



SGP
FUNDADA 1924

Boletín de la Sociedad Geológica del Perú

journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Evolución Geológica de las Cuencas de Antearco del Sur de Perú (Moquegua y Camaná-Mollendo): Proveniencia Sedimentaria y Análisis de Facies en Rocas Cenozoicas

**Aldo Alván^{1,3}, Katerin Ramírez², Hilmar von Eynatten³, István Dunkl³,
Javier Jacay⁴ y Gabriela Bertone⁵**

¹ Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET). Dirección de Geología Regional. Av. Canadá 1470, San Borja, Lima (aalvan@ingemmet.gob.pe)

² Universidad Nacional del Altiplano de Puno (UNA). Av. Sesquicentenario s/n, Puno 51, Perú.

³ Universidad de Göttingen, Geoscience Center (GZG), Department of Sedimentology and Environmental Geology, Goldschmidtstrasse 3, D-37077, Alemania

⁴ Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), E.A.P. Ingeniería Geológica. Av. Venezuela Cdra. 34, Lima 1, Perú

⁵ Museo de Historia Natural de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (MHN-UNMSM). Departamento de Etnobotánica y Botánica Económica. Av. Arenales 1256, Jesus María 15072, Perú

ABSTRACT

This study integrates data on sediment provenance (U-Pb dating and heavy mineral analysis), facies analysis and sequence stratigraphy to establish patterns of geodynamic deformation in terms of uplift and exhumation. This study is accomplished on sedimentary rocks deposited in two Cenozoic sedimentary basins within southern Peruvian forearc (15°-18°S). These are ~NW-SE elongated basins; being one located in an internal position called the Moquegua Basin, and the other located in an external position termed Camaná Basin. Both basins are separated by the Coastal Cordillera and their sediments flowed southwestward. Moquegua Group and Camaná Formation form the sedimentary filling of each basin, respectively, and both lithostratigraphic units are equivalent in chronology (Oligocene to Pliocene). Although Coastal Cordillera separates the Moquegua Group and Camaná Fm., both units share some similarities in their facies and sediment provenance, and they are key elements to define sedimentary processes.

For instance, Moquegua C Unit of Moquegua Group consists of fluvial and lacustrine deposits which represent a "balanced-fill fluvio-lacustrine basin". This concept indicates that influx of sediments and water closely equaled accommodation space of the

Moquegua Basin. It also suggests that minor proportions of such sediments periodically overflowed Moquegua Basin and drained onto the Camaná-Mollendo Basin through the Coastal Cordillera, and join sediments of lower Camaná Formation, as heavy mineral spectra proves. In contrast, deposits of Moquegua D Unit represent an "over-filled fluvio-lacustrine basin", which exceeded accommodation space in Moquegua Basin and have prograded onto the Camaná Basin as upper Camaná Formation, keeping the same heavy mineral spectra.

Considering that Cordillera Occidental and Coastal Cordillera exerted significant influence on sedimentation, we present precisions on their uplift proportions. By constraining previous thermochronology and sedimentary proxies, Coastal Cordillera uplifted <2.5 km between Oligocene and Middle Miocene. Simultaneously, deposition of Moquegua C Unit occurred due to uplift of Western Cordillera. Around Late Miocene, Western Cordillera has uplifted again, however drastically, and triggered protracted deposition of Moquegua D Unit (and Camaná B Unit), while Coastal Cordillera experimented minor uplift (± 0.5 km). These statements are consistent with concepts on genetics of a "balanced basin-fill" of Moquegua Basin between Oligocene and Middle Miocene, and a later "overfilled basin-fill" on the same basin since Late Miocene,

affecting Camaná-Mollendo Basin. Uplifts of Western Cordillera and Coastal Cordillera exerted an almost exclusive control on sediment generation on Moquegua and Camaná-Mollendo Basins, while their respective accommodation spaces for sedimentation were given due to instability within forearc of Southern Peru.

RESUMEN

Este estudio integra datos sobre proveniencia sedimentaria (dataciones U-Pb y análisis de minerales pesados), análisis de facies sedimentarias y estratigrafía secuencial con el objetivo de establecer patrones de deformación tectónica en términos de levantamiento y exhumación. Este estudio fue realizado en rocas sedimentarias de dos cuencas cenozoicas del antearco del sur de Perú (entre 15° y 18°S). Estas cuencas tienen forma elongada con orientación general ~NO-SE, habiendo una cuenca ubicada en la parte interna del antearco (Cuenca Moquegua), y la otra cuenca posicionada en la parte externa (Cuenca Camaná-Mollendo) encarando al Océano Pacífico. Ambas están separadas por la Cordillera de la Costa y sus sedimentos fluyeron al suroeste. El Grupo Moquegua y la Formación Camaná constituyen el relleno sedimentario de cada cuenca, respectivamente, y ambas unidades litoestratigráficas son equivalentes en cronología (Oligoceno a Plioceno). Aunque la Cordillera de la Costa separa al Grupo Moquegua de la Formación Camaná, estas unidades comparten ciertas similitudes en sus facies y en la proveniencia de sus sedimentos, y son clave para definir sus procesos sedimentarios.

Por ejemplo, la Unidad Moquegua C del Grupo Moquegua consiste en depósitos fluviales y lacustres y representa un "*Relleno balanceado de cuenca fluvio-lacustre*". Este concepto sugiere que el ingreso de agua y sedimentos iguala al espacio de acomodación de la Cuenca Moquegua. Sugiere además que proporciones menores de sedimentos drenaron periódicamente a

través de la Cordillera de la Costa hacia la Cuenca Camaná-Mollendo, formando parte de la parte inferior de la Fm. Camaná (Unidad Camaná A), tal como lo evidencian sus espectros de minerales pesados. En contraste, la depositación de la Unidad Moquegua D del Grupo Moquegua representó un "*Sobre-relleno de cuenca fluvio-lacustre*", el cual excedió el espacio de acomodación de la Cuenca Moquegua y se propagó en grandes volúmenes hasta la Cuenca Camaná-Mollendo, sobrepasando la Cordillera de la Costa y prolongándose como la parte superior de la Fm. Camaná, manteniendo los mismos espectros minerales.

Considerando que la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa ejercieron significativa influencia en la sedimentación del antearco, presentamos precisiones sobre sus proporciones de levantamiento. Utilizando termocronología previa, se dedujo que la Cordillera de la Costa se levantó <2.5 km entre el Oligoceno y Mioceno medio, y provocó la depositación de la parte inferior de la Fm. Camaná (Unidad Camaná A). Simultáneamente, la depositación de la Unidad Moquegua C ocurrió debido al levantamiento de la Cordillera Occidental. En el Mioceno superior, la Cordillera Occidental se levantó aún más drásticamente y produjo depositaciones más prolongadas (Unidad Moquegua D y Unidad Camaná B), mientras que la Cordillera de la Costa experimentó menor levantamiento (± 0.5 km). Estas declaraciones son consistentes con los conceptos genéticos de un "*relleno balanceado*" en la Cuenca Moquegua entre el Oligoceno y Mioceno medio y un posterior "*sobre-relleno*" en la misma cuenca desde el Mioceno superior, afectando a la Cuenca Camaná-Mollendo. Los levantamientos de la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa ejercieron un control casi exclusivo en la generación de los sedimentos en las cuencas Moquegua y Camaná-Mollendo, mientras que su espacio de acomodación se debió a una evidenciada inestabilidad en el interior del antearco del sur Peruano.

Palabras claves: Proveniencia Sedimentaria, Andes Centrales, Cuenca Moquegua, Cuenca Camaná-Mollendo.

1. Introducción

Este manuscrito provee una integración de información sobre facies sedimentarias de la Fm. Camaná, estudios de proveniencia sedimentaria y geocronología de zirrones detríticos, la cual es enriquecida con información de campo procedente del Grupo Moquegua del Cenozoico en el sur de Perú (unidades MoqC y MoqD según la clasificación de Sempere et al., 2004) (Figura 1). Los resultados de esta combinación serán comparadas con lo conocido sobre la contigua Formación Camaná a fin de establecer patrones de sedimentación que estén relacionados a procesos tectónicos según los modelos más aceptados y coherentes, por ejemplo, bajo conceptos de genética sedimentaria (ver Carrol & Bohacs, 1999).

En un contexto tectónico tan activo como el de los Andes Centrales, usaremos a lo largo del manuscrito el término

"genética" debido a que consideramos relevante averiguar el motivo y procesos por los cuales la sedimentación se dio en el antearco del sur de Perú. Este trabajo culmina demostrando que la información obtenida sobre proveniencia sedimentaria, integrada a estudios de facies sedimentarias con claves organizadas tales como las de Miall (1985) sirve como herramienta muy crucial para establecer reconstrucciones geodinámicas para el Cenozoico del sur de Perú. La proveniencia sedimentaria ha probado ser una excelente herramienta para desenmarañar los episodios de acumulación sedimentaria, donde los cambios de proveniencia en cada unidad litoestratigráfica tienen un significado particular (e.g. Mange & Maurer, 1992; Mange et al., 2003). Esta disciplina puede ser aún más consistente si se integra mayor cantidad de métodos analíticos, por ejemplo, conteo y análisis de minerales pesados y dataciones U-Pb

en zircons detríticos, como se presenta en este trabajo. Su significado sedimentario y geodinámico puede ser reforzado con análisis de facies sedimentarias de las unidades a estudiar, por ejemplo, las rocas fluvio-lacustrinas del Grupo Moquegua (Antearco Interno) y las rocas deltaicas y fluviales de la Fm. Camaná (antearco externo).

Los lagos representan ambientes sedimentarios muy sensitivos, y responden de forma inmediata y marcadamente a factores que generan cambios en su área de drenaje (cf. Kelts, 2000). Por ejemplo, factores climáticos que influyen en la precipitación o derretimiento glaciar, y/o factores tectónicos que influyen en variaciones en la tasa de levantamiento/exhumación de bordes de cuencas; por lo tanto, el análisis de sus facies sugerirá diversos episodios en la sedimentación (cf. Hutchinson, 1957; Einsele, 2000; Bouma, 2000). Sin embargo, en ambientes tectónicamente activos donde ocurren las "cuencas tectónicas intramontañosas lacustres", los registros en la sedimentación son definitivamente respuestas de variaciones en la geodinámica (Kelts, 1988). En tales contextos, el registro sedimentario es un excelente archivo útil para desenmarañar la naturaleza de los procesos tectónicos y sus edades relativas y absolutas (cf. von Eynatten & Gaupp, 1999; von Eynatten & Wijbrans, 2003). De igual manera, los sistemas deltaicos, especialmente los de grano grueso (como la Fm. Camaná, Alván & von Eynatten, 2014) también son especialmente apropiados para estudiar la interacción de los factores que dieron origen a su sedimentación, tales como la geodinámica o efectos climáticos, o mezclas de ambos.

Los registros sedimentarios de nuestro interés corresponden a los depósitos fluvio-lacustrinos del Grupo Moquegua (Steinmann, 1930; Pecho & Morales, 1969; Marocco, 1984; Marocco et al., 1985) y los depósitos fluvio-deltaicos de la Formación Camaná (Rivera, 1950; Pecho & Morales, 1969), ambos de edad cenozoica, los cuales son el motivo del presente estudio.

2. Contexto Geológico del Sur de Perú

Según Isacks (1988) y Oncken et al. (2006), la evolución de los Andes Centrales incluyó pulsos consecutivos de levantamientos rápidos como respuesta de acortamiento y espesamiento de la corteza superior a lo largo de 50 Ma. Uno de los mayores pulsos de acortamiento y espesamiento ocurrió hace aproximadamente 30 Ma (Mahlburg-Kay et al., 1999, 2005) y se le atribuyó a una reducción del ángulo de subducción (flat-slab stage, Isacks, 1988; Allmendinger et al., 1997; James & Sacks, 1999; Sobolev & Babeyko, 2005; Haschke et al., 2006). Otro pulso significativo de acortamiento y espesamiento cortical resultó en un rápido levantamiento en el Mioceno superior (Thouret et al., 2007; Schildgen et al., 2007; Garzzone et al., 2008), el cual está relacionado a incremento del ángulo de subducción (Haschke et al., 2006). En tal sentido, se pone especial énfasis en esta parte del territorio Peruano debido a que es una área muy deformada, siendo la sedimentación compleja y siempre activa.

En el sur de Perú afloran rocas proterozoicas, paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas siguiendo una orientación ~NO-SE (Cobbing et al., 1977; Palacios, 1995), consistente con el alineamiento de las principales estructuras geomorfológicas (Figura 1C), tales como la Cordillera Occidental y la Cordillera de la Costa (Macharé et al., 1986; Palacios & Chacón, 1989; Palacios et al., 1993). Ambas cordilleras han sido intensamente afectadas por "sistemas de fallas" (según Carlotto et al., 2009), los cuales ocurren a lo largo de la Cordillera Occidental, tales como el Sistema de Fallas Cincha-LLuta-Incapuquio (SFCLLI) a lo largo de la Cordillera de la Costa, o el Sistema de Fallas Ica-Islay-Ilo (SFIII) (Vargas, 1970; Vicente, 1989; Jacay et al., 2002; Sempere et al., 2002; Acosta et al., 2010) (líneas negras en Figura 1C). Litológicamente la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental consisten en una variedad muy amplia de rocas. Por ejemplo, la Cordillera de la Costa consiste en rocas metamórficas (gneises y migmatitas) proterozoicas del Macizo de Arequipa y de rocas sedimentarias (limolitas negras y areniscas) paleozoicas del Grupo Ambo (Pecho & Morales, 1969), y rocas ígneas (siengranitos rosados) de edad Ordovícico-Silúrico del Batolito de San Nicolas (Bellido, 1969; Cobbing & Pitcher, 1972; Cobbing et al., 1977; Mukasa & Henry, 1990). Muy localmente, afloran algunas andesitas de la Fm. Chocolate y algunas areniscas cuarzosas del Grupo Mitu, ambas en los alrededores del pueblo de Camaná. Por otro lado, las rocas que conforman la Cordillera Occidental consisten en voluminosos tipos de cuerpos intrusivos calco-alcalinos tales como dioritas, granodioritas, monzodioritas y rocas volcánicas (andesitas y riolitas) correspondientes al Batolito de la Costa (Cobbing et al., 1977; Mukasa, 1986; Boily et al., 1989). Allí, el Batolito de la Costa ha intruido al Macizo de Arequipa y al Grupo Yura durante un magmatismo multi-episódico, el cual duró desde el Jurásico inferior hasta el Paleoceno (Mamani et al., 2010).

Las evidencias más consistentes del levantamiento de los Andes Centrales están ampliamente reflejadas en los depósitos sedimentarios del antearco y del Altiplano (ver Sébrier et al., 1984; Oncken et al., 2006; Decou et al., 2011, 2013). Por ejemplo, se reflejan en el Grupo Moquegua en el antearco interno y la Formación Camaná en el antearco externo, los cuales son el motivo de este análisis (Figura 2).

3. Las Cuencas Sedimentarias Cenozoicas en el Antearco del Sur Peruano

La Cordillera de la Costa separa al Grupo Moquegua de la Formación Camaná (Sébrier et al., 1984). El Grupo Moquegua está depositado en el antearco interno, mientras que la Formación Camaná en el antearco externo (Macharé et al., 1986) (Figura 1B). De acuerdo con Decou et al. (2013), las rocas sedimentarias de la parte superior del Grupo Moquegua (unidades MoqC y MoqD según Sempere et al., 2004) son producto de la denudación de las rocas que conforman las actuales Cordillera Occidental y el Altiplano (ver Sección 6 para mayores detalles).

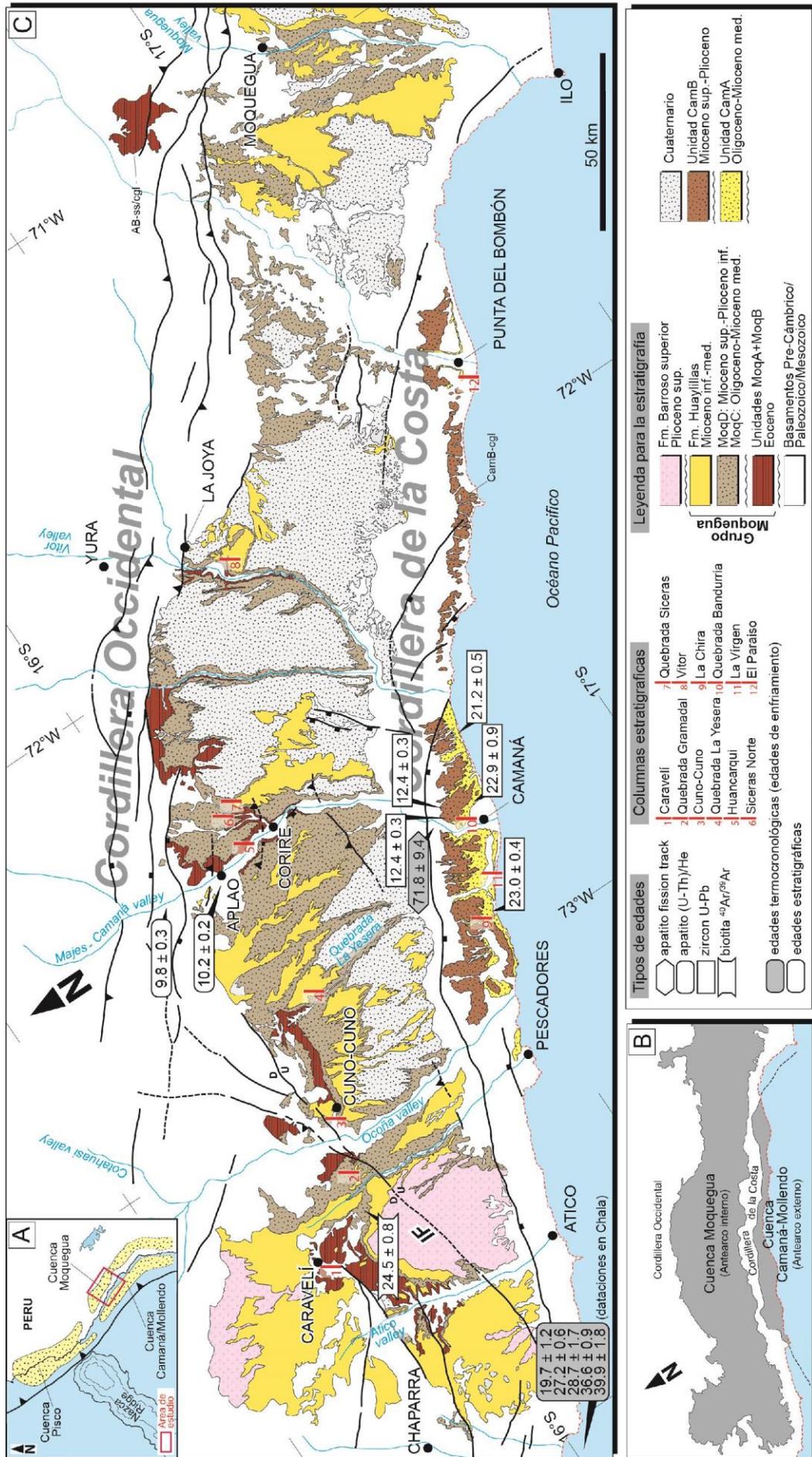


Figura 1. Mapa geológico simplificado del Antearco del sur de Perú, después de Marocco et al. (1985), Pecho & Morales (1969) y Pecho (1983). Los análisis de trazas de fisión en apatitos (AFT) en Chala y de trazas de fisión en zircones (ZFT) en la Cordillera de la Costa (Macizo de Arequipa) han sido realizados por Wipf (2006) y sugieren edades de enfriamiento (no sedimentación). Las edades de AFT en la Cordillera Occidental y cerca a Aplao (Grupo Moquegua) fueron provistas por Schilgen et al. (2009b) y sugieren edades estratigráficas. Para ver las columnas estratigráficas, refiérase a la Figura 10 y Figura 11.

Adicionalmente, las emisiones volcánicas del Arco Volcánico Huaylillas (24-10 Ma, Formación Huaylillas) y del Arco Volcánico Barroso Inferior (10-4 Ma, Formación Barroso inferior, Mamani et al., 2010) cubrieron gran parte del antearco y se interdigitaron con los sedimentados marinos y continentales de la Formación Camaná.

en la Figura 4, los cuales exhiben sus mayores espesores. Estos afloramientos se hallan a lo largo de los valles Ocoña y Majes en el antearco. Siguiendo la división estratigráfica de 4 miembros de acuerdo a Sempere et al. (2004), el Grupo Moquegua se divide en las unidades “MoqA” (Unidad Moquegua A), “MoqB” (Unidad Moquegua B), “MoqC” (Unidad Moquegua C) y “MoqD” (Unidad

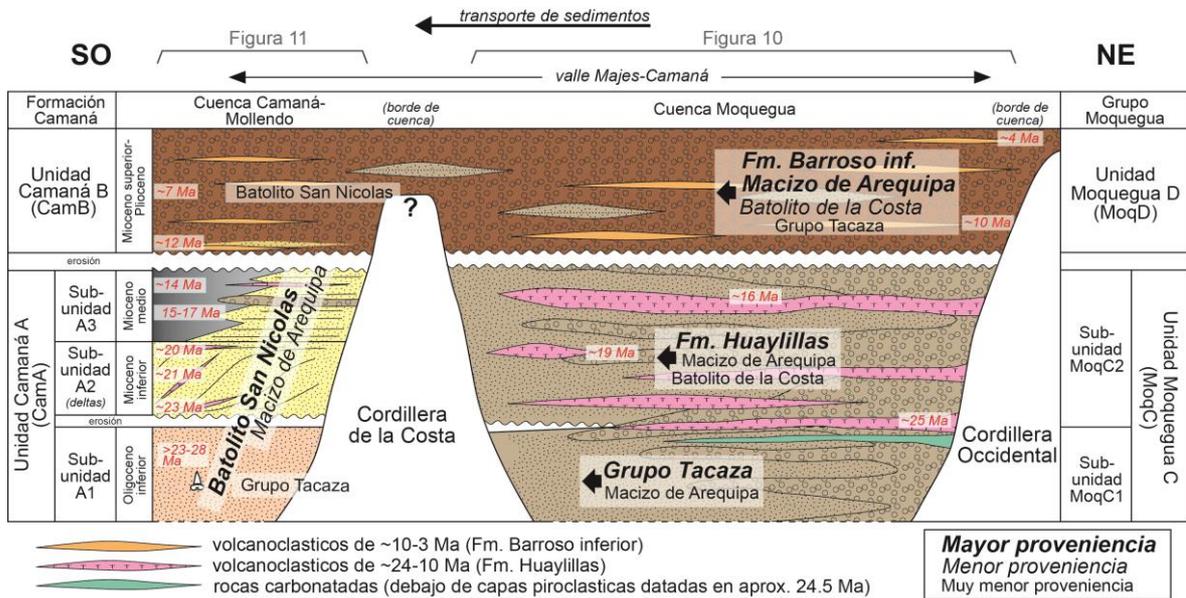


Figura 2. Cronoestratigrafía cenozoica y proveniencia de sedimentos en el antearco del sur Peruano tomadas de Sempere et al. (2004), Decou et al. (2013) y Alván et al. (2015). Las letras en *negrita cursiva* indican mayor proveniencia de los sedimentos. Las letras en *cursiva regular* indican menor proveniencia y las letras en *regular* proveniencia aun menor. Para mayor detalle sobre los estudios de proveniencia de sedimentos refiérase a la Sección 5.2.

La Figura 3 es una recopilación de dataciones radiométricas (www.ingemmet.gob.pe/bases-de-datos), la cual nos indica que entre Arequipa y Tacna existen evidencias de las etapas más volcánicamente activas del Cenozoico, precisamente cerca a los 20-25 Ma y cerca a los 15-5 Ma. Tales edades son similares a las reportadas por Decou et al. (2013) y Alván et al. (2015), en las cuales mencionan que la generación de sedimentos cenozoicos en estas latitudes es excepcionalmente voluminosa.

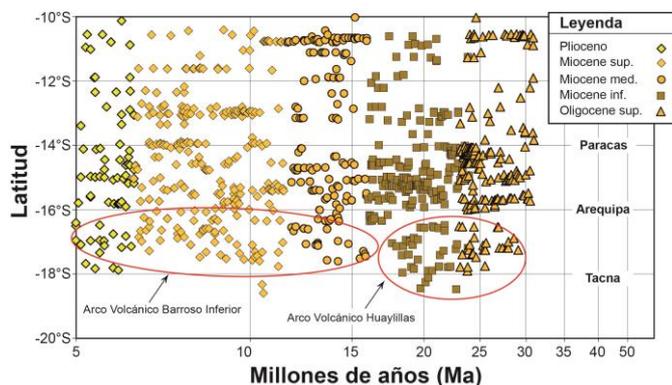


Figura 3. Base de datos de geocronología entre -10° y -20°S de latitud, constituida por edades provistas por métodos tales como Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar y U-Pb (INGEMMET, 2016) realizadas en rocas volcánicas. Se indica en círculos rojos edades similares a la actividad volcánica de los arcos Barroso Inferior (10-4 Ma) y Huaylillas (24-10 Ma) entre Arequipa y Tacna, según Mamani et al. (2010).

Por lo tanto, coincidimos con Noble et al. (1990), los cuales afirman que el volcanismo cenozoico sucedió simultáneo a la sedimentación del Grupo Moquegua. Los mejores afloramientos del Grupo Moquegua se muestran

Moquegua D) (Figura 4A).

Estas unidades están separadas entre ellas por discordancias y sus sucesiones sedimentarias están datadas por numerosas edades radiométricas (por ejemplo, ver Noble et al., 1990; Sempere et al., 2004 y Decou et al., 2013) (números rojos en Figura 2). Según Sempere et al. (2004), la Unidad MoqA (Eoceno inferior) consiste en depósitos de origen lacustre conformados por areniscas y limolitas rojas con yeso, aflorando mayormente en la parte norte de la Cuenca Moquegua (por ejemplo, entre Aplao y Corire). La Unidad MoqB (Eoceno superior) también consiste en areniscas y limolitas rojas; sin embargo, su parte basal comprende numerosos canales conglomerádicos hasta su parte superior. En un marcado contraste de facies sedimentarias, la sobreyacente Unidad MoqC (Oligoceno a Mioceno medio) consiste en depósitos de grano grueso de ambientes fluvio-lacustres, los cuales contienen algunas capas de rocas carbonatadas (aunque en menor proporción, <5 m de espesor, por ejemplo, Cuno-Cuno, cf. Pecho, 1983). Estos depósitos tienen algunas intercalaciones de rocas de composición tobácea, ocurriendo predominantemente en la parte superior de esta unidad. Este criterio fue utilizado por Decou et al. (2011) para separar la Unidad MoqC en dos sub-unidades, tales como Sub-unidad MoqC1, la cual no es piroclástica, y MoqC2, la cual es altamente piroclástica (lado derecho en la Figura 2). Tosdal (1981) y Marocco et al. (1985) anteriormente consideraban a los depósitos piroclásticos de la Sub-unidad MoqC2 como Fm. Huaylillas. Por último, la Unidad MoqD (Mioceno superior a Plioceno) consiste en

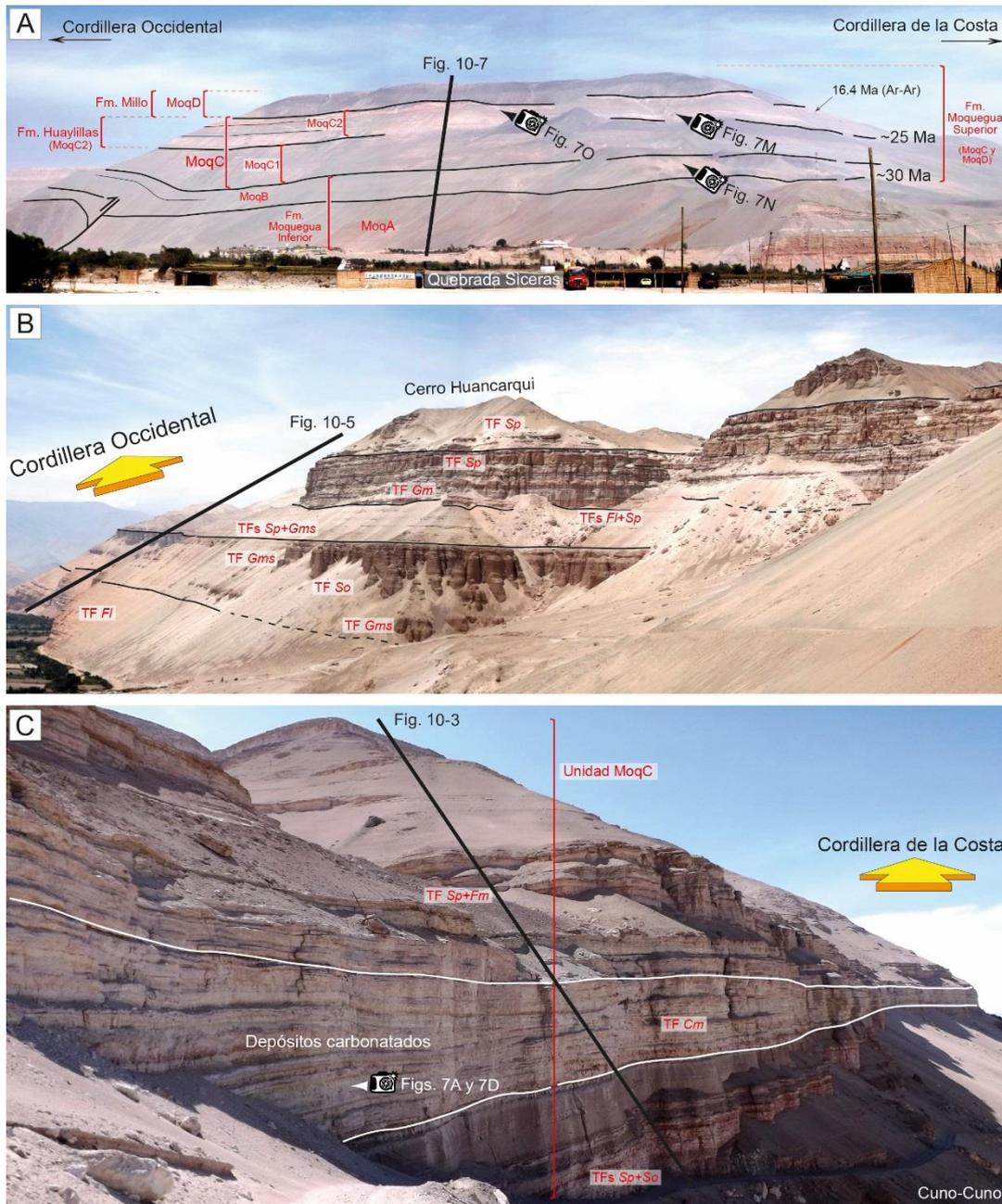


Figura 4. Principales afloramientos donde se levantaron columnas estratigráficas del Grupo Moquegua, departamento de Arequipa. En A: valle de Majes, Quebrada Sicerás. En estos afloramientos se halla la parte más completa del Grupo Moquegua, ± 50 km al suroeste de Arequipa (Columna 7 de la Figura 10). En B: afloramientos del Grupo Moquegua en Huancarqui, ± 45 km al suroeste de Arequipa (Columna 5 de la Figura 10). En C: afloramientos de la parte superior del Grupo Moquegua en Cuno-Cuno, ± 7 km al este de Caravelí (Columna 3 de la Figura 10). Para ver las facies y sus asociaciones refiérase a la Figura 6. TF = tipos de facies.

conglomerados de origen netamente fluvial. Vargas (1970) consideró a estos conglomerados como Formación Millo y Wilson & García (1962) como Formación Barroso inferior.

La Formación Camaná consiste en su parte inferior de deltas de grano grueso, mientras su parte superior está conformada por conglomerados de origen fluvial (Alván & von Eynatten, 2014). En parcial concordancia con Vega & Marocco (2004), quienes dataron a la Fm. Camaná entre el Oligoceno y el Mioceno superior en base a estudios de dientes de tiburones fósiles (e.g. *Isurus hastalis*, *Carcharodon carcharias*, Apolín, 2001) y biozonas de foraminíferos (Tsuchi et al., 1990; Ibaraki, 1992),

consideramos que la Fm. Camaná tiene estas edades; sin embargo, Alván et al. (2015) demostraron que la edad de esta unidad litoestratigráfica se extiende hasta el Plioceno, en base a dataciones U-Pb en zircones volcanoclásticos. Por otro lado, aunque sin un propicio análisis de facies, Vega (2002) y Vega & Marocco (2004) afirmaron que existen bases erosivas en la Formación Camaná atribuidas a un reajuste geodinámico global (Anomalía "7a" de ~ 26 Ma según Pilger, 1983), y los interpretamos en realidad como algunos de los numerosos downlaps deltaicos observables en la Fm. Camaná (cf. Alván & von Eynatten, 2014).

Según estos últimos autores, la Formación Camaná se divide en dos unidades de acuerdo a la definición de dos ambientes sedimentarios distintos basados en análisis de facies sedimentarias (Unidad CamA y Unidad CamB), donde la Unidad CamA consiste en areniscas amarillentas cementadas con abundantes tempestitas organizadas a manera de cliniformas deltaicas. Esta unidad se ha subdividido en tres sub-unidades: A1, A2 y A3.

El rango de edad de la Unidad CamA es Oligoceno a Mioceno inferior en base a dataciones de zirrones detríticos (Alván et al., 2015). La Unidad CamB consiste en conglomerados fluviales intercalados con areniscas y cenizas volcánicas datadas del Mioceno superior a Plioceno (para mayor detalle, véase la Sección 5.1.2). La cronología de la Fm. Camaná y de su equivalente en la Cuenca Moquegua (unidades MoqC y MoqD) ha sido definida por edades U-Pb en zirrones detríticos extraídos de cenizas volcánicas retrabajadas, y por correlaciones estratigráficas propuestas en base a espectros de minerales pesados (cf. Alván et al., 2015). Por lo tanto, según estos autores, la equivalencia en cronoestratigrafía entre la Fm. Camaná y su contraparte en el Grupo Moquegua sería entre (i) Unidad CamA y Unidad MoqC, y (ii) Unidad CamB y Unidad MoqD (ver Figura 2).

4. Metodología

En el análisis de los sedimentos cenozoicos del antearco del sur de Perú se ha contemplado el uso de procedimientos de campo ampliamente utilizados por los geólogos de campo, las cuales fueron integradas con técnicas analíticas para el estudio de los sedimentos. Por ejemplo, se resalta en este trabajo asociaciones de facies sedimentarias y asignación genética sedimentaria en sedimentos fluviales y lacustres, así como también análisis de los minerales pesados que están contenidos en tales sedimentos.

4.1. ¿Por qué utilizamos conceptos sobre genética de depósitos lacustres en las facies del Grupo Moquegua?

Los motivos radican en la complejidad de la naturaleza de los ambientes depositacionales de la parte superior del Grupo Moquegua. Para iniciar, este trabajo está de acuerdo con los resultados de Marocco et al. (1985) y Sempere et al. (2004) quienes sugieren que se tratan de ambientes fluviales y lacustres. Tomando en consideración a Kelts (1988), las condiciones esenciales para la existencia de un lago son simplemente una depresión y un balance hidrológico (“ingreso-salida”) que sean adecuados para mantener la superficie de agua. Para interpretar estas condiciones en algún registro sedimentario de una cuenca lacustre antigua, es esencial definir su correcta paleogeografía y ambiente tectónico, y simplificar algunos de sus complejidades con modelos que estén basados en estudios de lagos modernos (cf. Kelts, 1988; Carroll & Bohacs, 1999).

Tomando el ejemplo de Miall (1985) en facies fluviales, Carroll & Bohacs (1999) sugirieron que una clasificación consistente de depósitos sedimentarios de cuencas lacustres se puede realizar si consideramos factores muy relevantes tales como el carácter de las asociaciones de

facies sedimentarias, fauna, flora, relaciones estratigráficas internas y geometrías de apilamientos sedimentarios recientes, comparados a los geológicamente antiguos. Con este tipo de caracterización, pudieron obtener una base fundamental para entender las relaciones entre las proporciones de agua y sedimentos que ingresaron y drenaron la cuenca, logrando atribuirles además a un régimen tectónico específico. Bajo tal contexto, las cuencas lacustres fueron clasificadas en tres tipos de acuerdo a la caracterización del tipo de su relleno sedimentario: (i) “cuenas lacustres sub-rellenadas de sedimentos” (por ejemplo, Figura 5A), (ii) “cuenas lacustres de relleno sedimentario balanceado” (por ejemplo, Figuras 5B), y (iii) “cuenas lacustres sobre-rellenadas de sedimentos” (por ejemplo, Figura 5C). Carroll & Bohacs (2001) emplearon este concepto para resaltar las características depositacionales más prominentes de una cuenca tectónicamente activa, como se aplicó con

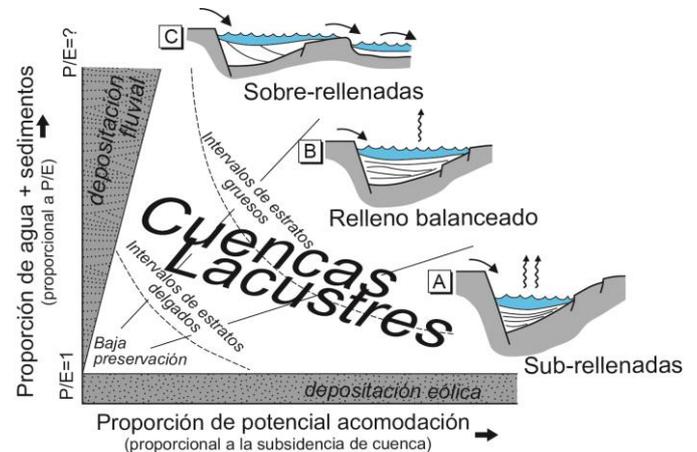


Figura 5. Esquema teórico de un relleno de cuenca fluvio-lacustre (traducido de Carroll & Bohacs, 1999). En A: Cuenca lacustre sub-rellenada. En B: Cuenca fluvio-lacustre de relleno balanceado. En C: Cuenca fluvio-lacustre sobre-rellenada. P/E = precipitación/evaporación. Véase su adecuación a los sedimentos de las cuencas de antearco del sur de Perú en la Sección 6.1.

éxito en los sedimentos de la Formación Green River (EE.UU.), y lo atribuyeron a episodios de generación de sedimentos influidos altamente por tectonismo.

Carroll & Bohacs (2001) resaltaron además que estos tipos de lagos representan ideales, y como tales no necesariamente deben cumplirse al 100% estas características en una cuenca al momento de caracterizar alguna. Si aplicamos estos conceptos en los depósitos fluvio-lacustres cenozoicos de los Andes Centrales (por ejemplo, la Cuenca Moquegua), vemos que podemos adecuarlos a la realidad de estos rellenos sedimentarios (Sección 5.1.1.1 y Sección 5.1.2.1) y utilizar los términos “cuenca fluvio-lacustre de relleno balanceado” (ver Sección 6.1.1) y “cuenca fluvio-lacustre sobre-rellenada” (ver Sección 6.1.3).

4.2. El uso de la Proveniencia Sedimentaria en Rocas Cenozoicas del Antearco

La proveniencia sedimentaria en este trabajo se ha aplicada mediante el uso de los minerales pesados. La versatilidad de los minerales pesados en los análisis de cuencas sedimentarias provee modelos muy confiables,

los cuales ayudan a obtener una mejor comprensión sobre su evolución. El análisis de minerales pesados es la mejor manera de reconstruir proveniencia de sus sedimentos en las secuencias sedimentarias (Mange & Maurer, 1992), y mientras sea integrada con otros métodos analíticos tales como geoquímica (Morton, 1991) y técnicas de campo tales como en la geología regional, sus resultados serán aún más confiables (cf. Decou et al., 20013; Alván, 2015).

Según Morton & Hallsworth (1999), la composición mineral de las areniscas resulta de la interacción de la proveniencia de los sedimentos y los factores que operan durante el ciclo sedimentario, tales como exhumación de bordes de cuenca, su erosión/denudación y el transporte de los sedimentos. Siendo el análisis de minerales pesados uno de los métodos más sensitivos para delinear puntos clave en los análisis de cuenca, por ejemplo, correlaciones estratigráficas en ausencia de fósiles, consideramos clave su inclusión en este trabajo.

5. Resultados del Análisis Sedimentológico y Estratigráfico de las Sucesiones Cenozoicas del Antearco del Sur de Perú

5.1. Re-análisis de las facies sedimentarias y de la arquitectura depositacional de la parte superior del Grupo Moquegua (unidades MoqC y MoqD), y comparaciones con la Formación Camaná

Esta sección cuenta con un re-análisis de las facies sedimentarias correspondientes a la parte superior del Grupo Moquegua (precisamente sobre las unidades MoqC y MoqD, Figura 6A) y de la Formación Camaná (Figura 6B). Siendo las facies sedimentarias del Grupo Moquegua las que están siendo re-analizadas en este estudio, se pone énfasis en resaltar sus características sedimentarias más dominantes, como se muestra en la Figura 7, así como también se muestra su distribución espacial en la Figura 8 y la Figura 9.

Las columnas estratigráficas del Grupo Moquegua están ilustradas en la Figura 10, mientras las columnas estratigráficas levantadas de la Formación Camaná se muestran en la Figura 11, las cuales han sido provistas por Alván & von Eynatten (2014) y aunadas a datos posteriores tomados de afloramientos en Punta de Bombón (71°51' longitud Oeste y 17°10' latitud Sur) (columna 12 en la Figura 11). Muestras para análisis de minerales pesados en columnas estratigráficas de ambas cuencas han sido colectadas y aunadas a la información provista en Alván et al. (2015).

El propósito de esta revisión y comparación de unidades litoestratigráficas es para escudriñar los detalles conocidos sobre estas unidades y extraer patrones sedimentarios que sirvan para vincularlos con eventos que son típicos de efectos tectónicos sobre la cuenca sedimentaria. Iniciamos basándonos en la amplia aceptación de los tipos de facies sedimentarias (TF) como productos de dinámicas particulares en un espacio y tiempo dado, consideramos que estos reflejan fielmente

diferentes procesos depositacionales (Miall, 1985). El análisis de minerales pesados ha permitido reforzar elementos de correlación consistentemente, y a la vez, explicar procesos de conectividad sedimentaria inter-cuenca (ver Sección 5.2.1 para mayores detalles).

5.1.1. Facies fluviales y lacustres de la Unidad MoqC y deltas de grano grueso de la Unidad CamA

5.1.1.1. Descripción de facies sedimentarias de la Unidad MoqC (Oligoceno a Mioceno medio) y asignación de elementos arquitecturales

Anteriormente, se conocía a la Unidad MoqC como la Formación Moquegua Superior (Marocco et al., 1985), la cual fue redefinida por Sempere et al. (2004). Ambos autores coinciden en que la Unidad MoqC consiste en conglomerados, areniscas gruesas, y areniscas finas (algunas veces con "slumps") conformando conos aluviales. Estos autores describen además que entre tales facies se tiene sedimentos de ambientes fluviales y lacustres, reflejando variaciones muy contrastables en estos ambientes sedimentarios. Este estudio está de acuerdo con lo reportado en tales trabajos anteriores; sin embargo, consideramos que es necesario adecuar lo observado en campo con asignación de facies de acuerdo a lo propuesto con Miall (1985), lo cual permite insertar detalles adicionales, y asociarlo a términos genéticos según Carrol & Bohacs (1999) (Figura 5B).

El re-análisis de esta unidad inicia con los depósitos sedimentarios que están localizados en la parte central de la Cuenca Moquegua, es decir, entre la Quebrada Gramadal y en el valle de Majes. La distribución espacial de las facies reconocidas se muestra en la Figura 8, y sus columnas estratigráficas se muestran en la Figura 10. Estos depósitos son los más potentes de todos los observados en la Cuenca Moquegua (refiérase a la Sección 6.1.1 para mayor detalle) y contienen el registro sedimentario más continuo y mejor conservado de las unidades MoqA, MoqB, MoqC y MoqD del Grupo Moquegua, cf. Sempere et al. (2004). De acuerdo a Marocco et al. (1985) y Sempere et al. (2004), las rocas sedimentarias correspondientes a la Unidad MoqC consisten en mezclas heterogéneas de depósitos areniscosos de grano grueso y conglomerados tipo debris de origen aluvial-fluvial, además de facies carbonatadas de grano grueso (Sub-unidad MoqC1, ver facies Cm), y persistentes capas de ignimbritas (mayormente en la parte superior de la Unidad MoqC, i.e. Sub-unidad MoqC2 de Decou et al., 2011) (por ejemplo, ver facies So, Sp y Sm) (Figura 6). Las observaciones de campo sugieren que estas capas se hacen menos gruesas conforme nos alejamos de la Cordillera Occidental, siguiéndonos de un debido control cronoestratigráfico (compárese las facies sedimentarias de la Quebrada Gramadal vs. facies de la Quebrada Sicerás en la Figura 10-2 y Figura 10-7).

A) unidades MoqC y MoqD del Grupo Moquegua			
AF	TF	Descripción	Interpretación
GB	Gmc	Gmc: gravas masivas y gravas clasto-soportadas. Gravas clasto-soportadas, masivas o pbramente gradadas, a veces imbricadas. Clastos compuestos de andesitas, dacitas y cuarzoarenitas.	Depósitos de flujo de detritos con lóbulos/abanicos aluviales.
	Gm	Gm: gravas ricas en matriz. Gravas matriz-soportadas y areniscas con lams. oblicuas, mudcracks, a veces canalizadas. A veces ocurren algunas capas de ignimbritas.	Barras longitudinales con depósitos de tamiz, y menores rellenos de canales fluviales.
	Gms	Gms: gravas, gradación vertical grano-decreciente. Gravas matriz-soportadas, masivas, decrecen a areniscas de grano medio/groeso, y también se observan lentes de arenisca ($\pm 2-4$ m long.).	
CH	Sp	Sp: areniscas con estratificación planar. Areniscas de grano grueso-medio, con laminaciones paralelas. A veces se observan mudcracks. También se observa algunos clastos dispersos.	Ambiente aluvial y fluvial trenzado Régimen fluvial de flujo superior.
	So	So: areniscas con laminaciones oblicuas. Areniscas de grano grueso-medio, con bajo ángulo de laminaciones oblicuas, a veces canalizadas. Las bases erosivas son comunes aquí.	Régimen fluvial de flujo inferior, relacionado a barras de areniscas.
	Sm	Sm: areniscas masivas. Areniscas masivas de grano medio, con algunos clastos dispersos en la base de los estratos.	
C	Cm	Cm: depósitos carbonatados, micritas. Calizas micríticas con coquinas y lumauelas. Bioclastos de moluscos, bivalvos, y dientes de tiburón fósiles. Ichnofacies <i>Mermia</i> .	Depósitos carbonatados lacustres (pantano o lagoon) con influencia marina (menor proporción).
FF	Fm	Fm: sedimentos finos, masivos, con cenizas volcánicas. Areniscas de grano fino, limolitas, y lutitas, a veces con cenizas retrabajadas. Generalmente intercaladas con areniscas y clastos aislados.	Ambiente lacustre Depósitos evaporíticos, pantanos, rebalse (floodplain), y canales abandonados.
	Fl	Fl: sedimentos finos laminados. Limolitas rojizas con laminaciones paralelas y/o estratificación planar. A veces se observan laminaciones oblicuas, mudcracks y capas de yeso.	

Somerezando..

B) unidades CamA y CamB de la Formación Camaná			
AF	TF	Descripción	Interpretación
G2	Sl	Sl: areniscas laminadas. Areniscas laminadas, comúnmente con cenizas volcánicas retrabajadas.	Llanura deltaica. Depósitos fluviales y canales areniscosos de grano grueso.
	Gmc	Gmc: gravas, masivas y clasto-soportadas. Gravas masivas y clasto-soportadas (e.g. andesita, dacita, cuarzoarenita).	
G1	Gcb	Gcb: gravas, clasto-soportadas y areniscas bioclásticas. Gravas clasto-soportadas y areniscas bioclásticas (e.g. forams, balanus).	Parte superior de la llanura deltaica. Shoreface superior. Depósitos de origen fluvial con influencia marina (marginal)
S3	Sc	Sc: areniscas con estratificación oblicua y areniscas canalizadas. Areniscas rojizas grano-decreciente, canalizadas, bioclásticas.	Shoreface Frente deltaico superior. Shoreface medio a inferior.
	Sm	Sm: areniscas masivas de grano grueso. Areniscas masivas de grano grueso, y con laminaciones paralelas.	
S2	Sxt	Sxt: areniscas con laminaciones oblicuas y tempestitas proximales. Tempestitas proximales (gutter casts, ± 50 cm espesor), bioclásticas.	Shoreface Frente deltaico inferior. Shoreface inferior a offshore (transición).
	St	St: areniscas de grano grueso, tabulares. Areniscas de grano grueso, altamente bioclásticas, con lams. oblicuas.	
	Ss	Ss: areniscas masivas. Areniscas finas-gruesas, con tempestitas proxim., y cenizas retrabajadas.	
S1	Sb	Sb: areniscas bioturbadas. Altamente bioturbadas, cenizas retrabajadas, con tempestites intern.	Shoreface Frente deltaico inferior. Shoreface inferior a offshore (transición).
	Sxa	Sxa: areniscas con laminaciones oblicuas y cenizas volcánicas. Areniscas con laminación oblicua, a veces con rizaduras de corriente.	
F	Fs	Fs: sedimentos finos, limolitas grises. Limolitas grises, margas, y micritas, con tempestitas distales.	Depósitos de Prodelta, considerados como offshore.
	Fml	Fml: sedimentos finos, masivos y laminados. Micritas masivas y laminadas y limolitas grises.	

Somerezando..

Figura 6. FSíntesis de análisis de facies sedimentarias siguiendo la terminología de Miall (1985). En A: tipos de facies (TF) y elementos arquitecturales (o AF= asociaciones de facies) correspondientes a las rocas de la parte superior del Grupo Moquegua (unidades MoqC y MoqD), tomado de datos de campo. En B: facies sedimentarias de la Formación Camaná (después de Alván & von Eynatten, 2014). Refiérase a la Figura 8 y la Figura 9 para ver la distribución espacial de las facies sedimentarias en las áreas estudiadas. La Figura 10 y la Figura 11 muestran la distribución vertical de las facies. Los tipos de facies seleccionadas en gris indican que son comunes en ambas unidades MoqD y CamB.

Muchos de los depósitos tipo “debris” en la Unidad MoqC yacen organizados en parasecuencias de <5 m de espesor en aparente forma progradacional (Figura 7K), y progradan en general hacia el suroeste, como lo sugieren la mayoría de medidas de paleocorriente tomadas al suroeste (e.g. Caravelí, Majes, Moquegua, Siguan, Marocco et al., 1985). Sus facies varían de grueso a fino manteniendo su forma canalizada en dirección hacia el lado distal de la cuenca (suroeste), por ejemplo, véase las columnas estratigráficas de la Quebrada Huancarqui, Quebrada Siceras y Quebrada La Yesera (véase además la Figura 1C para ubicación de columnas estratigráficas).

En depósitos de la Unidad MoqC, son comunes las areniscas de grano grueso y medio, con abundantes laminaciones oblicuas y paralelas (por ejemplo, Figura 7E), reflejando formas geométricas similares a canales arenosos (ver Figura 7F). Las facies de grano grueso presentan algunas icnofacies similares a *Mermia*, especialmente en Cuno-Cuno (Figura 7H) y algunas

grietas de desecación (Figura 7G). Estas facies están interdigitadas con conglomerados en casi toda la unidad, y caracterizan flujos de alta energía (véase Nemeč & Steel, 1987). De acuerdo a nuestra clasificación de facies, la cual está inspirada en la nomenclatura de Miall (1985) (ver Figura 6A), caracterizamos estos depósitos descritos anteriormente por Sempere et al. (2004) como interdigitaciones de conglomerados y areniscas en AF CH con menor proporción de AF GB (conglomerados).

Cerca al lado norte de la Cuenca Moquegua (i.e. Cuno-Cuno, Quebrada Gramadal y Quebrada La Yesera, ver posición de columnas en la Figura 1C), muchos autores tales como Pecho (1983), DeVries (1988) y Cruzado & Rojas (2005) reportaron depósitos carbonatados con fósiles marinos (área celeste en la Figura 8A y en la Figura 10), los cuales son considerados aquí como facies Cm (AF C). Estos depósitos carbonatados consisten en micritas bioclásticas (Figura 7A) y micritas con ooides y coquinas (Figura 7B). Las coquinas mostradas en la Figura 7B



Figura 7. Facies sedimentarias de la Unidad MoqC (en la Quebrada Gramadal y Cuno-Cuno). TF= tipo de facies. En A: micritas con bioclastos de moluscos (ostrácodos?) en Cuno-Cuno, TF Cm. En B: lumaquela of de gasterópodos tales como ejemplares del género *Turritella* (DeVries, 1998) en la Quebrada Gramadal, TF Cm. En C: depósitos laminares delgados con granulometría fina y carbonatada considerados como varvas, TF Cm. En D: plantas fósiles tales como de la clase Liliopsida (género *Juncus*, Cyperaceae) en Cuno-Cuno, las que sugieren aguas salobres de humedales (lagoon). En E y F: laminaciones planares y cruzadas en la Quebrada Gramadal. En G: grietas de desecación en la Quebrada Gramadal, TF Sp. En H: ichnofacies *Mermia* en la Quebrada Gramadal, TF Sm. En I: areniscas de grano grueso cementado conteniendo dientes de tiburones fósiles. Estas capas están intercaladas con micritas, TF's Cm+Sp. En J: intercalaciones de areniscas tabulares y cruzadas de grano medio y niveles piroclásticos en la Quebrada La Yesera, TF's Sp+Sm. En K: conglomerados progradan sobre areniscas canalizadas en la Quebrada La Yesera, la flecha amarilla indica la dirección de imbricación de clastos, TF's Gms+Sp. En L: conglomerados masivos que progradan al suroeste, en Toran, parte de la columna de Sicerás, TF Gmc. En M: grietas de desecación en la Quebrada Sicerás, TF Sp. En N: laminaciones oblicuas en la Quebrada Sicerás, TF So. En O: areniscas con laminaciones oblicuas intercaladas con areniscas planares y estratos de ignimbritas en la Quebrada Sicerás, TF's So+Sp. Para ver el significado de los tipos de facies (TF's) y las asociaciones de facies (AF's) refiérase a la Figura 6.

consisten predominantemente en gasterópodos (género *Turritella*, cf. Lissón, 1925; Pecho, 1983; DeVries, 1998; Cruzado & Rojas, 2005), abundantes plantas fósiles de aguas salobres del género *Juncus* (Figura 7D), y algunos dientes de tiburón del género *Isurus* (Cruzado & Rojas,

2005) (Figura 7I), de los cuales se conoce que muchas especies de tiburones pueden habitar en lagos y ríos, a parte de los típicos océanos someros (cf. Apolín, 2001). Entre los mencionados estratos se observan intercalaciones de areniscas de grano fino y limolitas

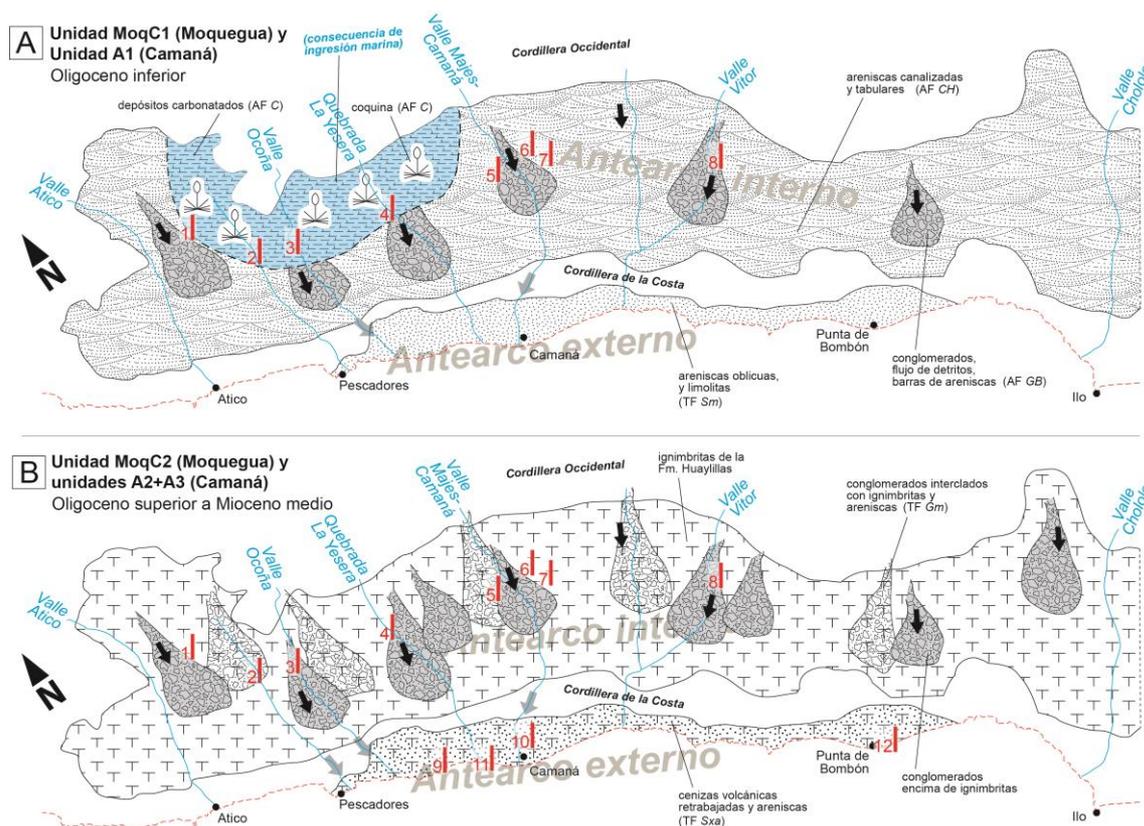


Figura 8. Esquema de la arquitectura deposicional de la Unidad MoqC (Antearco interno) y de la Unidad CamA (Antearco externo), de acuerdo a la literatura (e.g. Pecho, 1983; Marocco et al., 1985; Sempere et al., 2004). En A: distribución espacial de facies fluviales y lacustres de la Sub-unidad MoqC1. En B: distribución espacial de facies de la Sub-unidad MoqC2 (división estratigráfica según Decou et al., 2011). Ambas figuras muestran a las sub-unidades MoqC1 y MoqC2 y la contigua Unidad CamA. Para ubicar las columnas estratigráficas, véase la Figura 1C. Para ver el significado de las asociaciones de facies (AF), refiérase a la Figura 6.

(ambas carbonatadas) formando series repetitivas, aunque de menor escala, dando la apariencia de varvas (Figura 7C).

En estratos superiores tales como los correspondientes a la parte superior de la Unidad MoqC, aparecen predominantemente estratos conglomerádicos con matriz ignimbrítica (TF Gm), por ejemplo, ver la Figura 7E, y areniscas intercaladas con ignimbritas (Figura 7O) y a veces con cenizas volcánicas retrabajadas (Figura 7J). La predominancia de ignimbritas y cenizas volcánicas retrabajadas en la parte superior de la Unidad MoqC sirvió como argumento para sub-dividir a la Unidad MoqC en dos partes, MoqC1 (sin ignimbritas) y MoqC2 (con predominancia de ignimbritas) por Decou et al. (2011) (Figura 8B).

5.1.1.2. Facies de la Unidad CamA de la Formación Camaná (Oligoceno a Mioceno medio) y elementos arquitecturales

Al oeste de la Cordillera de la Costa, estudios recientes realizados por Alván & von Eynatten (2014) afirman que los depósitos de la Formación Camaná reflejan dos ambientes sedimentarios, los cuales permiten realizar una división: Unidad CamA y Unidad CamB (ver Figura 2). Basándose en la definición y análisis de facies sedimentarias (ver Figura 6B), estos autores afirmaron que la Unidad CamA de la Fm. Camaná comprende predominancia de facies Sxt, St, Sb, Ss y Sxa, y en menor proporción a los TF's Fs, Fml, Sb y St. Estas facies sugieren

que la Unidad CamA consistió en complejos deltaicos de grano grueso, mientras que la Unidad CamB (facies Gmc y Gcb) consistió predominantemente en conglomerados fluviales de ambiente marginal marino.

Estos autores sub-dividieron la Unidad CamA en tres sub-unidades: A1, A2 y A3, mencionando que cada una de estas unidades sugieren geometrías deposicionales y asociaciones de facies distintas, las cuales están separadas por límites erosivos. La Sub-unidad A1 consiste en areniscas gruesas masivas y canalizadas, las cuales sugieren barras de desembocadura y canales distributarios (TF's Sc, Sm y Gcb) (ver Figura 6B). De acuerdo a Alván & von Eynatten (2014) y a lo establecido en la Figura 6B, el código AF S3 los representa. La Sub-unidad A2 consiste en areniscas de grano grueso con abundantes tempestitas y estratificaciones cruzadas (típicamente los TF's Sxt, St, Sxa y Ss). La característica más resaltante de estos estratos es su geometría progradacional (clinotemas) la cual es típica de depósitos deltaicos (ver representación en la Figura 11). La Sub-unidad A3 consiste en estratos onlapantes que consisten en areniscas de grano grueso y limolitas, clasificadas como TF's Sxa, Sb y Ss, siendo representadas por las AF's S1 y F.

5.1.1.3. Apreciaciones sobre las variaciones relativas del nivel del mar durante el Oligoceno y Mioceno medio en Camaná (deposición de MoqC y CamA)

La interpretación estratigráfica secuencial de la Unidad CamA propuesta por Alván & von Eynatten (2014) revela

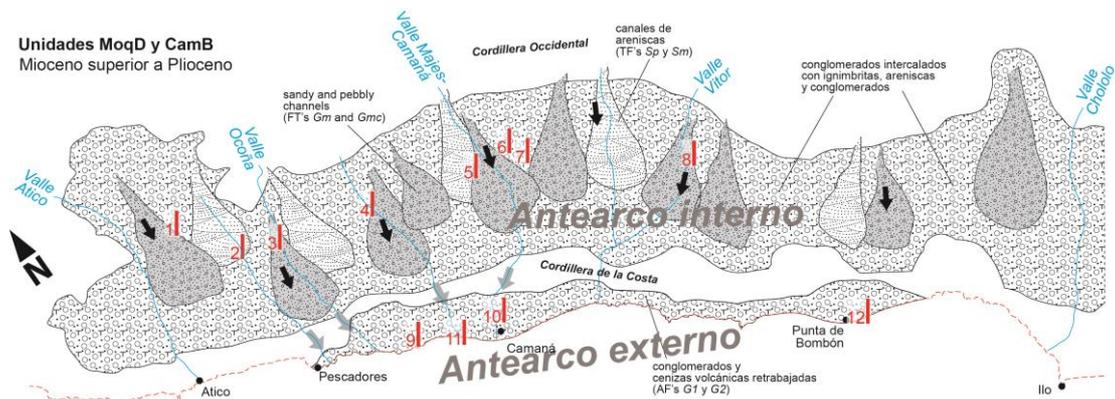


Figura 9. Distribución espacial de facies de las unidades MoqD y CamB, compilado de la literatura e integrado con datos propios de campo. Para ubicar las columnas estratigráficas, véase la Figura 1C. Para ver el significado de las asociaciones de facies (AF), refiérase a la Figura 6.

que la depositación de las sub-unidades A1 y A2 refleja un cortejo sedimentario regresivo (*RST*) (ver “Bajada relativa del nivel del mar” al lado izquierdo de la Figura 11), el cual ocurrió durante el levantamiento de la Cordillera de la Costa, en marcado contraste a lo sugerido por Vega & Marocco (2004), donde refieren que toda la Fm. Camaná es resultado de una transgresión marina global.

La regresión interpretada en la Fm. Camaná se interpretó en base a sus atributos progradacionales, tales como clinofomas espesas y migración de la línea de costa hacia el mar, y permitieron deducir que esta sedimentación excedió los efectos de un levantamiento eustático global reportado entre el Oligoceno medio y el Mioceno medio por Haq et al. (1987) y Hardenbol et al. (1998), y sugieren indudablemente que el levantamiento de la Cordillera de la Costa controló la depositación de la Unidad CamA. Sin embargo, la depositación de la Sub-unidad A3 muestra estratos con geometría deltaica onlapante, la cual es típica de una depositación transgresiva, reflejando consistencia con el levantamiento eustático global que se extendió hasta el Mioceno medio. Esta consistencia sugiere además una relativa reducción en las proporciones de levantamiento de la Cordillera de la Costa durante el Mioceno medio, y en consecuencia, menor influencia en la depositación de deltas de grano grueso.

Estas declaraciones tienen una seria connotación en relación al estudio de la geodinámica del antearco entre el Oligoceno y Mioceno medio, precisamente en la definición de los efectos tectónicos ocurridos en los bordes de la Cuenca Camaná-Mollendo (ver Sección 6.1.2 para mayores detalles).

5.1.2. Facies sedimentarias fluviales de las unidades MoqD y CamB

5.1.2.1. Análisis de facies sedimentarias de la Unidad MoqD (Mioceno superior a Plioceno)

Anteriormente, León et al. (2000) actualizaron la cartografía del área de Majes, considerando los conglomerados de la parte más superior del Grupo Moquegua como Formación Millo, y posteriormente, Sempere et al. (2004) consideró a estos depósitos como Unidad MoqD (por ejemplo, camino a Toran, Figura 7L). Independientemente de su nomenclatura estratigráfica,

estos depósitos consisten predominantemente de flujos de detritos clasto-soportados, con menores interdigitaciones de barras de arenas longitudinales (observados mayormente como lentes sedimentarios), y abundantes capas piroclásticas tanto como estratos y retrabajados conformando la matriz de los conglomerados (como se retrata en la Figura 11). Se observa localmente que estas facies están organizadas como parasecuencias (tenuemente) progradacionales.

Si aplicamos la clasificación de facies sedimentarias propuesta por Miall (1985), consideramos que los conglomerados de la Unidad MoqD (o Formación Millo) deben ser clasificados como TF *Gmc* (AF *GB*) como se muestra en la Figura 6A. Estamos de acuerdo con Sempere et al. (2004) y Decou et al. (2013) cuando afirmaron que la base de esta unidad es diacrónica, y que tiene edades que varían entre 14 y 10 Ma, mientras que el tope de esta unidad tiene edades de hasta 4 Ma. De modo similar a los depósitos de la Unidad MoqC, la Unidad MoqD exhibe su parte más gruesa a lo largo de los valles actuales (Figura 12). Sin embargo, resaltamos que la mayoría de las asociaciones de facies de los depósitos de la Unidad MoqD son muy similares a las facies de la Unidad CamB (Alván et al., 2015), y ambas unidades MoqD y CamB muestran similares edades de depositación (Mioceno superior a Plioceno), así como también, similar composición mineral en sus sedimentos.

5.1.2.2. La Unidad CamB de la Formación Camaná (Mioceno superior a Plioceno)

Previamente, Marocco et al. (1985), León et al. (2000) y Sánchez et al. (2000) consideraron a estos estratos como “conglomerados aluviales de glaciares” de la Formación Millo y de la Formación Calientes. Sempere et al. (2004) consideraron estas capas como Unidad MoqD por afirmar que se trata de un solo sistema sedimentario (Grupo Moquegua).

Este estudio está de acuerdo con Sempere et al. (2004), en el cual sugiere que se tratan de facies muy distintas a la infrayacente MoqC, revelando un ambiente sedimentario distinto; sin embargo, consideramos que sus equivalencias propuestas entre esta unidad y la Formación Camaná deben ser revisadas.

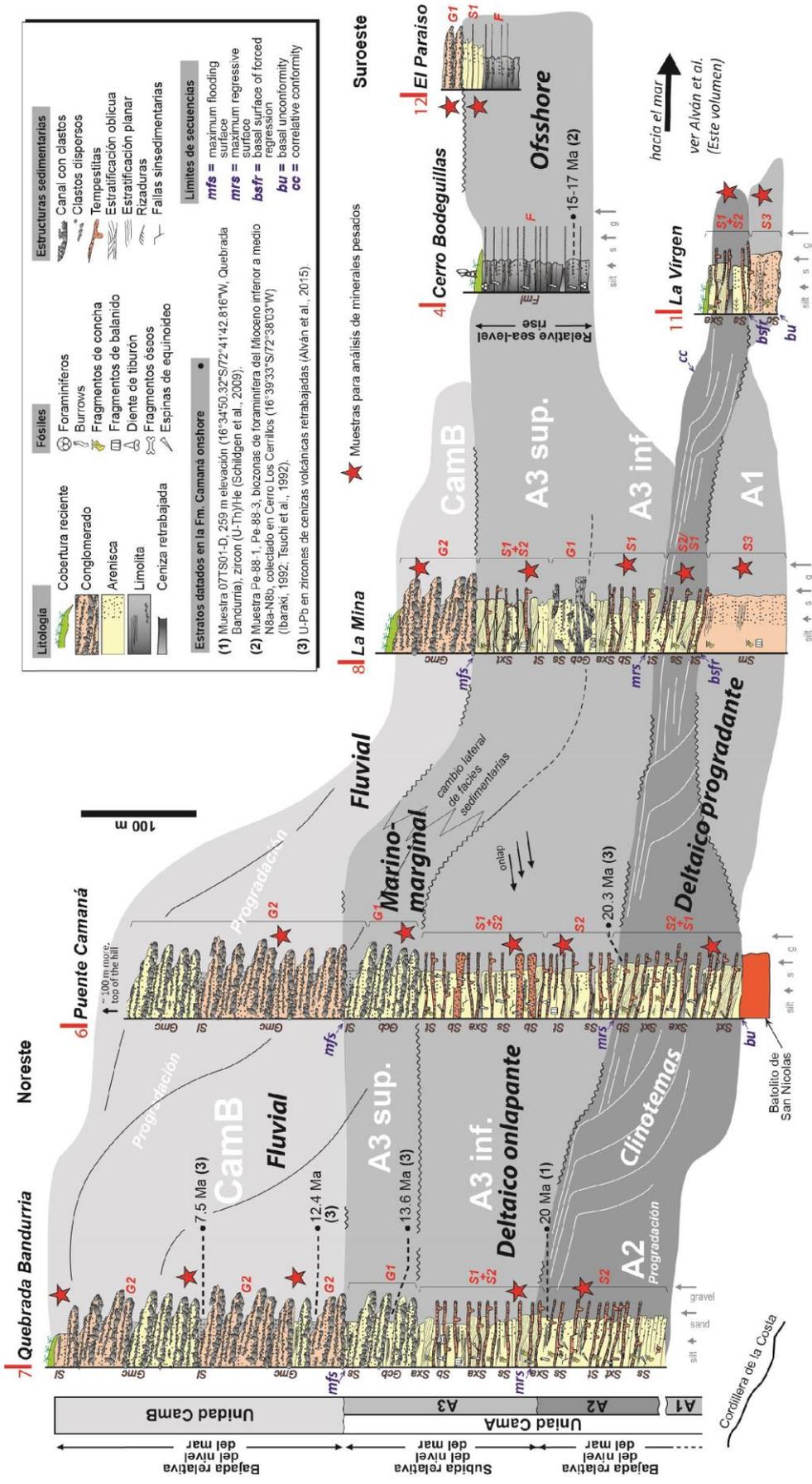


Figura 11. Columnas estratigráficas de la Formación Camaná. La Unidad CamB consiste en conglomerados fluviales. Para ver las facies sedimentarias en detalle, refiérase a Alván & von Eynatten (2014) y a la Figura 6B. Los diagramas pastel representan los espectros de minerales pesados más prominentes (después de Alván et al., 2015). Los números en negrita indican edades estratigráficas (vea el cuadro en la parte superior derecha para ver las referencias). La Unidad CamA de la Formación Camaná es equivalente a la Unidad MoqC del Grupo Moquegua (ver Figura 2). Para ver la ubicación de las columnas estratigráficas véase la Figura 1C.

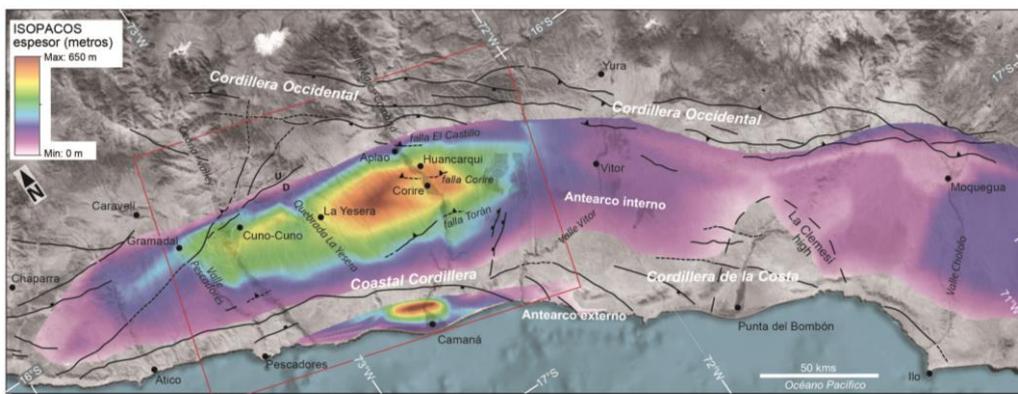


Figura 12. Mapa isópaco de las unidades MoqC y MoqD del Grupo Moquegua (≈Formación Moquegua Superior) y de la Formación Camaná en el sur de Perú (~30-4 Ma). Para elaborar este mapa se requirió numerosos datos de espesores de columnas estratigráficas y puntos de control referencial (n=250). Las curvas fueron generadas utilizando TIN tool (ArcGIS v.10). El cuadro rojo indica el área de estudio.

En tal contexto, los depósitos de la Unidad Camb consisten en conglomerados clasto-soportados, los cuales están comúnmente interdigitados con depósitos de areniscas (inter-barras sedimentarias) y con ignimbritas y cenizas volcánicas retrabajadas derivadas del Arco Volcánico Barroso inferior (Mioceno superior a Plioceno, Mamani et al., 2010). Las areniscas ocurren típicamente como canales arenosos interestratificados también con ignimbritas y cenizas volcánicas retrabajadas (TF's Gmc y Sl, ver Figura 6B). En base a los códigos de facies propuestos por Miall (1985), Alván & von Eynatten (2014) consideraron que los conglomerados, ignimbritas y canales de areniscas deben ser clasificados como TF's Gmc y Sl (AF G2) (ver Figura 6B). Tanto en Camaná como en Punta de Bombón, la parte inferior de la Unidad Camb muestra menor presencia de areniscas marinas y cenizas volcánicas retrabajadas, las cuales están datadas en ~12 Ma por Alván et al. (2015). Tales facies reflejan ambientes marginales marinos, los cuales ocurrieron en la parte más distal de los conglomerados del Mioceno superior en la

Cuenca Camaná-Mollendo. Los conglomerados de la Unidad Camb son muy similares en litología y composición mineral (ver espectros de minerales pesados en Unidad MoqD y Unidad Camb en la Tabla 1) a los depósitos de la Unidad MoqD (ver Sección 5.2 para mayores detalles).

5.2. Proveniencia sedimentaria: ¿Cuál es la relación (sedimentaria) entre la parte superior del Grupo Moquegua y la Formación Camaná de acuerdo al análisis de minerales pesados?

En términos generales, los autores están de acuerdo en que la denudación de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa en el sur de Perú está reflejada en el relleno sedimentario de las cuencas Moquegua y Camaná-Mollendo, respectivamente (cf. Decou et al., 2011, 2013; Alván et al., 2015) (Figura 2). Para desenmarañar la evolución sedimentaria y deducir los controles geodinámicos de ambos bordes de cuenca, necesitamos

Tabla 1. Conteo semi-cuantitativo de minerales pesados de potenciales rocas-fuentes, de la parte superior del Grupo Moquegua (unidades MoqC y MoqD), y de la Formación Camaná, extraído de Decou et al. (2011), Alván et al. (2015) y de datos nuevos producidos para este estudio. La sub-division de la Unidad MoqC fue propuesta por Decou et al. (2011). La subdivisión estratigráfica de la Formación Camaná fue propuesta por Alván & von Eynatten (2014). Se agregó datos de espectros de minerales pesados obtenidos de sedimentos de la Fm. Camaná en Punta de Bombón. Abreviaciones: Zrn= zircón, Tur= turmalina, Ap= apatito, Rt= rutilo, Sil= silimanita, Grt₁= granate rosado, Grt₂= granate incoloro, Ttn₁= titanita marrón/amarilla, Ttn₂= titanita incolora, Pxn= piroxeno, Ep=epidota, Amp₁= anfíbol fresco, y Amp₂= anfíbol alterado. Símbolos: xxx= abundante, xx= común, x= muy menor, o= ausente. Muestras y estratos con (*) fueron estudiados en Decou et al. (2011). Nótese similitudes entre las unidades MoqD y Camb, y entre las sub-unidades MoqC1 y A1.

Litología	Potencial roca fuente											Cuadro idem													
	Zrn	Tur	Ap	Rt	Sil	Grt ₁	Grt ₂	Ttn ₁	Ttn ₂	Pxn	Ep	Amp	Zrn	Tur	Ap	Rt	Sil	Grt ₁	Grt ₂	Ttn ₁	Ttn ₂	Pxn	Ep	Amp	
Fm. Barroso inf. (10-3 Ma) ignimbritas (*)	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	xx	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	xx	
Fm. Barroso inf. (10-3 Ma) andesitas (*)	o	o	x	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o	o	o	x	o	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o
Fm. Huayllillas (24-10 Ma) ignimbritas (*)	x-xx	o	x-xx	o-x	o	o	o	o	o	o	o	xx-xxx	x-xx	o	x-xx	o-x	o	o	o	o	o	o	o	o	xx-xxx
Fm. Huayllillas (24-10 Ma) andesitas (*)	o	o	x	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o	o	o	x	o	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o
Gpo. Tacaza (30-24 Ma) andesitas (*)	o	o	xx	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o	o	o	xx	o	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o
Gpo. Tacaza (30-24 Ma) dioritas	o	o	o	o-x	o	o	o	o	x	xx-xxx	xxx	xxx	o	o	o	o-x	o	o	o	o	x	xxx	xxx	xxx	
Fm. Anta (45-30 Ma) andesitas, dioritas (*)	x	o	o-xx	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o-x	x	o	o-xx	o	o	o	o	o	o	xxx	o	o-x	
Gpo. Toquepala arc (91-45 Ma) riolitas	x	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	xx	x	o	o	o	o	o	o	o	o	o	o	xx	
Gpo. Toquepala arc (91-45 Ma) plutónicos (*)	o-x	o	x-xx	o	o	o	o	o	o	o	o	xx-xxx	o-x	o	x-xx	o	o	o	o	o	o	o	o	xx-xxx	
Batolito de la Costa (190-60 Ma) plutónicos	o-x	o	x	o	o	o	o	o	x	x	x	xxx	o-x	o	x	o	o	o	o	o	x	x	x	xxx	
Grupo Yura (Jurásico-Cretáceo)	xxx	xx	x	xxx	xxx	o	o	o	o	o-x	x	o-x	xxx	xx	x	xxx	xxx	o	o	o	o	o-x	x	o-x	
Grupo Mitu (Pérmico-Triásico)	xxx	xx	x	xxx	xxx	o	x	o	o	o	o-x	o-x	xxx	xx	x	xxx	xxx	o	x	o	o	o	o-x	o-x	
Batolito de San Nicolás (Silúrico-Ordovico)	x	o	x	o	o-x	o	xxx	o	o	x	x	x	x	o	x	o	o-x	o	xxx	o	o	x	x	x	
Macizo de Arequipa (Proterozoico) gneis	xx	o	x-xx	o-x	o	o	x-xx	o	x	o	o	xx-xxx	xx	o	x-xx	o-x	o	o	x-xx	o	x	o	o	xx-xxx	
Macizo de Arequipa (Proterozoico) granulitas	xx	x	o-x	o	x	xxx	o	o	x	x	x	x	xx	x	o-x	o	x	xxx	o	o	x	x	x	x	
Macizo de Arequipa (Proterozoico) anfíbolitas (*)	xx	o	xx	o	o	o	o	o	o	o	o	xx-xxx	xx	o	xx	o	o	o	o	o	o	o	o	xx-xxx	

Relleno sedimentario del Antearco	Grupo Moquegua													Formación Camaná										
	MoqD	MoqC2	MoqC1	MoqC1	MoqC1	MoqC1	Camb	A3 superior	A3 inferior	Sub-unidad A2	Sub-unidad A1													
12 Ma	o-x	o	x	o-x	x	o	xxx	o	x	xxx	xxx	xx-xxx	x	o-x	x	o-x	o-x	x	o	o	x	xxx	xxx	xxx
20 Ma	xx	o-x	x	o-x	o	o-x	o-x	o	o-x	xx-xxx	xx-xxx	x-xx	xx	o-x	x	o-x	x	o	xxx	o	o-x	x	o-x	o-x
	x-xx	o	xx	x	o	o-x	x-xxx	o	o-x	x-xxx	xx-xxx	x-xx	x	o-x	xx	o-x	o-x	o	xxx	xx	xx	xx	x	

combinar nuestros modelos genéticos con los datos existentes sobre proveniencia sedimentaria provistos hasta la fecha por Decou et al. (2011, 2013) y Alván et al. (2015) y el presente estudio.

Consideramos que el reconocimiento de minerales índices de paragénesis específicas en un relleno de una cuenca dada es de gran significancia para estudiar la evolución de la misma, y que además de sugerir las edades de exhumación de sus litologías “parentales” (o fuente), proveen elementos clave para establecer correlaciones estratigráficas (Mange & Maurer, 1992; Mange et al., 2003). Después de Decou et al. (2011), espectros de minerales pesados adicionales se han identificado en la Unidad MoqC, así como también en la Formación Camaná de Punta de Bombón (ver Tabla 1), y se utilizan en este estudio como herramienta para reforzar nuestros argumentos de correlación estratigráfica, como se plantea en la Figura 2 y en la Figura 13.

El volcanismo del Arco Huaylillas en el sur de Perú (Oligoceno superior a Mioceno superior, Mamani et al., 2010) y del volcanismo de Arco Oxaya en el norte de Chile fueron intensos, explosivos y sucedieron simultáneamente (Wörner et al., 2002; Thouret et al., 2007) (Figura 3). El volcanismo Huaylillas sucedió simultáneamente con la depositación de la Sub-unidad MoqC2 (Oligoceno superior a Mioceno medio) y las sub-unidades A2 y A3 (Oligoceno superior a Mioceno medio) (Figura 2) y sus depósitos fueron utilizados por Decou et al. (2011) como criterio para diferenciar las capas de la Sub-unidad MoqC2 de las subyacentes y no-piroclástica Sub-unidad MoqC1 (Oligoceno inferior) (Figura 10). Alván et al. (2015) notaron la misma relación para establecer correlaciones estratigráficas entre las sub-unidades MoqC1 (Grupo Moquegua) y A1 (Formación Camaná), como se expone a continuación.

5.2.1. Relación entre el Grupo Moquegua y la Fm. Camaná en términos de proveniencia sedimentaria

Abundancias en la composición de minerales pesados en las sub-unidades del Grupo Moquegua y la Formación

Camaná apoyan tales comparaciones. Por ejemplo, la composición mineralógica de la Sub-unidad MoqC1 del Grupo Moquegua muestra proporciones significantes de piroxeno (Pxn), epidota (Ep) y titanita incolora (Ttn2) (ver Tabla 1). De acuerdo a la Tabla 1, estos minerales reflejan proveniencia del Grupo Tacaza (Oligoceno), del Grupo Toquepala (Cretácico) y del Batolito de la Costa (190-60 Ma), todos ellos aflorando en la Cordillera Occidental. Simultáneamente, las rocas que componen la Cordillera de la Costa aportaron la mayor contribución de sedimentos para la Unidad CamA en la Cuenca Camaná-Mollendo. Sin embargo, se resalta que proporciones menores de minerales pesados que son típicamente observados en la Unidad MoqC también son observadas en sedimentos de la Sub-Unidad A1 (por ejemplo, piroxenos, epidotas y titanitas incoloras, parte inferior de la Tabla 1) aunque en menor proporción. Por lo tanto, existen evidencias consistentes que aseguran un rebalse periódico de flujos de agua y sedimentos de una “Cuenca fluvio-lacustre de relleno balanceado” hacia la Cuenca Camaná-Mollendo, como se retrata en la Figura 5B.

Por otro lado, surgen similitudes contrastablemente notorias en la proveniencia de sedimentos entre los conglomerados de las unidades MoqD y CamB (o incluso antes de terminar la sedimentación de la Formación Camaná), por ejemplo, al momento de comparar los clastos de cada una de estas unidades (línea roja punteada en la Figura 13). Las andesitas, dacitas, y en menor proporción cuarzoarenitas y gneises incluidos en las AF's GB y G2 (Figura 6) son componentes comunes en estas unidades. Los clastos de las unidades MoqD y CamB derivan mayormente de la denudación de la Formación Barroso inferior (~10-4 Ma, Mamani et al., 2010). La composición de minerales pesados en los sedimentos de las unidades MoqD y CamB consiste en abundantes anfíboles, piroxenos y epidotas (ver parte inferior de la Tabla 1). Las similitudes en facies sedimentarias y proveniencia de sedimentos entre las unidades MoqD y CamB son más evidentes que en comparación con las similitudes en minerales pesados que existe entre las unidades MoqC y CamA. Por otro lado, la proveniencia de

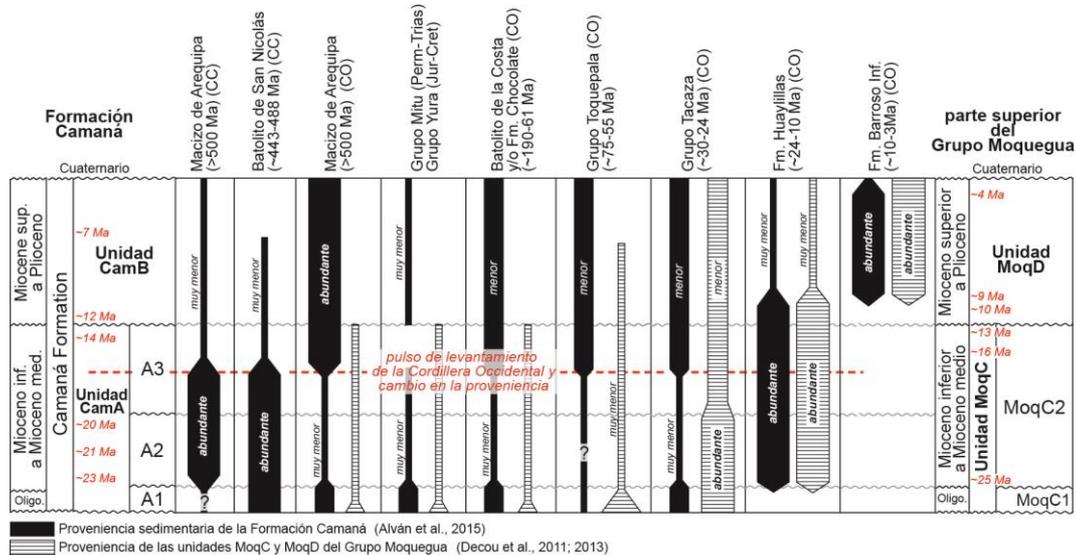


Figura 13. Esquema de proveniencia sedimentaria basado en análisis de minerales pesados, y en geocronología U-Pb se realizó en zircones de origen volcano-sedimentario (provistos en Alván, 2015). Abreviaturas: CO=Cordillera Occidental, CC=Cordillera de la Costa.

las unidades MoqD y CamB es ampliamente distinta a la proveniencia de las unidades MoqC y CamA. Tales afirmaciones proveen suficientes argumentos para proponer correlaciones estratigráficas, y confirmamos que los depósitos de la Unidad CamB son una sola depositación que se prolongó desde la Cordillera Occidental.

De acuerdo a la Figura 2, la denudación de la Cordillera de la Costa aportó sedimentos a la Cuenca Camaná-Mollendo con menor proporción de denudación procedente de la Cordillera Occidental, mientras que los principales productos de denudación de la Cordillera Occidental están depositados en la Cuenca Moquegua. Esto se puede desplegar con mayor detalle en la Figura 13. La Figura 13 sugiere que hubo un cambio notorio en la sedimentación antes que termine la depositación de la Formación Camaná y durante toda la depositación de las unidades MoqD y CamB, mostrando que en todo el antearco se acumularon productos netamente de la denudación de la Cordillera Occidental en un pulso de levantamiento muy drástico (ver Sección 5.2.2 para mayor detalle).

6. Interpretaciones y discusiones

6.1. Respecto a la interpretación de la parte superior del Grupo Moquegua y la Formación Camaná, en términos de sedimentación

6.1.1. Significado genético de las unidades MoqC y CamA (Oligoceno a Mioceno medio)

A pesar que las facies sedimentarias de la Unidad MoqC sugieren ambientes aluviales, fluviales y en menor proporción lacustres (e.g. Marocco et al., 1985; Sempere et al., 2004) y son ampliamente distintos a las facies de la Unidad CamA (deltas de grano grueso, Alván & von Eynatten, 2014), ambas unidades muestran evidencias sedimentarias que son típicas de eventos progradacionales. Los depósitos de la Unidad MoqC debieron progradar desde la Cordillera Occidental hasta la Cordillera de la Costa, mostrando gradación lateral de facies gruesas a finas (Figuras 9A y 9B), por ejemplo, facies conglomerádicas a areniscosas desde Quebrada Gramadal hasta Quebrada Sicerias en la Figura 10. Simultáneamente, los deltas de grano grueso de la Unidad CamA progradaron desde la Cordillera de la Costa hacia el mar del departamento de Arequipa (Cuenca Camaná-Mollendo) (Alván et al., 2014), resultando en facies más finas (Figura 11) (ver además Alván et al., este volumen).

Decou et al. (2013) y Alván et al. (2015) concluyeron que existieron levantamientos simultáneos tanto de la Cordillera Occidental como de la Cordillera de la Costa, de los cuales este análisis está de acuerdo, y considera además que estos levantamientos están íntimamente vinculados con la generación de sedimentos en la Cuenca Moquegua y en la Cuenca Camaná-Mollendo. Este contexto resulta en un cambio a degradación en la cuenca (i.e. progradación, Carroll & Bohacs, 2001) y variaciones en el espacio de acomodación en las cuencas sedimentarias. En consecuencia, se estima que la proporción de espacio de acomodación de la Cuenca Moquegua durante la

depositación de las unidades MoqC y CamA aproximadamente igualó el volumen de ingreso de sedimentos y agua durante la depositación de la Unidad MoqC (similar a como se ilustra en la Figura 14B). Sin embargo, debido a que el ingreso de sedimentos y agua alcanzó el nivel de rebalse, estos drenaron hacia la contigua Cuenca Camaná-Mollendo a manera de descargas periódicas y en menor proporción, para mantener el balance hidrológico de la Cuenca Moquegua. Estas proporciones de sedimentos y agua drenadas se unieron a la sedimentación de los deltas de grano grueso de la Unidad CamA (AF's S3 y S2) y aportaron minerales pesados característicos de las rocas que conforman la Cordillera Occidental (Alván et al., 2015) (mostrados en la parte superior de la Tabla 1). Dados los abundantes depósitos fluviales en la Unidad MoqC, el término más adecuado para definir este complejo sedimentario correspondería al de una "cuenca fluvio-lacustre de relleno balanceado" en vez de "cuenca lacustre de relleno balanceado" (cf. Carroll & Bohacs, 1999) (Figura 5B).

Se tiene un hallazgo de depósitos laminados irregularmente de color gris blanquecino considerados aquí como facies similares a "varvas", los cuales están ubicados en la parte inferior de la Unidad MoqC (Figura 7C). Estas facies sugieren que la acumulación fue predominantemente química en vez de detrítica, posiblemente cuando el espacio de acomodación lograba expandirse o bien durante una quiescencia en la depositación progradacional, dando paso a una depositación con asentamiento químico de sedimentos carbonatados (véase por ejemplo, Carrol & Bohacs, 1999; Pietras et al., 2003). Por lo tanto, las facies de la Unidad MoqC muestran (aunque en menor proporción) facies lacustres.

Considerando que Carroll & Bohacs (1999) y Einsele (2000) sostuvieron que una cuenca (fluvio-) lacustre permanecerá endorheica hasta que se establezca una conexión con el océano, necesariamente por creación de drenajes por causas tectónicas, consideraremos que el sistema hidrológico de nuestra *cuenca fluvio-lacustre de relleno balanceado* (Cuenca Moquegua durante MoqC) no es hidrológicamente abierta ni hidrológicamente cerrada en su sentido estricto. En consecuencia, podemos afirmar que la relación más relevante entre las cuencas Moquegua y Camaná-Mollendo consistió principalmente en menores paleo-drenajes que apoyaron el tránsito de sedimentos desde la Cordillera Occidental hacia la Cuenca Camaná-Mollendo a través de la Cordillera de la Costa entre el Oligoceno y Mioceno medio.

6.1.2. Acerca de una ingresión marina ocurrida hace 25 Ma en la Cuenca Moquegua: las evidencias sedimentarias y su relación con el tectonismo

Una ingresión/invasión marina que sucedió en la Cuenca Moquegua la cual llegó hasta Cuno-Cuno, Quebrada Gramadal y Quebrada La Yesera (línea azul gruesa en la Figura 10), fue documentada por primera vez por Mendivil & Castillo (1960), refiriéndose a sus evidencias como calizas blanquecinas con fósiles marinos intercalados con algunas capas de ignimbritas, las cuales corresponderían a la Sub-unidad MoqC1 de Decou et al.

(2011) (por ejemplo, TF *Cm* en Cuno-Cuno). Otros autores han provisto de información adicional, tales como evidencias de dientes de tiburones fósiles (Pecho, 1983), moluscos (DeVries, 1998), y foraminíferos (Pecho, 1983), confirmando influencia marina en la Cuenca Moquegua. Edades radiométricas (^{40}K - ^{39}Ar en biotitas) propuestas por Noble et al. (1985) sugirieron que el promedio de edades de esta ingresión marina ocurrió hace aproximadamente 25 Ma.

Por otro lado, el concepto de un cortejo sedimentario transgresivo (TST) representa a depósitos que fueron acumulados durante una relativa subida del nivel del mar, desde el inicio de una transgresión marina hasta el tiempo de su máximo nivel transgresivo (Catuneanu, 2002). Marocco et al. (1985), Macharé et al. (1986), DeVries (1998), Cruzado & Rojas (2005) y muchos otros autores utilizaron este principio para explicar una subida de nivel del mar (subida eustática). Sin embargo, la transgresión documentada por los autores arriba citados contrasta fuertemente con la tendencia regresiva de los contemporáneos depósitos de la Unidad CamA de la contigua Formación Camaná en la Cuenca Moquegua (discutido en la Sección 4.1.1.3), de acuerdo a los análisis de facies presentados por Alván & von Eynatten (2014).

Estas declaraciones afirman que los sedimentos ubicados en la parte inferior de la Unidad CamA (precisamente Oligoceno a Mioceno inferior) han sido depositados durante una relativa bajada del nivel del mar, y marca consistentemente un cortejo sedimentario regresivo (*RST*). Consecuentemente, tal ingresión marina puede ser atribuida a un fuerte control tectónico extensional a lo largo del antearco (refiérase a la Sección 6.2.1 para mayor información). Sin embargo, la naturaleza progradacional de la Unidad MoqC sumado a la evidente incisión fluvial y el incremento de las gradientes topográficas pudieron haber erosionado cualquier onlapamiento que ocurre típicamente en una cuenca relacionada a bordes fallados (cf. Catuneanu, 2002). Esto puede explicar la poca cantidad de evidencias de sedimentos marinos en la Cuenca Moquegua a los 25 Ma.

En consistencia con Macharé et al. (1986), este estudio considera también que la Cordillera de la Costa separó ambas cuencas Moquegua y Camaná-Mollendo, así como también su relleno sedimentario; en este contexto, es lógico considerar que el punto de rebalse de la Cuenca Moquegua estuvo localizado muy posiblemente a altas altitudes en relación con el nivel del mar, excepto durante la ingresión marina ocurrida a los ca. 25 Ma (descrita en la Sección 4.1.4). Las únicas evidencias de una ingresión marina ocurrida en la Cuenca Moquegua son depósitos carbonatados con fauna fósil variada dentro de los TF *Cm* observados en estratos de la Unidad MoqC (dentro del área celeste de la Figura 10), los cuales son típicos de ambientes de lagoon, es decir, con influencia marina (e.g. DeVries, 1998; Cruzado & Rojas, 2005).

Los argumentos para definir la instalación efímera de un ambiente lagoon se centran en algunos dientes de tiburones fósiles (en Apolín, 2001) y algunos gasterópodos que son típicos de mares muy someros (DeVries, 1998). Sin embargo, en este estudio se contempló análisis de taxones en tallos fósiles, revelando la presencia de plantas del género *Juncus* (Figura 7D). Se

trata de plantas monocotiledóneas que habitan típicamente en zonas húmedas o pantanos, con influencia marina, siendo sus aguas salobres. En tal contexto, la afirmación de una ingresión marina muy efímera es muy consistente.

Sin embargo, las depositaciones progradacionales y regresivas de la Unidad MoqC y su equivalente Unidad CamA (también progradacional) contrastan de las facies típicas que suelen ocurrir en una subida eustática global, como las reportadas por Haq et al. (1987) y Hardenbol et al. (1998) para este intervalo de tiempo. En consecuencia, estas depositaciones sugieren que la generación de sedimentos está íntimamente relacionada a desplazamientos verticales de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa. Por lo tanto, la ampliamente conocida y citada transgresión marina es netamente un resultado de efectos geodinámicos ejercidos sobre la Cuenca Moquegua (refiérase a la Sección 6.2.1 para mayor detalle acerca de las implicancias geodinámicas).

6.1.3. Significado genético de las unidades MoqD y CamB (Mioceno superior a Plioceno)

Consideramos que el término “cuenca fluvio-lacustre sobre-rellenada” es el más adecuado para definir a la Cuenca Moquegua durante la depositación de la Unidad MoqD debido a que este relleno sedimentario refleja depositación de alta energía y localmente se observa progradacional. La definición original “cuencas lacustres sobre-rellenadas” propuesto por Carroll & Bohacs (1999) (Figura 5C) incluye facies lacustres, los cuales no existen en la Unidad MoqD. En consecuencia, consideramos adicionar el uso del término “fluvio” debido a que la depositación de MoqD es predominantemente fluvial-conglomerádica y su mecanismo depositacional refleja un sobre-relleno, lo cual encaja mejor con nuestro modelo depositacional propuesto como se ilustra en la Figura 14C. De acuerdo a este concepto, interpretamos que el ingreso de sedimentos y agua formaron facies progradacionales y

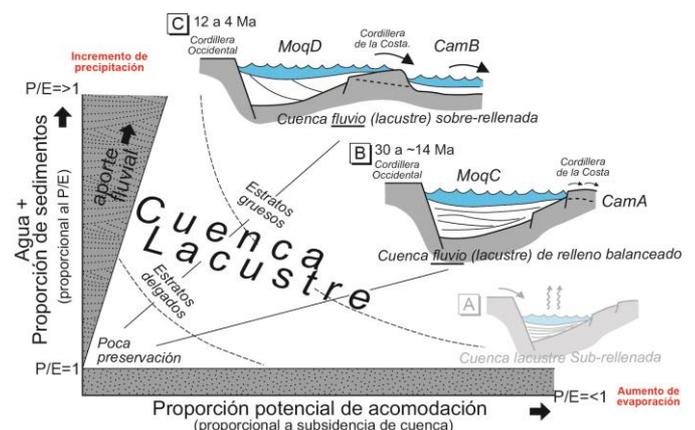


Figura 14. Esquema de un relleno de cuenca fluvio-lacustre (adaptado de Carroll & Bohacs, 1999) adaptado para mostrar una comparación entre las cuencas cenozoicas en el antearco del sur del Perú (cuencas Moquegua y Camaná). En A: Cuenca lacustre sub-rellenada, la cual podría corresponder a unidades subyacentes de la Formación Moquegua Inferior (según la nomenclatura estratigráfica de Marocco et al., 1985) (no está comprendido en este estudio). En B: Cuenca fluvio-lacustre de relleno balanceado (relleno con sedimentos de la Unidad MoqC). En C: Cuenca fluvio-lacustre sobre-rellenada (relleno con sedimentos de las unidades MoqD y CamB). En B y C, se toma la nomenclatura estratigráfica propuesta por Sempere et al. (2004). $P/E = \text{precipitación/evaporación}$.

han dominado el relleno de la Cuenca Moquegua. Tales afirmaciones sugieren además que esta depositación rebalsó la cuenca en grandes proporciones de sedimentos y agua hacia la Cuenca Camaná-Mollendo sobrepasando la Cordillera de la Costa. Por lo tanto, los conglomerados fluviales de la Unidad CamB corresponden a la prolongación de la depositación de la Unidad MoqD. Roehler (1992) y Carrol & Bohacs (1999, 2001) aplicaron apropiadamente estos conceptos en los estratos "Luman Tongue" de la Formación Green River, EEUU, para relacionar los cambios más drásticos en facies y en proveniencia sedimentaria con cambios estructurales. En nuestro caso, la tectónica neógena del antearco del sur de Perú parece haber influido significativamente en la generación de sedimentos desde la depositación de las unidades MoqC y CamA, en comparación de las sobreyacentes unidades MoqD y CamB. Estas afirmaciones apoyan la relación entre el levantamiento de la Cordillera Occidental y la depositación de las unidades MoqD y CamB (cf. Schildgen et al., 2009a; Alván et al., 2015), la cual es más relevante que las influencias eustáticas y/o climáticas que han podido ejercerse en esta parte de los Andes Centrales.

En cuencas lacustres limitadas por fallas, tal como la Cuenca Moquegua, las fluctuaciones del nivel de agua por motivos climáticos son mínimas (véase Bohacs et al., 2003). En consecuencia, consideramos que la depositación de la Unidad MoqD es un producto del efecto de levantamiento de la Cordillera Occidental (en relación al resto de la cuenca) durante el Mioceno superior, el cual ha sido bien argumentado por diversos autores tales como Thouret et al. (2007), Schildgen et al. (2009a), Decou et al. (2013), Alván et al. (2015) (refiérase a la Sección 5.2.2).

6.2. Implicancias en la geodinámica del antearco: episodios de levantamiento, ?subsistencia, y otras etapas de deformación deducidas por el registro sedimentario

Para esta sección, se toma en consideración iniciar la integración de información resultante sobre análisis de proveniencia de sedimentos y termocronología y otros proxies geológicos en sedimentos cenozoicos. Consideramos que han existido al menos dos modos de deformación en el antearco del sur de Perú, los cuales repercutieron en la generación de sedimentos. Tales estilos de deformación son detalladas aquí como: (i) levantamiento, y (ii) creación de espacio de acomodación (pulsos de expansión). Una vez asumidos tales estilos de deformacionales, dividimos la historia de deformación de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa en dos etapas: (i) deformación del antearco entre el Oligoceno (superior) y Mioceno medio, y (ii) deformación del antearco desde el Mioceno superior hasta el presente, como se resume en la Figura 15.

Preliminarmente, afirmamos que existen estudios anteriores sobre termocronología del Macizo de Arequipa en la Cordillera de la Costa, los cuales han provisto aportes en la evolución del antearco. Por ejemplo, Wipf (2006) afirmó que la Cordillera de la Costa en el área de Camaná se enfrió debajo de la temperatura cierre (T_c) del apatito (AFT, $T_c=90-120^\circ\text{C}$, cf. Laslett et al., 1987;

Ketcham et al., 1999) en el Cretácico superior (~72 Ma). De acuerdo a este autor, después de esta edad sucedió una etapa de "quiescencia magmática" hasta una posible exhumación drástica a los ~10 Ma.

Estos datos sugieren que la Cordillera de la Costa cerca de la zona de estudios inició su proceso de levantamiento desde al menos el Cretácico superior, con pulsos de levantamiento ocurridos preferentemente alrededor de los 10 Ma (cf. Haschke et al., 2006). En este manuscrito se pone en evidencia pulsos adicionales en medio de este intervalo de tiempo, por medio del análisis del registro sedimentario. Nosotros integramos estas afirmaciones con lo aportado en este manuscrito, en relación a las facies sedimentarias de la Fm. Camaná, el Grupo Moquegua y sus respectivos espectros de minerales pesados.

6.2.1. Acerca del levantamiento de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa entre el Oligoceno (superior) y Mioceno medio

Según Decou (2011), entre el Oligoceno y el Mioceno inferior, la Cordillera Occidental experimentó un levantamiento tectónico, posiblemente acompañado de fallamientos normales a lo largo de los SFLLI (Sistema de Fallas Cincha-LLuta-Incapuquio), los cuales están orientados ~NO-SE (Figura 15A). Schildgen et al. (2009b) calcularon el levantamiento del lado oeste de la Cordillera Occidental en ± 1.7 km desde hace ~25 Ma hasta al menos el Plioceno (lado derecho de la Figura 15C), utilizando edades de trazas de fisión (U-Th)/He en apatitos y utilizando como línea base una ingresión marina datada en ~25 Ma entre Cotahuasi y Cuno-Cuno. Este manuscrito, así como Schildgen et al. (2009a) y Decou et al. (2013), considera también que tal levantamiento fue drástico y fue la principal causa para la denudación sedimentaria de la Cordillera Occidental. Simultáneamente, la Cordillera de la Costa experimentó levantamiento tectónico drástico muy posiblemente a través del SFIII.

Este trabajo considera que tales fallas estuvieron activas durante la depositación sedimentaria en el área de estudio. Las secciones sísmicas en el offshore de Camaná (Alván et al., este volumen) confirman estas declaraciones y reflejan abundante fallamiento normal sinsedimentario desde la Cordillera de la Costa hacia el offshore. El control estructural más apropiado para esta área correspondería al de desplazamientos verticales con predominancia de fallas normales.

Una estimación del levantamiento de la Cordillera de la Costa se puede realizar si consideramos dataciones de 71.8 Ma realizadas en apatitos por trazas de fisión (AFT) de gneises colectados del Macizo de Arequipa precisamente en Camaná (Wipf, 2006; ver Figura 1B), el límite inferior de la zona de alineamiento del método AFT entre $90-100^\circ\text{C}$ (Gleadow et al., 1986; Wagner & van den Haute, 1992), y un gradiente geotérmico asumido en $25-30^\circ\text{C}/\text{km}$ (véase Atherton & Aguirre, 1992; Schildgen et al., 2007). Esta estimación implica que el levantamiento cenozoico de la Cordillera de la Costa puede ser cuantificado en aproximadamente <3 km. Si sustraemos el levantamiento del límite CamA-CamB en la Cordillera de la Costa posterior a los 12 Ma (es decir, ± 0.5 km), podremos afirmar que el monto total e levantamiento de

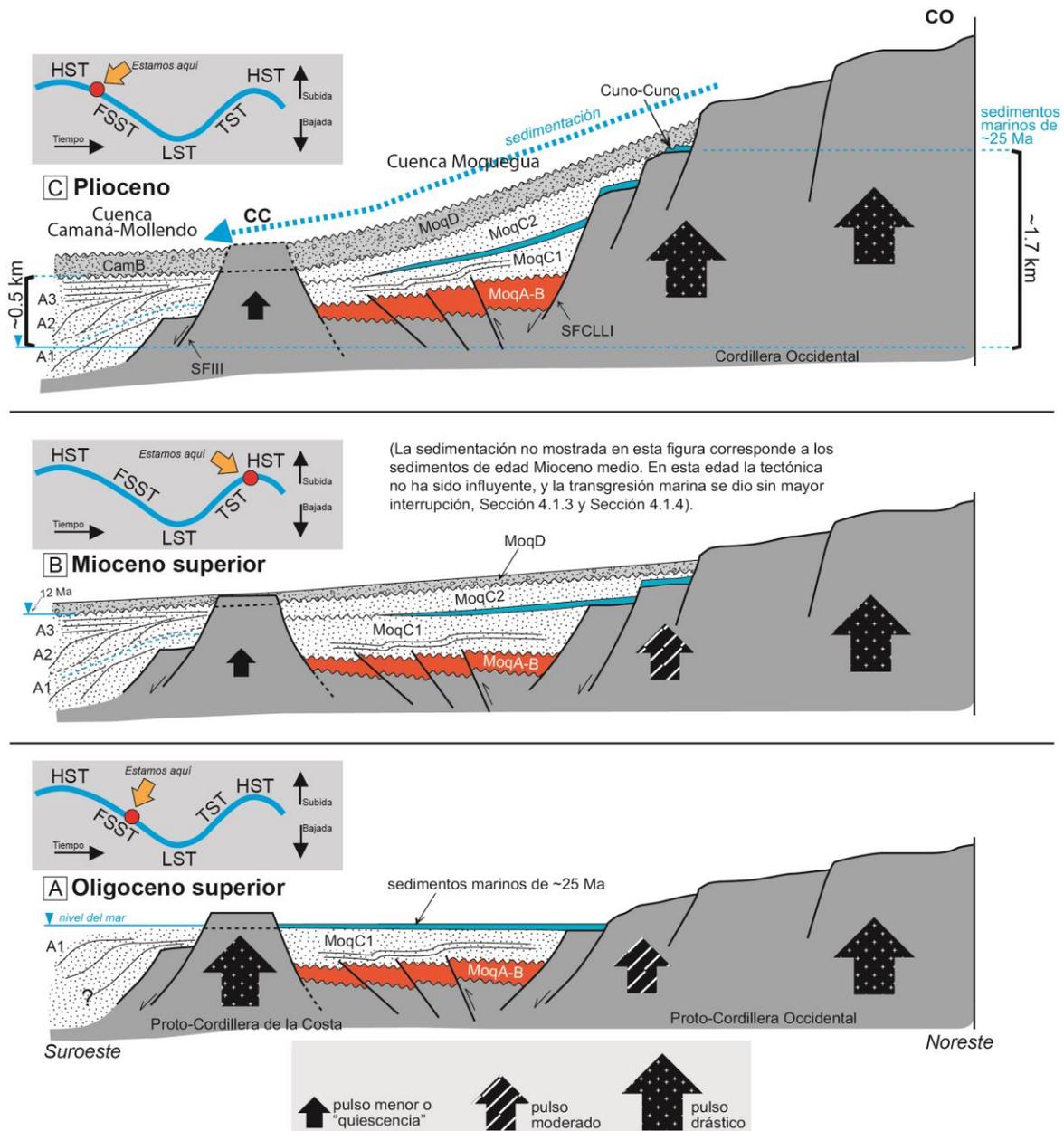


Figura 15. Esquema secuencial de eventos geodinámicos interpretados desde el Oligoceno superior hasta la actualidad, a lo largo del Valle de Majes-Camaná en un corte transversal. Los levantamientos de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa han sido aproximadamente estimados restringiendo las edades termocronológicas provistas en la literatura geológica (Wipf, 2006; Schildgen et al., 2009b), y sus proporciones relativas de levantamiento han sido representadas mediante flechas negras. En A: paleogeografía interpretada del valle Majes-Camaná hace ~25 Ma, cuando la ladera occidental de la Cordillera Occidental estuvo parcialmente al nivel del mar. El cálculo del levantamiento de esta zona se restringió utilizando dataciones (U-Th)/He en apatitos (provistas en Schildgen et al., 2009b). En B: inicio de la depositación de la Unidad CamB, el cual está datado en ~12 Ma. En C: etapa final de las depositaciones de MoqD y CamB. Actualmente, los estratos de la parte basal de la Unidad CamB están localizados a ~0.5 km de altitud. El levantamiento de la Cordillera de la Costa ha sido restringido. En C: etapa final de la depositación de las unidades MoqD y CamB. Abreviaturas: CO= Cordillera Occidental, CC= Cordillera de la Costa.

la Cordillera de la Costa entre el Oligoceno superior y el Mioceno medio fue de <2.5 km. En consecuencia, los levantamientos de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa ocurrieron de un modo drástico. Consideramos que estos levantamientos eran el principal control en la sedimentación del antearco, el cual también se refleja en la creación de espacio de acomodación (y posterior relleno sedimentario en la cuenca como se plotea en la Figura 12) como respuesta de inestabilidad estructural generada en el antearco el sur de Perú.

Si tomamos en consideración un análisis sobre la Figura 3, veremos que entre los 25 y 20 Ma existió ciertas predominancias en la acumulación de depósitos volcánicos piroclásticos en los Andes Centrales (e.g. Volcanismo Huaylillas, Volcanismo Oxaya, cf. Worner et al., 2000; Mamani et al., 2010), las cuales puntualmente estarían vinculadas con los procesos de levantamiento que este trabajo trata de definir para la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental.

Estos procesos tectónicos pueden ser comparables en tiempo y hasta en magnitud con similares etapas de

levantamiento registradas a lo largo de los Andes Centrales, por ejemplo, en el norte de Chile (Hartley & Evenstar, 2010).

6.2.2. Acerca del levantamiento de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa entre el Mioceno superior y Plioceno

Entre el Mioceno superior y el Plioceno, la depositación de la Unidad MoqD (y su prolongación como CamB) es dominante debido al levantamiento de la Cordillera Occidental más que influencias climáticas (véase Thouret et al., 2007; Schildgen et al., 2009b) (Figura 15B). Consideramos que las fluctuaciones del nivel-base por influencias climáticas en una cuenca lacustrina sobrellenada como la Cuenca Moquegua, durante la depositación de las unidades MoqD y CamB son mínimas, debido al levantamiento drástico de la Cordillera Occidental (muy posiblemente a través del SFCLLI), y también debido a que las descargas de sedimentos y agua cargaron la mayor parte de los productos volcánicos del Arco Volcánico Barroso inferior. Haschke et al. (2006) consideraron este volcanismo como una de las consecuencias del incremento del ángulo de subducción y de un drástico acortamiento, levantamiento y espesamiento de los Andes Centrales.

Debemos considerar también que a pesar de las condiciones áridas/hiperáridas en los Andes Centrales para este tiempo, las descargas de las unidades MoqD-CamB reflejan humedad en menor proporción (o periódica), que pudieron apoyar la generación de tales prolongaciones sedimentarias (por ejemplo, Gregory-Wodzicki, 2000; Hartley et al., 2005; Dunai et al., 2005). Además, las condiciones áridas/hiperáridas en el sur de Perú son interpretadas como consecuencia de efectos de flujos descendientes de la circulación atmosférica de las celdas de Hadley, donde las corrientes frías de Humboldt provocaron una inversión de temperaturas en la costa, y las barreras orográficas creadas por los Andes bloquearon cualquier corriente de humedad que vendría de la actual selva Peruana (Abele, 1989; Hartley & Evenstar, 2010; Schildgen et al., 2009a). El levantamiento de la Cordillera de la Costa desde el Mioceno superior hasta la actualidad ha sido estimado en ± 0.5 km por Alván et al. (2015), asumiendo que las capas de la parte basal de la Unidad CamB (datadas en ~ 12 Ma) estuvieron localizadas en el nivel del mar (TF G1, Figura 6B).

Si la depositación de la Unidad MoqD sobrellenó la Cuenca Moquegua y se prolongó hasta la Cuenca Camaná-Mollendo sobrepasando la Cordillera de la Costa, consideramos que el levantamiento de la Cordillera Occidental desde el Mioceno superior fue contundentemente mayor que el levantamiento ocurrido en la Cordillera de la Costa para la misma edad (Figura 15C). De acuerdo a los conceptos de espacio de acomodación y relleno de sedimentos y agua propuestos por Carroll & Bohacs (1999), afirmamos que la proporción de sedimentos y agua excedieron el espacio de acomodación de la Cuenca Moquegua, y reflejan la etapa final de la vida de la Cuenca Moquegua y de la Cuenca Camaná-Mollendo.

7. Conclusiones

1. Las edades depositacionales de las unidades MoqC (Cuenca Moquegua) y CamA (Cuenca Camaná-Mollendo) son muy similares, así como las edades de las unidades MoqD (Cuenca Moquegua) y CamB (Cuenca Camaná-Mollendo). Apoyados por comparaciones y correlaciones estratigráficas propuestas por Alván et al. (2015) y en la Sección 5.2, los estratos de la parte más inferior de la Fm. Camaná (Sub-unidad A1) pueden ser comparados en cronología con la parte más inferior de la Formación Moquegua Superior (Sub-unidad MoqC1, Oligoceno, Decou et al., 2011). Las sub-unidades A2 y A3 (Mioceno inferior a Mioceno medio, Alván et al., 2015) son parcialmente similares en cronología a la Sub-unidad MoqC2 (Oligoceno superior a Mioceno medio, Decou et al., 2011). Las edades depositacionales de las unidades MoqD y CamB se extienden del Mioceno superior al Plioceno (Figura 2).
2. Los sedimentos de la Unidad MoqC han sido depositados en una “Cuenca fluvial-lacustre de relleno balanceado”, mientras que los sedimentos de la Unidad CamA han sido depositados como deltas en la contigua Cuenca Camaná-Mollendo. La definición de una “cuenca fluvial-lacustre de relleno balanceado” para la depositación de la Unidad MoqC es la más adecuada, dado que sugiere que el espacio de acomodación en la Cuenca Moquegua pudo haber igualado la proporción de sedimentos y agua vs. drenaje, aunque periódicamente habrían drenado hacia la Cuenca Camaná-Mollendo en menor proporción. Subsecuentemente, los sedimentos de la Unidad MoqD sobrellenaron la Cuenca Moquegua comportándose como una “Cuenca fluvial-lacustre sobre-rellenada” y sus extensiones sedimentarias se ampliaron depositándose contundentemente en la Cuenca Camaná-Mollendo como “Unidad CamB”, como consecuencia principal de un levantamiento drástico de la Cordillera Occidental. Consideramos importante la asignación de tales clasificaciones genéticas para explicar las proporciones de sedimentos que drenan de las cuencas, y resaltar sus implicancias con la geodinámica de los bordes de cuenca.
3. Entre el Oligoceno y el Mioceno medio, el comportamiento estructural de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa a lo largo del valle Majes-Camaná consistió en desplazamientos verticales y simultáneos (levantamientos), los cuales encajarían mejor en un régimen probablemente transtensional. En este intervalo de tiempo, el levantamiento de la Cordillera Occidental sucedió simultáneamente con levantamiento de la Cordillera de la Costa, donde este último se estimó en < 2.5 km hasta el Mioceno superior (Alván, 2015) (Figura 15A). Finalmente, desde el Mioceno superior, el levantamiento de la Cordillera Occidental excedió ampliamente al levantamiento de la Cordillera de la Costa (± 0.5 km,

Figuras 15B y 15C), y provocó la depositación de las unidades MoqD y CamB. Los pulsos de levantamiento ocurridos en el Oligoceno y en el Mioceno superior definidos aquí, son correlacionables con episodios tectónicos marcados que sucedieron en edades similares en el antearco del norte de Chile (cf. Hartley & Evenstar, 2010), los cuales a la vez son consistentes con episodios de magmatismo activo y de amplio alcance (como se resalta en la Figura 3).

4. Estos desplazamientos habrían de estar vinculados a la generación de espacios de acomodación, tal como lo refleja la acumulación de depocentros (Figura 12). Este trabajo ha demostrado que la generación de sedimentos se dio debido a los levantamientos respectivos de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa en el antearco, siendo tales levantamientos responsables de una expresa desestabilización en el antearco del sur Peruano, y daría lugar a generación de espacios tales como grabenes o posiblemente semigrabenos (aunque asumidos). En consecuencia, la creación de espacio de acomodación y levantamiento de bordes de cuencas fueron más influyentes en la formación de sedimentos y eventuales invasiones marinas, que una subida del nivel eustático global.

Agradecimientos

Los autores agradecen al DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst, 416/PKZ A/09/98944) y al Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET), Dirección de Geología Regional. Los autores también se encuentran agradecidos con Mirian Mamani (Lima) por compartir numerosas discusiones, con Patrice Baby y Martin Roddaz (Lima) por sus acertados comentarios, y con Astrid Criales (Lima) por su apoyo en la revisión y edición gráfica.

Referencias

Abele, G., 1989. The influence of age, climate, and relief on the preservation of volcanic landforms in the north Chilean Andes, *Bamberger Geogr. Schr.*, v. 11, p. 45-57.

Acosta, J., 2004. Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Moquegua Superior en los alrededores de la ciudad de Tacna. Nuevas contribuciones del IRD y sus contrapartes al conocimiento geológico del sur del Perú. *Publicación Especial N° 5*, Sociedad Geológica del Perú, p. 183-186.

Acosta, J., Marocco, R., Quispe, R., 2002. Facies y ambientes sedimentarios de la parte proximal de una cuenca de antearco: el Grupo Moquegua (Dpto. de Moquegua) resultados preliminares. XI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes Extendidos. Sociedad Geológica del Perú, Lima, Perú, 10 p.

Acosta, H., Alván, A., Rodríguez, J., 2010. Actividad tectónica del Sistema de Fallas Cincha-LLuta-Incapuquio durante la evolución de la cuenca Arequipa en el Jurásico. XV Congreso Peruano de Geología, Cusco. Sociedad Geológica del Perú, Resúmenes Extendidos, p. 742-745.

Acosta, H., Alván, A., Mamani, M., Oviedo, M., Rodríguez, J., 2011. Mapa Geológico del cuadrángulo de La Yarada (37-u), Hoja 37-u-IV. Dirección de Geología Regional (INGEMMET), Lima, Perú. Serie (A), 1 mapa.

Alván, A., Bustamante, Y., Jacay, J., von Eynatten, H., Dunkl, I. (Este volumen). Arquitectura estratigráfica onshore-offshore de la Cuenca cenozoica Camaná-Mollendo, Antearco externo del sur de Perú, 27 p.

Alván, A., 2015. Geodynamic significance of the Cenozoic deposits in the southern Peruvian forearc (16°25'S to 17°15'S): constraints by facies analysis and sediment provenance. Universidad de Göttingen, Alemania. Tesis de Doctorado, 145 p.

Alván, A., von Eynatten, H., Dunkl, I., Gerdes, A., 2015. Zircon U-Pb geochronology and heavy mineral analysis of the Camaná Formation, southern Peru (16°25'S to 17°15'S): constraints to sediment provenance and exhumation of the Coastal and Western cordilleras. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 61, p. 14-32.

Alván, A., von Eynatten, H., Dunkl, I., Gerdes, A., Jacay, J., 2014. Stratigraphic architecture and zircon U-Pb geochronology of the Cenozoic Camaná-Mollendo Basin fill, southern Peruvian forearc (16°25'S to 17°15'S): Insights for basin evolution. VIII INGEPEP 2014, Lima, Peru. GEO-EX-AA-03-E, 15 p.

Alván, A., von Eynatten, H., 2014. Sedimentary facies and stratigraphic architecture in coarse-grained deltas: Anatomy of the Cenozoic Camaná Formation, Southern Peru (16°25'S to 17°15'S). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 54, p. 82-108.

Apolín, J., 2001. *Isurus oxyrinchus* RAFINESQUE, 1810 "Mako de aletas cortas" como posible ancestro de *Carcharodon carcharias* (Linnaeus, 1758) "tiburon blanco" (chondrichthyes: lamnidae). Tesis de Grado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Perú, 133 p.

Atherton, M., Aguirre, L., 1992. Thermal and geotectonic setting of Cretaceous volcanic rocks near Ica, Peru, in relation to Andean crustal thinning. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5 (1), p. 47-69.

Bande, A., Horton, B., Ramírez, J., Mora, A., Parra, M., Stockli, D., 2011. Clastic deposition, provenance, and sequence of Andean thrusting in the frontal Eastern Cordillera and Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 124, p. 59-76.

Bellido, E., 1969. Sinopsis de la geología del Perú. Boletín del Servicio de Geología y Minería. Dirección General de Minería (INGEMMET), Lima, Perú. Boletín No. 22, 54 p.

Benavides, V., 1962. Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú. II Congreso Nacional de Geología (Tomo 38), p. 5-63.

Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., 2003. Lessons from large lake systems-Thresholds, nonlinearity, and strange attractors. *Geological Society of America Special Paper*, v. 370 (Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time: Boulder, Colorado): pp. 75-90.

Boily, M., Brooks, C., Ludden, J.N., James, D.E., 1989. Chemical and Isotopic Evolution of the Coastal Batholith of Southern Peru. *Journal of Geophysical Research*, v. 94 (B9), p. 483-498.

- Bouma, A.H., 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 137-143.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, p. 1-43.
- 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.
- Decou, A., von Eynatten, H., Dunkl, I., Wörner, G., 2013. Late Eocene to Early Miocene Andean uplift inferred from detrital zircon fission track and U-Pb dating of Cenozoic forearc sediments (15-18°S). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 45, p. 6-23.
- DeVries, T.J., 1998. Oligocene deposition and Cenozoic sequence boundaries in the Pisco Basin (Peru). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 11 (3), p. 217-231.
- Dunai, T.J., López, G.A.G., Juez-Larré, J., 2005. Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, v. 33 (4), p. 321.
- Carlotto, V., Quispe, J., Acosta, H., Rodríguez, R., Romero, D., Cerpa, L., Mamani, M., Díaz-Martínez, E., Navarro, P., Jaimes, F., Velarde, Lu, S., Cueva, E., 2009. Dominios Geotectónicos y Metalogénesis del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, v. 103, p. 1-89.
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, v. 27, p. 99-102.
- Carroll, A.R., Bohacs, K.M., 2001. Lake-type controls on petroleum source rock potential in nonmarine basins. *AAPG Bulletin*, v. 85 (6), p. 1033-1053.
- Cobbing, E.J., Ozard, J.M., Snelling, N.J., 1977. Reconnaissance geochronology of the crystalline basement rocks of the Coastal Cordillera of southern Peru. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 88 (2), 241 p.
- Cruzado, H.A., Rojas, A., 2005. Incursión marina en una cuenca continental de ante arco: Eustatismo o tectónica? El ejemplo de la cuenca Moquegua. Universidad San Antonio de Abad del Cuzco (Perú). Tesis de Bachiller, 145 p.
- Einsele, G., 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin. Second Edition, 781 p.
- Fritz, S.C., Baker, P.A., Seltzer, G.O., Ballantyne, A., Tapia, P., Cheng, H., Edwards, R.L., 2007. Quaternary glaciation and hydrologic variation in the South American tropics as reconstructed from the Lake Titicaca drilling project. *Quaternary Research*, v. 68, No. 3, pp. 410-420.
- Garziona, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., Mulch, A., 2008. Rise of the Andes. *Science*, v. 320 (5881), p. 1304-1307.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., 1986. Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages. *EPSL* 78, p. 245-254.
- Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *Geological Society of America*, v. 112, p. 1091-1105.
- Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, v. 235, pp. 1156-1167.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence Stratigraphy of European basins, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, v. 60, p. 3-13.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G., 1975. Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences. *SEPM (Society for Sedimentary Geology), Short Course, Lecture Notes 2. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa*, p. 13-26.
- Hartley, A., Evenstar, L., 2010. Cenozoic stratigraphic development in the north Chilean forearc: Implications for basin development and uplift history of the Central Andean margin. *Tectonophysics*, v. 495, p. 67-77.
- Hartley, A., Chong, G., Houston, J., Mather, A.E., 2005. 150 million years of climatic stability: evidence from the Atacama Desert, northern Chile. *Journal of the Geological Society of London*, v. 162, p. 421-424.
- Haschke, M., Günther, A., Melnick, D., Echlter, H., Reutter, K.J., Scheuber, E., Oncken, O., 2006. Chapter 16: Central and Southern Andean Tectonic Evolution Inferred from Arc Magmatism. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P., (Eds.), *The Andes, Active Subduction Orogeny*. Berlin, Germany, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 333-349.
- Hutchinson, G.E., 1957. *A Treatise on Limnology. Volume 1. Geography, Physics, and Chemistry*. New York. John Wiley and Sons.
- Huamán, R., 1985. Evolution tectonique cénozoïque et neotectonique du piedmont pacifique dans la région darequipa (Andes du Sud Pérou). Paris-Sud Centre Dorsay University, PhD thesis, 92 pp.
- Ibaraki, M., 1992. Neogene planktonic Foraminifera of the Camaná Formation, Peru: Their geologic age and implications. *Reports of Andean Studies, Shizuoka University Special Volume 4*, pp. 9-19.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3211-3231.
- Jacay, J., Sempere, T., Husson, L., Pino, A., 2002. Structural Characteristics of the Incapuquio Fault System, Southern Peru. V International Symposium on Andean Geodynamics ISAG, Extended Abstracts. Toulouse, France, p. 319-321.
- Jenks, W.F., 1945. *La Geología de Arequipa y sus alrededores. Informaciones y Memorias de la Sociedad de Ingenieros del Perú*, v. 6 (9), 20 p.
- Kelts, K., 1988. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. *Geological Society Special Publication*, v. 40, p. 3-26.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics:

- III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogy*, v. 84, p. 1235-1255.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology*, v. 65, p. 1-13.
- León, W., Palacios, O., Torres, V., 2000. Sinopsis sobre la revisión de la Geología de los Cuadrángulos de Atico (33o), Ocoña (33p), Camaná (34q), La Yesera (33q), Aplao (33r), Mollendo (34r). Dirección de Geología Regional, INGEMMET, Perú. Reporte Interno, 8 p.
- Macharé, J., Sébrier, M., Huamán, D., Mercier, J.L., 1986. Tectónica Cenozoica de la Margen Continental Peruana. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú* No. 76, p. 45-77.
- Mahlburg-Kay, S., 2005. Tertiary to Recent evolution of Andean arc and backarc magmas between 36°S and 38°S and evidence for Miocene shallowing of the Nazca plate under the Neuquen basin. 6th International Symposium on Andean Geodynamics. ISAG. Barcelona, Spain. Extended Abstracts, p. 420-423.
- Mahlburg-Kay, S., Mpodozis, C., Coira, B., 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22° -33°S latitude. In: Skinner, B., (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes: Society of Economic Geology Spec. Pub.*, v. 7, p. 27-59.
- Mamani, M., Wörner, G., Sempere, T., 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America*, v. 122, p. 162-182.
- Mange, M. A., Dewey, J.F., Wright, D.T., 2003. Heavy minerals solve structural and stratigraphic problems in Ordovician strata of the western Irish Caledonides." *Geological Magazine*, v. 140 (1), p. 25-30.
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Hong Kong, Chapman & Hall, London, 150 p.
- Marocco, R., Delfaud, J., Lavenu, A., 1985. Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontañosa andina: el Grupo Moquegua (sur de Perú) primeros resultados. *Sociedad Geológica del Perú, Boletín* 75, p. 73-90.
- Marocco, R., Noblet, C., 1990. Sedimentation, tectonism and volcanism relationships in two Andean basins of southern Peru. *Geologische Rundschau*, v. 79 (1), p. 111-120.
- Mendivil, S., Castillo, W., 1960. Geología del cuadrángulo de Ocoña (hoja 33p). *Carta Geológica Nacional, INGEMMET, Perú. Boletín* No. 3 (A), 52 p.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. *Earth-Science Reviews*, v. 22, p. 261-308.
- Moreno, C.J., Horton, B.K., Caballero, V., Mora, A., Parra, M., Sierra, J., 2011. Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32 (3), p. 246-263.
- Morton, A.C., 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton P.D.W., (Eds), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London, Special Publications, v. 57, p. 31-45.
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, v. 124, p. 3-29.
- Mukasa, S.B., Henry, D.J., 1990. The San Nicolas batholith of Coastal Peru: early Paleozoic continental arc or continental rift magmatism?. *Journal of the Geological Society*, v. 147, pp. 27-39.
- Mukasa, S.B., 1986. Zircon U-Pb ages of super-units in the Coastal batholith, Peru: Implications for magmatic and tectonic processes. *Geological Society of America Bulletin*, v. 97 (2), p. 241-254.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1987. Convenors' address: What is a fan delta and how do we recognize it?. In: Nemec, W., (Ed), *Fan Deltas: Sedimentology and tectonic settings: International Symposium, Bergen, Norway, Abstracts*, p. 11-17.
- Noble, D.C., Wise, J.M., Zanetti, K.A., Vidal, C.E., McKee, E.H., 2009. Late Miocene age of "Quaternary" conglomerate and gravel of the Coastal Plain of Central Peru and other evidence bearing the Neogene Evolution of the Pacific Slope of the Peruvian Andes. *Sociedad Geologica del Perú, Volumen Especial*, v. 7, p. 91-105.
- Oncken, O., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., 2006. Chapter 1: Deformation of the Central Andean Upper Plate System-Facts, Fiction, and constrains for the Plateau Models. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P., (Eds.), *The Andes, Active Subduction Orogeny*. Berlin, Germany, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-27 p.
- Palacios, O., 1995. Geología del Perú. Dirección de Geología Regional (INGEMMET), *Carta Geológica Nacional, INGEMMET, Perú. Boletín* No. 55 (A), 156 p.
- Palacios, O., Chacón, N., 1989. Evolución geomorfológica del territorio Peruano. *Sociedad Geográfica de Lima*, 12 p.
- Palacios, O., Klinck, B.A., De La Cruz, J., Allison, R.A., De La Cruz, N., Hawkins, M.P., 1993. Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca-Sur del Perú. *Carta Geológica Nacional, INGEMMET, Perú. Boletín* No. 42 (A).
- Pecho, V., 1983. Geología de los Cuadrángulos de Pausa y Caravelí. Serie A: *Carta Geológica Nacional. INGEMMET, Peru. Boletín* No. 37, Serie A, 125 p.
- Pecho, V., Morales, G., 1969. Geología de los Cuadrángulos de Camaná y La Yesera. *Carta Geológica Nacional, INGEMMET, Perú. Boletín* No. 21 (A), 72 p.
- PERUPETRO, 2003. Peruvian Petroleum, A Renewed exploration opportunity. Lima, Perú. Report of PERUPETRO, 159 p.
- Pilger, R.H., 1983. Kinematics of the South American Subduction zone from global plate reconstructions. In: R. Cabré, R., (Ed.), *geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, Geodynamics*, v. 9, p. 113-125.
- Rivera, R., 1950. Geología del Valle de Camaná y Majes. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional San Agustín, Arequipa.
- Roehler, H.W., 1992. Correlation, composition, areal distribution, and thickness of Eocene stratigraphic units, greater Green River basin, Wyoming, Utah, and

- Colorado. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1506-E, 49 p.
- Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, 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* 25 (3), 29 p.
- Scheuber, E., Mertmann, D., Ege, H., Silva-González, P., Heubeck, C., Reutter, K.J., Jacobshagen, V., 2006. Chapter 13: Exhumation and basin development related to formation of the Central Andean Plateau, 21° S. In: Oncken, O., Chong, G., Franz, G., Giese, P., Götze, H.J., Ramos, V.A., Strecker, M.R., Wigger, P., (Eds.), *The Andes, Active Subduction Orogeny*. Berlin, Germany, Springer-Verlag Heidelberg, p. 285-301.
- Schildgen, T., Hodges, K., Whipple, K., Pringle, M., van Soest, M., Cornell, K., 2009a. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics*, v. 28, 21 p.
- Schildgen, T., 2009b. Quantifying canyon incision and Andean Plateau surface uplift, southwest Peru: A thermochronometer and numerical modeling approach. *Journal of Geophysical Research*, v.114, 22 p.
- Sébrier, M., Macharé, J., Marocco, R., 1984. Evolution cenozoïque du piémont pacifique et sa relation avec la Cordillere des Andes du Pérou central et méridional. *Revue des Géographes des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse, p. 49-69.
- Sempere, T., Fornari, M., Acosta, J., Flores, A., Jacay, J., Peña, D., Roperch, P., Taipei, E., 2004. Estratigrafía, geocronología y paleotectónica de los depósitos de antearco del sur del Perú. XII Congreso Peruano de Geología, Lima. Sociedad Geológica del Perú, Resúmenes Extendidos, p. 533-536.
- Sempere, T., Carlier, G., Soler, P., Fornari, M., Carlotto, V., Jacay, J., Arispe, O., Néraudeau, D., Cárdenas, J., Rosas, S., Jiménez, N., 2002a. Late Permian–Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics. *Tectonophysics*, v. 345, p. 153-181.
- Steinmann, G., 1930. *Geologie von Peru*. Winter, Heidelberg, 448 p.
- Thouret, J.C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T., 2007. Geochronologic and stratigraphic constrains on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 263, p. 151-166.
- Tsuchi, R., Shuto, T., Takayama, T., Koizumi, I., Fujiyoshi, A., Ibaraki, M., Aldana, M., Villavicencio, E., 1990. Fundamental data on Cenozoic biostratigraphy of the Pacific Coast of Peru - Supplement. *Reports of Andean Studies*, Shizuoka University, Special Volume 3, p. 47-57.
- Vargas, L., 1970. Geología del Cuadrángulo de Arequipa. INGEMMET, Perú. Boletín No. 24, Serie A: Comisión de la Carta Geológica Nacional, 64 p.
- Vega, M., Marocco, R., 2004. La Sedimentación Oligo-Miocenica en el Antearco del Sur del Perú: Estudio estratigráfico y sedimentológico de la Formación Camaná. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Publicación Especial No. 5, p. 125-141.
- Vega, M., 2002. La cuenca de Antearco del sur del Perú: dinámica de la sedimentación y contexto geodinámico de la Formación Camaná y sus equivalentes *Off-shore*. Universidad San Antonio de Abad del Cusco, Perú, Tesis de Bachiller, 182 p.
- Vicente, J.C., 1981. Elementos de la estratigrafía Mesozoica sur Peruana. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico de América del sur, (Eds.: Volkheimer and Musacchio), v. 1, p. 319-351.
- von Eynatten, H., Gaupp, R., 1999. Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sedimentary Geology*, v. 124 (1-4), p. 81-111.
- von Eynatten, H., Wijbrans, J.R., 2003. Precise tracing of exhumation and provenance using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of detrital white mica: the example of the Central Alps. *Geological Society London Special Publications*, v. 208, p. 289-305.
- Wagner, G.A., Van den Haute, P., 1992. Fission-Track Dating. Enke Verlag, Stuttgart. 285 p.
- Wipf, M., 2006. Evolution of the Western Cordillera and Coastal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorphology. Swiss Federal Institute of Technology Zürich. Swiss Federal Institute of Technology. PhD Thesis, 163 p.
- Wörner, G., Beck, A., Eustehues, K., Heber, V., Lezaun, J., 2000. Basement Petrology and Arc Magmatism near the Arica Bend (Northern Chile). *Zeitschrift für angewandte Geologie*, p. 363-370.
- Wotzlaw, J.F., Decou, A., von Eynatten, H., Wörner, G., Frei, D., 2011. Jurassic to Paleogene tectono-magmatic evolution of northern Chile and adjacent Bolivia from detrital zircon U-Pb geochronology and heavy mineral provenance. *Terra Nova* 00, 1-8 p.