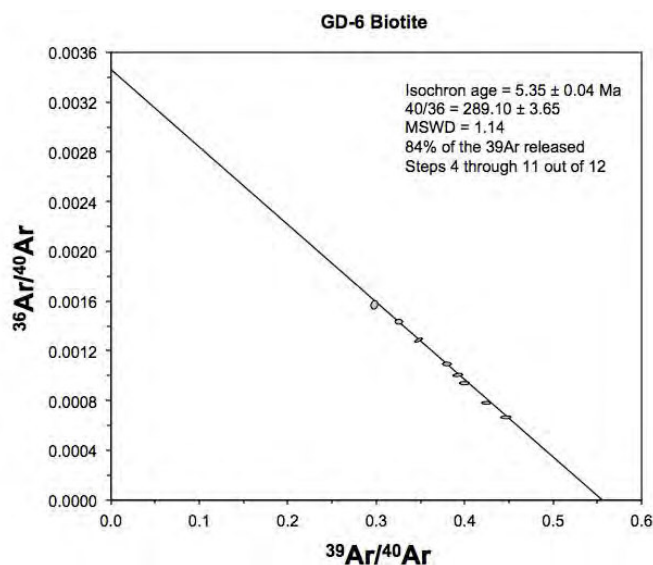
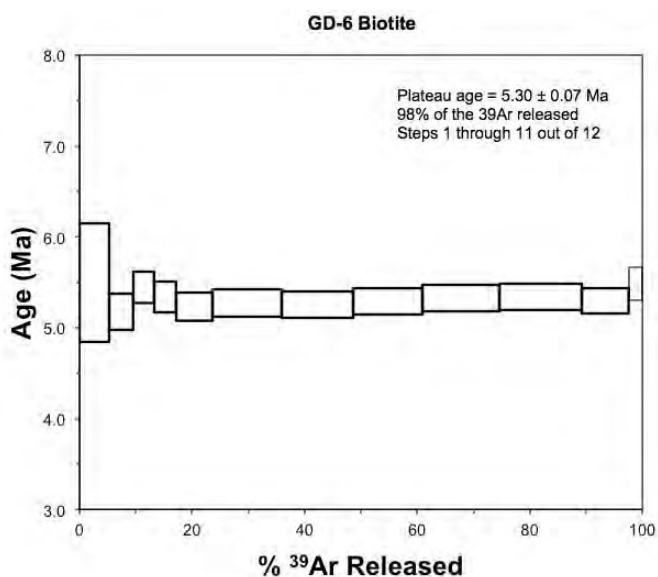
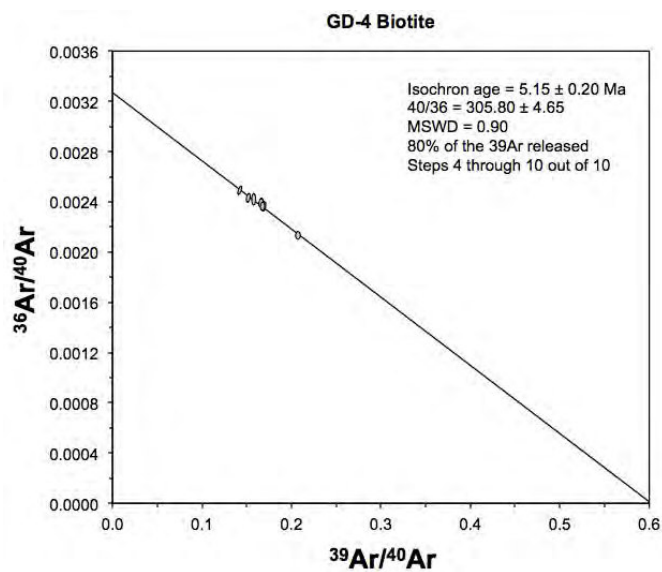
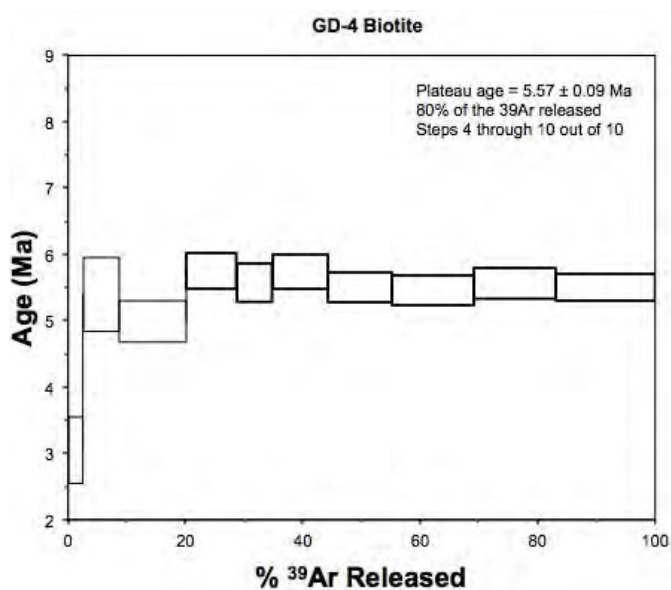
isochron age: 5.35 ± 0.04 Ma.

Prof. Donald Noble regards this as an accurate age for

this part of the Fortaleza Fm (e-mail communication, 17 July, 2015).

Discussion of age data. Myers (1976) also mentioned a K-Ar age of 5.84 ± 0.2 Ma obtained on a biotite phenocryst from a sample from the Fortaleza Fm. Although the precise location of this sample was unclear, it was probably obtained from one of the downstream outcrops of the unit in the area covered by the Huayllapampa sheet, and therefore close to GD-4.

While there is not an absolute concordance of the ages derived for the Fortaleza Fm, it is nevertheless clear that the ignimbrites accumulated during a restricted time interval. Thus although the formation may comprise more than one discrete flow, it appears to represent a single brief volcanic episode.



Acknowledgements

The writer is indebted to Dr. César Vidal of Cía. de Minas Buenaventura for provision of facilities for the computer drafting of the illustrations included in this report, and also for funding the field work which formed a critical part of the ongoing study of erosion surfaces in central Peru. I am particularly grateful to the assistance so cheerfully given by my field companions, Ing. Gerald Deinzer and our “*rey del timón*” Sr. Ezequiel Cabrera.

References

- Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., Taylor, W.P., McCourt, W.J., Snelling, N.J. 1981. The geology of the Western Cordillera of northern Peru. Overseas Memoir of the Institute of Geological Sciences, London, v. 5, 143 p.
- Fukao, Y., Yamamoto, A. 1989. Gravity anomaly across the Peruvian Andes. *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 3867–3890.
- McLaughlin, D.H. 1924. Geology and physiography of the Peruvian Cordillera, departments of Junín and Lima. *Geological Society of America Bulletin*, v. 35, p. 591–632.
- Mégard, F. 1984. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *Journal of the Geological Society (London)*, v. 141, p. 893–900.
- Myers, J.S. 1976. Erosion surfaces and ignimbrite eruptions, measures of Andean uplift in northern Peru. *Geological Journal*, v. 11, p. 29–44.
- Wilson, J.J. 2009. Erosion surfaces in the Andean Flank, Department of Ica. *Sociedad Geológica del Perú*, volumen especial nº 7, p. 151–162.
- Wilson, J.J. 2011. Neogene erosion surfaces in the central Andes of Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 105, p. 51–72.
- Wise, J.M., Noble, D.C. 2003. Geomorphic evolution of the Cordillera Blanca, northern Peru. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 96, p. 43–63.