



SGP
FUNDADA 1924

Boletín de la Sociedad Geológica del Perú

journal homepage: www.sgp.org.pe

ISSN 0079-1091

Arquitectura Estratigráfica Onshore-Offshore de la Cuenca Cenozoica Camaná-Mollendo (Antearco Externo del Sur de Perú): Implicancias en la Exploración de Hidrocarburos

Aldo Alván^{1,3}, Javier Jacay², Hilmar von Eynatten³, István Dunkl³ & Yacory Bustamante^{1,4}

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

² Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), E.A.P. Ingeniería Geológica. Av. Venezuela Cdra. 34, Lima 1, Perú (jjacay@unmsm.edu.pe)

³ Universidad de Göttingen, Centro de Geociencias (GZG), Departamento de Sedimentología y Geología Ambiental, Goldschmidtstrasse 3, D-37077, Alemania (hilmar.von.eynatten@geo.uni-goettingen.de)

⁴ Universidad de Cajamarca (UNC), E.A.P. Ingeniería Geológica. Av. Atahualpa km N° 3, Cajamarca, Perú (yacory1@gmail.com)

ABSTRACT

The Camaná-Mollendo Basin is a depression ~NW-SE elongated, formed in an active margin, which extends from the Coastal Cordillera of southern Peru up to the Peru-Chile Trench. This basin contains the Cenozoic Camaná Formation. An integration of compiled onshore stratigraphic logs, sediment provenance data, zircon U-Pb geochronology and new 2D seismic interpretations (offshore) supports a refined tectono-chrono-stratigraphic framework for the entire Camaná-Mollendo Basin fill until the offshore of Arequipa and Tacna.

The results allow stating that the Camaná Fm. consists on coarse-grained deltas (CamA Unit, Oligocene-Middle Miocene) underlying fluvial conglomerates (CamB Unit, Late Miocene-Pliocene). These units are also identified in the 2D seismic data of the offshore, where coarse-grained deltas become thicker basinwards and overlying conglomerate deposits start to get deltaic geometry too. We identified at least 4 depocenters in the offshore of Arequipa that correspond to potential and attractive reservoirs for hydrocarbon exploration. The structural framework consists of a graben system ~NW-SE oriented, which supported the creation of respective accommodation space for depocenters of the Camaná Fm.

RESUMEN

La Cuenca Camaná-Mollendo es una depresión elongada ~NO-SE formada en un margen activo, el cual se extiende desde la Cordillera de la Costa del sur de Perú hasta la fosa Perú-Chile. Esta cuenca contiene la Formación Camaná del Cenozoico. Una integración de datos recopilados de columnas estratigráficas, análisis de proveniencia sedimentaria, geocronología U-Pb en zircones y nuevas interpretaciones sísmicas 2D (offshore) permitió elaborar un esquema tectono-estratigráfico de toda la Cuenca Camaná-Mollendo hasta el offshore de Arequipa y Tacna.

Los resultados permiten afirmar que la Fm. Camaná consiste en deltas de grano grueso (Unidad CamA, Oligoceno-Mioceno medio) sobreyacidas por conglomerados fluviales (Unidad CamB, Mioceno superior-Plioceno). Estas unidades han sido identificadas en las secciones sísmicas del offshore, donde los deltas de grano grueso se hacen más potentes hacia el interior de la cuenca y las facies de conglomerados sobreyacentes empiezan a tener también geometría deltaica. Se ha logrado identificar al menos 4 depocentros en el offshore de Arequipa, considerados como reservorios potenciales y atractivos para la exploración de hidrocarburos. El modelo estructural corresponde a un sistema de grábenes orientados ~NO-SE, el cual ayudó a generar los respectivos espacios de acomodación para la acumulación de los depocentros de la Fm. Camaná.

Palabras claves: Cuenca Camaná-Mollendo, Estratigrafía, Interpretación sísmica, Andes Centrales.

1. Introducción

El principal objetivo de este manuscrito es demostrar los beneficios de la integración de nuevas interpretaciones geológicas procedentes de datos sísmicos 2D, con estudios previos de proveniencia sedimentaria (incluyendo análisis de minerales pesados y geocronología U-Pb en zircones detríticos) (Decou et al., 2013; Alván et al., 2015), análisis de facies sedimentarias y estratigrafía secuencial (Vega & Marocco, 2004; Alván & von Eynatten, 2014), para explicar consistentemente la arquitectura estratigráfica de la Cuenca Camaná-Mollendo. Estos estudios han sido realizados en rocas sedimentarias cenozoicas de la Formación Camaná en el antearco externo del sur de Perú (Figura 1). Los resultados reforzarán lo estudiado hasta la fecha sobre el almacén crono-estratigráfico de la Cuenca Camaná-Mollendo y predecirá sus extensiones sedimentarias en el offshore de la provincia de Camaná, Arequipa.

Desde los años 1980's, los modelos crono-estratigráficos basados en estratigrafía secuencial para depósitos cenozoicos en territorio peruano se han apoyado predominantemente en las variaciones eustáticas ocurridas a nivel global (por ejemplo, Macharé et al., 1986; Marocco & Muizon, 1988; DeVries, 1998; Vega, 2002), aduciendo que las curvas eustáticas tienen una marcada y definitiva influencia en la acumulación de sedimentos y sus estilos de depositación. Sin embargo, en un contexto tectónico activo y convergente como lo es la subducción de la Placa de Nazca debajo de la Placa Sudamericana, las geometrías sedimentarias resultan definitivamente como respuesta del acortamiento cortical, levantamiento y exhumación de las rocas que les sirven de basamento (ver por ejemplo Jordan et al., 1983; Oncken et al., 2006). En tal contexto, los patrones de acumulación sedimentaria y sus estilos de depositación dependen ampliamente de factores tectónicos tales como subsidencia y/o levantamiento, más que puramente influencias eustáticas (cf. Williams, 1993; Hardenbol et al., 1998). Consideramos que los depósitos sedimentarios de la Formación Camaná en el antearco externo del sur de Perú son los mejores candidatos para estudiar la interacción y predominancia de los factores que controlan la geodinámica del antearco y la dispersión de sedimentos resultantes (cf. Alván & von Eynatten, 2014).

Al integrar (i) la crono-estratigrafía detallada de la Formación Camaná, (ii) la proveniencia sedimentaria de esta unidad (análisis de minerales pesados provistos por Alván et al., 2015), y (iii) la interpretación de ± 647 km de secciones de sísmica de reflexión 2D hechas en el offshore de Camaná, es posible establecer consistentemente un modelo crono-estratigráfico y estructural que represente la compleja configuración estratigráfica del relleno sedimentario de la Cuenca Camaná-Mollendo.

2. Contexto geológico

La geodinámica cenozoica en los Andes Centrales está típicamente caracterizada por sucesiones de episodios de acortamiento, subsidencia y levantamiento (Jordan et al., 1983; Oncken et al., 2006), los cuales se pueden reflejar en

algunas partes el antearco Peruano (von Huene et al., 1985; Macharé et al., 1986). Según Marocco & Noblet (1990) y Scheuber et al. (2006), tales eventos geodinámicos han influenciado significativamente la sedimentación desde el Eoceno juntamente con volcanismo activo; por ejemplo, los depósitos sedimentarios del Cenozoico más voluminosos y relevantes que se hallan en el Altiplano y en el antearco del sur de Perú.

El antearco del sur de Perú comprende depresiones elongadas y asimétricas, las cuales están rellenas con sedimentos cenozoicos de origen marino y continental, tales como las cuencas Pisco, Camaná-Mollendo y Moquegua (Figura 1A). Estas depresiones tienen un elongamiento aproximado ~NO-SE, paralelo a la orientación de los Andes en el sur de Perú (Sébrier et al., 1984; Palacios, 1995; PERUPETRO, 2003).

Los depósitos sedimentarios del antearco yacen entre la Cordillera Occidental y la fosa Perú-Chile, y descansan en onlap sobre basamentos de rocas proterozoicas y paleozoicas (por ejemplo, el Complejo Basal de la Costa o Macizo de Arequipa, Batolito de San Nicolás, Grupo Mitu y Grupo Ambo; según Bellido & Narváez, 1960 y Pecho & Morales, 1969). Los depósitos sedimentarios del antearco se encuentran en dos depresiones elongadas y paralelas limitadas por dos cordilleras. Una de ellas es la Cordillera de la Costa, la cual separa la Cuenca Moquegua de la Cuenca Camaná-Mollendo (Pecho & Morales, 1969; Sébrier et al., 1984; Palacios & Chacón, 1989) (Figura 1B). La Cuenca Moquegua (área gris en la Figura 1B) está ubicada en el antearco interno (o considerada también como Depresión Central), y está rellena por rocas sedimentarias de origen continental definidas como Grupo Moquegua (Pecho & Morales, 1969; Marocco et al., 1985). Al oeste de la Cordillera de la Costa, se ubica el antearco externo (zona costanera), el cual comprende las rocas sedimentarias de la Formación Camaná (Rivera, 1950).

De acuerdo con PERUPETRO (2003), la "Cuenca Mollendo" está ubicada en el offshore del departamento de Arequipa, Moquegua y Tacna. Este trabajo considera que el relleno sedimentario de la mencionada cuenca consiste primordialmente en rocas de la Formación Camaná (o contemporáneas), de las cuales sus mejores afloramientos se hallan en los alrededores del pueblo de Camaná. Por lo tanto, introducimos la denominación "Cuenca Camaná-Mollendo" al espacio de acomodación que se halla tanto en onshore como en offshore (Figura 1A).

3. Arquitectura crono-estratigráfica de la Cuenca Camaná-Mollendo onshore: trabajos previos

Los primeros estudios en las areniscas de la Formación Camaná fueron realizados por Steinmann (1930), introduciendo el término "areniscas de Camaná" para referirse precisamente a las areniscas con coloración amarilla blanquecina que afloran entre Planchada (16°25'S) y Punta de Bombón (17°15'S).

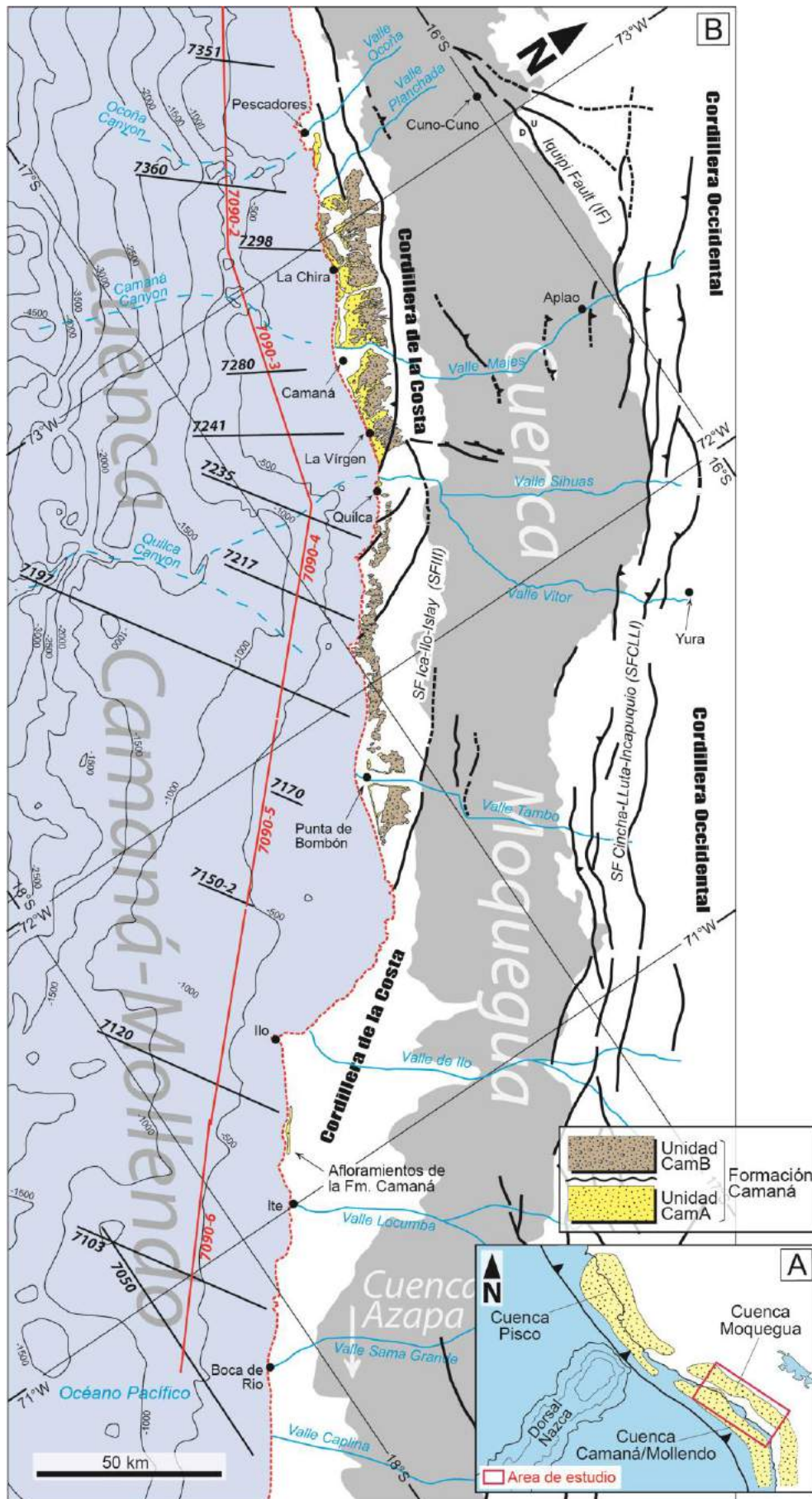


Figura 1. Mapas esquemáticos simplificados del área de estudio (Provincias de Arequipa, Moquegua y Tacna). En A: Mapa interior que muestra la posición de las cuencas Moquegua, Pisco y Camaná/Mollendo en relación a la Dorsal de Nazca. En B: Mapa geológico simplificado de la geología cenozoica del antearco del sur de Perú. Se muestra la posición de las líneas sísmicas en el offshore. Las líneas negras representan datos sísmicos ~NE-SO, mientras las líneas rojas representan datos ~NO-SE. Las cotas batimétricas fueron extraídas de <http://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/multibeam/> (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA).

Tienen aproximadamente 400 m de espesor estratigráfico (franjitas amarillas en la Figura 1B). En el área, yacen sobre estas areniscas, conglomerados con clastos negros y grises muy oscuros, los cuales fueron considerados inicialmente como conglomerados “glacis” o como depósitos cuaternarios por Rivera (1950) y Pecho & Morales (1969). La nomenclatura de “Formación Camaná” fue propuesta como unidad litoestratigráfica formal por Rivera (1950) para referirse a las areniscas amarillentas, y las definió preliminarmente como sedimentos de origen marino.

3.1. Parte inferior de la Formación Camaná: “las areniscas amarillas”

Estudios posteriores en la sedimentología de esta unidad litoestratigráfica (CamA en la Figura 2), tales como Vega (2002) y Vega & Marocco (2004), propusieron

edades entre el Oligoceno y Mioceno medio en base a vertebrados fósiles (dientes de tiburones fósiles) y biozonas de foraminíferos (e.g. Tsuchi et al., 1990; Ibaraki, 1992). De acuerdo a esos autores, los depósitos de areniscas amarillas de la Formación Camaná se dividen en “Camaná inferior” y “Camaná superior”. Después, Sempere et al. (2004) ampliaron la edad de esta formación hasta el Eoceno (tomando en consideración comparaciones con las rocas más antiguas del Grupo Moquegua); sin embargo, sus límites internos son diferentes a lo propuesto por Vega & Marocco (2004). Sempere et al. (2004) consideraron además que las secuencias erosivas propuestas por Vega & Marocco (2004) son solo efectos de toplaps y downlaps ocurridos en los clinotemas deltaicos de la Formación Camaná, sin necesidad de relacionarlo a un efecto de reajuste geodinámico global a los 26 Ma. Cerca al mencionado contacto, Schildgen et al. (2009) reportaron una edad (U-Th)/He de 20 Ma en

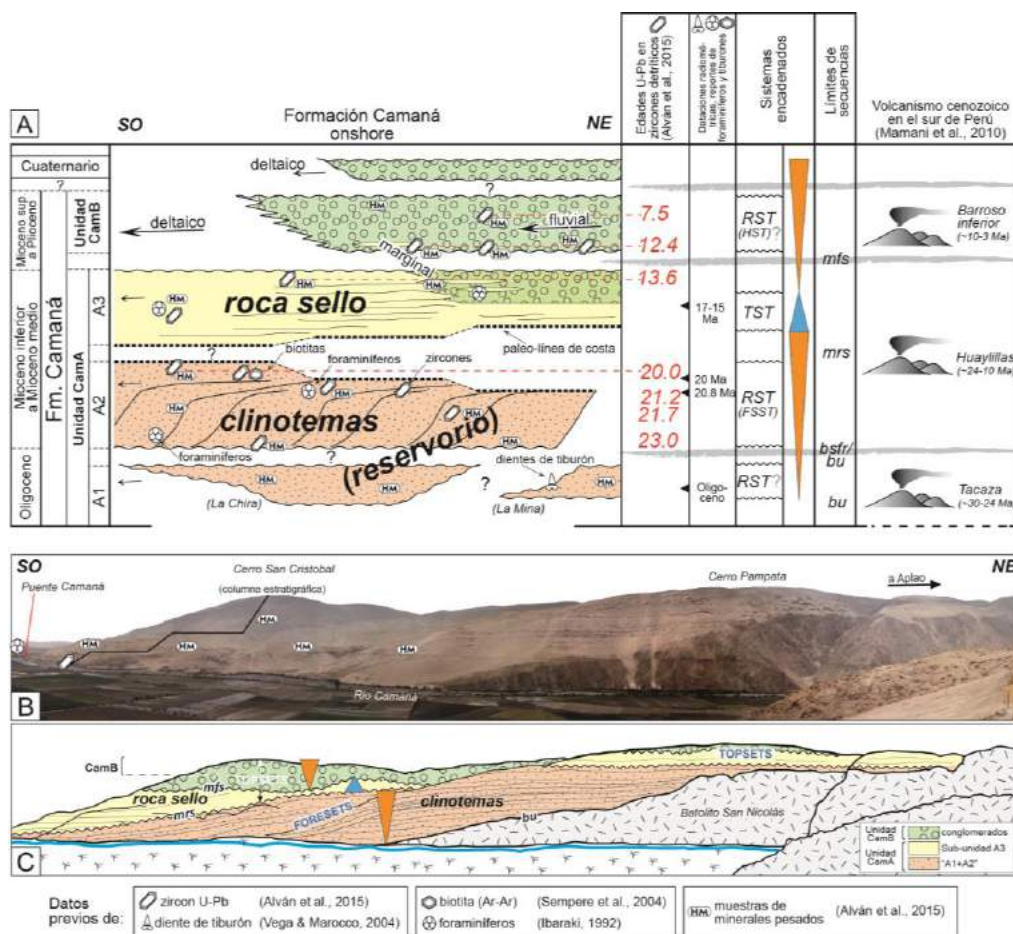


Figura 2. Diagrama tipo Wheeler elaborado para la Formación Camaná (onshore). En A: La Formación Camaná está subdividida por sus ambientes sedimentarios; sus edades depositacionales están argumentadas integrando información previa de dataciones radiométricas (U-Pb, [U-Th]/He, Ar-Ar), biozonas de foraminíferos y colectas de dientes de tiburones como fósiles guías. La Sub-unidad A1 consiste en areniscas de canales distributarios, tentativamente asignados al Oligoceno superior por Alván (2015). La Sub-unidad A2 ha sido definida como clinotemas progradacionales deltaicos formados durante un falling stage systems tract en el Mioceno inferior (triángulo naranja inferior). El agrupamiento de sub-unidades “A1+A2” es del Mioceno inferior. La Sub-unidad A3 consiste en estratos onlapantes depositados durante un transgressive systems tract en el Mioceno medio (triángulo celeste). Las dataciones de U-Pb se realizaron en zircones detríticos volcanogénicos (en Alván et al., 2015). Una edad en los clinotemas de la Sub-unidad A2 se tomó de Schildgen et al. (2009) (20 Ma). La Unidad Camb ha sido depositada durante un nuevo regressive systems tract (o highstand systems tract) del Mioceno superior al Plioceno (<12 Ma) (triángulo naranja superior). Abreviaciones: bu = inconformidad basal; bsfr = superficie basal de regresión forzada; mrs = superficie de máxima regresión; mfs = superficie de máxima inundación. En B: Afloramientos de la Formación Camaná en su estratotipo (Puente Camaná, Camaná). En C: Representación estratigráfica y geométrica de los sub-ambientes de la Formación Camaná.

zircones de cenizas volcánicas retrabajadas, la cual es la edad más cercana a la sedimentación (cf. Naeser et al., 1987; Reiners, 2005; Bernet & Garver, 2005), y contrastaría con los límites cronológicos propuestos tanto por Vega & Marocco (2004) como por Sempere et al. (2004).

Recientes estudios sedimentológicos de Alván & von Eynatten (2014) y Alván et al. (2015) consistieron en analizar las facies sedimentarias de la Formación Camaná y proveer edades radiométricas U-Pb con atención especial en las cenizas volcánicas retrabajadas, para asemejar el tiempo de sedimentación. Los resultados contrastan lo propuesto por los mencionados autores. El modelo crono-estratigráfico de la Figura 2 propone a la Formación Camaná entre el Oligoceno y el Plioceno. Los argumentos para la asignación de estas edades se basan en geocronología U-Pb de zircones volcánico-sedimentarios (capas de cenizas volcánicas retrabajadas), proveniencia de sedimentos y reportes previos en paleontología (por ejemplo, de dientes de tiburones fósiles del Oligoceno y de foraminíferos del Mioceno medio). Este modelo permite definir dos unidades depositacionales tales como (i) Unidad "Camaná A" (CamA) y (ii) Unidad "Camaná B" (CamB), donde los sedimentos de la Unidad CamA corresponden a las areniscas amarillas descritas por Steinmann (1930) y definidas por Alván & von Eynatten (2014) como complejos de deltas de grano grueso. Estos deltas son subdivididos aquí en tres sub-unidades tales como A1, A2 y A3 (ver Sección 3.3 para mayores detalles).

Alván & von Eynatten (2014) dieron a conocer además que en la parte más inferior de la Fm. Camaná (Sub-unidad A1) se observan areniscas rojizas, las cuales están canalizadas (Figura 3A) y acumuladas masivamente a manera de barras (Figura 3B). No se cuenta con edades radiométricas jóvenes (cenozoicas) en tales depósitos; sin embargo, dado el inicio de intenso volcanismo del Arco Volcánico Huaylillas (~24-10 Ma, Mamani et al., 2010), de acuerdo a similitudes en los espectros de minerales pesados con su contraparte crono-estratigráfica en el Grupo Moquegua (ver Alván et al., este volumen), y en

base a colectas de dientes fósiles de edad oligoceno por Vega & Marocco (2004), la Sub-unidad A1 es atribuida en edad al Oligoceno superior.

Las rocas de la Sub-unidad A2 y Sub-unidad A3 tienen una notoria característica que los distingue de los sedimentos rojizos de la subyacente Sub-Unidad A1, por ejemplo, en relación a su coloración. Por otro lado, así como Marocco & Noblet (1990), Noble et al. (1990), Mamani et al. (2010) y Decou et al. (2011), también consideramos que la mayoría de los eventos del volcanismo cenozoico en los Andes Centrales (~30-4 Ma) ocurrieron simultáneamente a la sedimentación fluvial y marina en el antearco sur peruano, siendo sus picos de máxima actividad efusiva entre los ~20 y 10 Ma. En consecuencia, la coloración de las sub-unidades A2 y A3 tiene una característica tonalidad blanquecina (cenizas volcánicas retrabajadas), las cuales arrojan edades U-Pb más jóvenes de zircones en 23, 22, 21, 20, 14, 12 y 7 Ma. Dada su naturaleza volcánica, estas edades pueden reflejar muy bien la edad de la sedimentación (números rojos en la Figura 2) (cf. Reiners et al., 2005).

Alván & von Eynatten (2014) dieron a conocer otras características adicionales que definen de una manera más consistente los depósitos de la Sub-unidad A2, las cuales se basan en su geometría depositacional. Estos autores afirmaron que los sedimentos de la Sub-unidad A2 conforman la geometría típica de depósitos deltaicos de grano grueso, la cual consiste en clinofomas progradacionales (Figura 4).

La Sub-unidad A3 consiste en depósitos de frente deltaico a prodelta, los cuales están organizados en geometrías onlapantes (en contraste con la Sub-unidad A2). En los alrededores del pueblo de Camaná, los depósitos onlapantes de la Sub-unidad A3 están intercalados con conglomerados fluviales de ambientes marino-marginales. El tope de esta sub-unidad termina con areniscas amarillentas hasta tener un fuerte contraste litológico en su parte superior (conglomerados fluviales, ver Sección 3.2).



Figura 3. Sedimentos de la parte más inferior de la Formación Camaná. En A: Afloramientos de Playa La Chira, a ±20 km al noroeste del pueblo de Camaná. Es el único contacto visible entre la parte más antigua de la Fm. Camaná y el basamento. En este caso, se trata de areniscas cuarzosas y conglomerados con edades U-Pb en zircones detríticos de 235.5 Ma (las edades más jóvenes). En contraste a lo propuesto por Vega & Marocco (2004), estas capas corresponderían al Grupo Mitu o unidades más jóvenes, y no a sedimentos regresivos del Rupeliano (Oligoceno inferior). En B: Afloramientos en La Mina, pueblo de Camaná. Estas capas yacen debajo de los clinotemas de la Sub-Unidad A2 de la Formación Camaná. Los zircones de estas capas fueron datados y no arrojan edades cenozoicas.

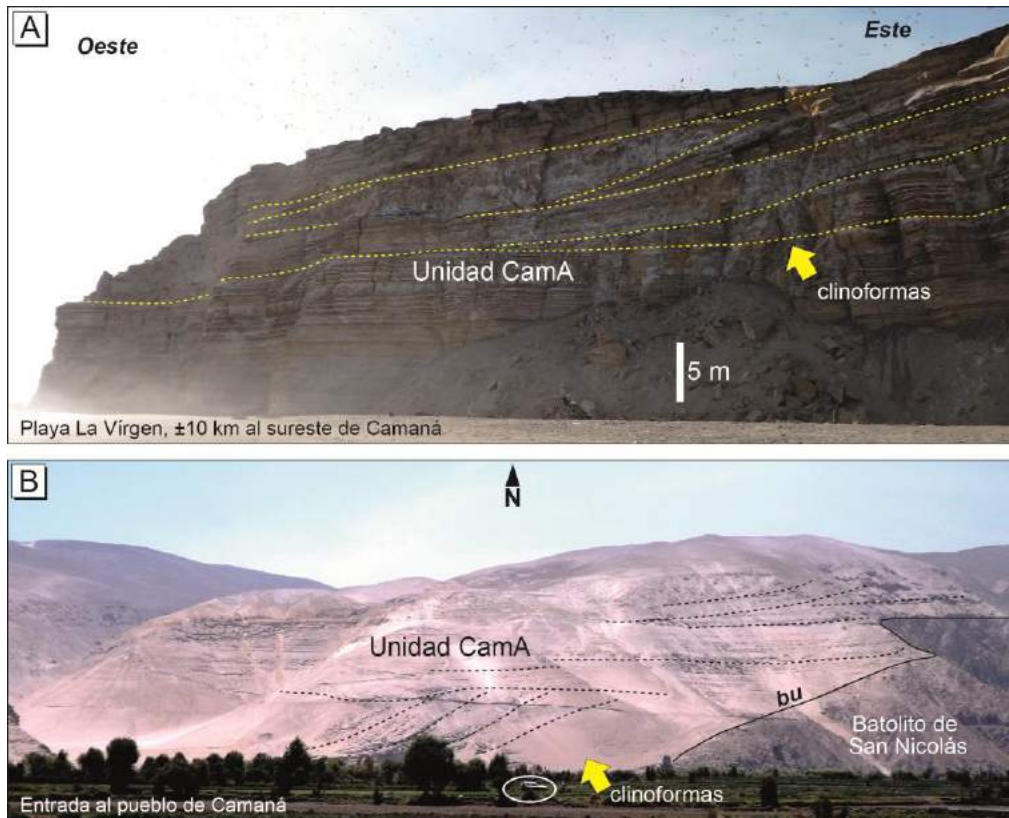


Figura 4. Afloramientos de la Formación Camaná cerca de su localidad tipo, donde se resalta las clinoformas deltaicas, características de la Sub-unidad 2 de la Unidad CamA (Mioceno inferior). En A: Afloramientos en la Playa La Virgen, ± 10 km al sureste del pueblo de Camaná. En B: Afloramientos observables en la entrada del pueblo de Camaná desde la ciudad de Arequipa. El círculo señala una camioneta como escala. Abreviaciones: bu=basal unconformity (inconformidad basal).

3.2. Parte superior de la Formación Camaná: “los conglomerados”

Tales conglomerados han sido considerados por Rivera (1950) y Pecho & Morales (1969) como conglomerados cuaternarios de ± 200 m de espesor estratigráfico. Posteriormente, León et al. (2000) y Sánchez et al. (2000) consideraron que tales conglomerados se extienden hasta Punta de Bombón (sur de Arequipa), y que su edad debe ser extendida a edades más antiguas, tales como el Plioceno (franja marrón en la Figura 1B). Sin embargo, Sempere et al. (2004) consideraron que su edad es aún más antigua, tal como el Mioceno inferior en base a dataciones Ar-Ar en biotitas. Dado que esta edad fue asignada a esta unidad sin un respectivo análisis de facies, posteriormente se vio que las facies que corresponden a estas capas corresponden en realidad a la base de los clinotemas deltaicos de la Sub-unidad A2 de acuerdo al análisis de facies de Alván & von Eynatten (2014).

Alván et al. (2015) demostraron que estos conglomerados (Unidad B de Sempere et al., 2004) corresponden al Mioceno superior y Plioceno. No existen dataciones radiométricas en la parte superior; sin embargo, Alván (2015) y Alván et al. (este volumen) hicieron una correlación entre estos conglomerados y aquellos que se hallan en la Cuenca Moquegua y fueron muy bien datadas por Sempere et al. (2004) con edades radiométricas de 10, 7 y 4 Ma. Según Alván et al. (este volumen), tales conglomerados no solamente son correlacionables, sino también corresponderían a un solo flujo de sedimentación; consecuentemente, resulta

apropiado considerar que la edad de la Unidad CamB en el antearco externo alcanzaría el Plioceno. A pesar que Steinmann (1930), Rivera (1950) y Pecho & Morales (1969) consideraron como Formación Camaná solamente a las capas amarillentas, Sempere et al. (2004) y este estudio consideran adecuado en denominar como parte de la Formación Camaná a los conglomerados que sobreyacen a las capas amarillas. Sin embargo, este trabajo no se centra en definir la nomenclatura estratigráfica, sino, su arquitectura estratigráfica.

3.3. Los límites estratigráficos internos de la Formación Camaná

Teniendo en cuenta la naturaleza progradacional de los deltas de grano grueso de la Fm. Camaná, se entiende y se justifica que en su interior puede haber más de un sub-ambiente depositacional, los cuales están separados por discontinuidades y superficies estratigráficas. Según Alván & von Eynatten (2014), la división de tres sub-unidades en la Formación Camaná es consecuencia de la identificación de al menos tres sub-ambientes sedimentarios. La Sub-unidad A1 corresponde a barras y canales distributarios de un delta (Figura 3), la Sub-unidad A2 a clinotemas deltaicos de grano grueso (Figura 4), la Sub-unidad A3 a formas onlapantes deltaicas, y finalmente la Unidad CamB a conglomerados fluviales.

Claramente, cada sub-ambiente refleja todo un proceso evolutivo, y puede ser limitado genéticamente por medio de límites erosivos o límites de secuencias. Teniendo en cuenta el armazón crono-estratigráfico propuesto para la

Fm. Camaná en onshore en la Figura 2, tomamos en consideración las superficies erosivas que existen entre cada unidad depositacional, por ejemplo, entre la Unidad CamA y la Unidad CamB, así como también los límites internos de la Unidad CamA, es decir, entre sus sub-unidades A1, A3 y A3. En la Figura 2, podemos observar que estos límites y superficies marcan inicio y fin de sucesiones estratigráficas, tales como “*bu*” (*basal unconformity*), “*bsfr*” (*basal surface of forced regression*), “*mrs*” (*máximum regressive surface*), y “*mfs*” (*máximum flooding surface*), y son útiles para empezar a formular argumentos de correlación con los depósitos que se hallan en el offshore del sur de Perú. La identificación de los límites estratigráficos ha sido realizada como consecuencia de la asignación de episodios de subidas y bajadas relativas del nivel del mar. Mayor información sobre la asignación de límites estratigráficos y respectivos cortejos sedimentarios se halla en la Sección 5.

3.4. Conclusiones sobre la crono-estratigrafía de la Formación Camaná

La Fm. Camaná consiste en un complejo sistema de deltas de grano grueso y conglomerados fluviales, cuyos fragmentos pueden ser observados a lo largo de la Cordillera de la Costa en el sur de Perú. Uno de sus mejores y más completos afloramientos se ubica en los alrededores de Puente Camaná y la Quebrada Bandurria. En base a una integración de proxies paleontológicos y radiométricos, se puede afirmar que su rango de edad varía entre el Oligoceno superior y el Plioceno. De acuerdo a recientes estudios (e.g. Vega & Marocco, 2004; Alván & von Eynatten, 2014), la Fm. Camaná se puede dividir en dos unidades en función a sus asociaciones de facies, (i) Unidad CamA y (ii) Unidad CamB, donde CamA consiste en deltas, y CamB corresponde a los conglomerados fluviales. La Unidad CamA ha sido dividida en tres sub-unidades en función de sus sub-ambientes sedimentarios, los cuales tienen influencia de variaciones relativas del nivel del mar. En ese contexto, se han definido límites estratigráficos internos.

4. Morfología del fondo marino en el offshore de Camaná

En onshore, las acumulaciones sedimentarias de la Fm. Camaná que están mejor preservadas están localizadas en las bocas de los ríos actuales tales como los ubicados en La Chira (16°30'S), Camaná (16°38'S), La Virgen (16°43'S) y Punta de Bombón (17°15'S) (Pecho & Morales, 1969; Sempere et al., 2004; Roperch et al., 2006). En el offshore, las plataformas sedimentarias debajo del nivel marino muestran ligeras pendientes (~5° en promedio) hasta los ±900 m de profundidad, y forman complejos sedimentarios que se extienden hasta el talud. Hasta allí, son prominentes al menos tres cañones submarinos de orientación aproximada ~NE-SO, tales como los cañones de Ocoña, Camaná y Quilca (líneas punteadas azules en la Figura 1B). El Cañón Ocoña se extiende hasta ±1700 m de profundidad, mientras que el Cañón Camaná hasta ±4000 m, y el Cañón Quilca hasta ±3000 m. Se observa además que existen geofomas muy similares a escarpas de fallas,

las cuales tienen orientación general ~NO-SE, y son visibles a lo largo del suelo marino desde el norte de Camaná hasta el norte de Chile (von Huene et al., 1996).

5. Análisis estratigráfico secuencial en la Formación Camaná

Alván & von Eynatten (2014) presentaron un modelo estratigráfico-secuencial de la Fm. Camaná (Figura 2). La definición de su arquitectura se apoyó en una serie de atributos sedimentarios, siendo entre ellos muy útil la identificación de los contrastes más fuertes que se pueden observar en la geometría depositacional.

Consideramos que tales contrastes son el reflejo de la evolución de los sistemas deltaicos, y que responden a subidas y bajadas relativas del nivel del mar. Afirmamos que esas subidas y bajadas son “relativas” debido a que las fluctuaciones del nivel marino no siempre se deben a efectos globales. Dado el contexto activo de los Andes Centrales, esta afirmación nos obliga a tener mayor atención en la definición de los sistemas encadenados y en utilizar la crono-estratigrafía más coherente y consistente (por ejemplo, ver edades en números rojos de la Figura 2). El primer paso es comparar los sistemas encadenados identificados y compararlos con las curvas globales definidas (e.g. Haq et al., 1987; Hardenbol et al., 1998). El resultado de estas comparaciones permitió resaltar la influencia de la tectónica en cada sub-división estratigráfica de la Formación Camaná, como se explicará en las siguientes líneas.

5.1. Estratigrafía de secuencias en la Sub-unidad A1

Los afloramientos de la Sub-unidad A1 son muy pocos, siendo los únicos ubicados en Playa La Chira y en La Mina (Figura 3), ambos en los alrededores de Camaná. A pesar de eso, Alván & von Eynatten (2014) lograron identificar que sus facies asemejan episodios regresivos, es decir, depósitos de areniscas canalizadas con bases erosivas y apariencia progradante. Estas características han permitido atribuir a la Sub-unidad A1 a una bajada relativa del nivel del mar, es decir, como consecuencia de un *regressive systems tract* (RST).

El único lugar donde se puede observar el contacto entre la parte más basal de la Fm. Camaná y el basamento es en Playa La Chira, el cual consiste en areniscas cuarzosas y conglomerados (Figura 3A). Este trabajo reporta edades U-Pb en zircones de tales areniscas (muestra CAM-11-11) y arrojan edades de 235.5 Ma (grupo de edades más jóvenes en esta muestra), los cuales son similares al Grupo Mitu (Triásico inferior) o incluso podría representar a unidades más jóvenes, pero no a sedimentos regresivos del Rupeliano (Oligoceno inferior) como lo propuesto en Vega & Marocco (2004). Siendo el contacto entre los deltas de grano grueso y el basamento, se considera este contacto como la superficie basal (*bu*). Por otro lado, el espesor en onshore de esta sub-unidad no sobrepasa los 50 m (Punta de Bombón, cf. Peña et al., 2004); sin embargo, en offshore sus espesores aumentan drásticamente (ver Sección 6.2.2).

5.2. Estratigrafía de secuencias en la Sub-Unidad A2 de la Fm. Camaná

Las areniscas de la Sub-Unidad A2 están limitadas tanto en su base como en su tope por inconformidades o superficies erosivas. La base de la Sub-unidad A2 se encuentra limitada por dos tipos de inconformidades. Cuando la Sub-unidad A2 yace directamente sobre el basamento (por ejemplo, en la Figura 2C y Figura 4B), su base corresponde a una marcada inconformidad basal (**bu**, *basal unconformity*). Sin embargo, cuando yace sobre la Sub-unidad A1, su límite inferior se le asigna como **bsfr** (*basal surface of forced regression*), la cual marca el inicio de una evidente regresión e indica además que es posible que una porción de sedimentos subyacentes se haya erosionado, dado los atributos progradacionales de la Sub-unidad A2 (Figura 5A). La parte superior de las clinofomas de la Sub-unidad A2 está limitada por una superficie definida como **mrs** (*máximum regressive surface*), la cual marca el inicio de la depositación de la onlapante Sub-unidad A3.

Si observamos las Figura 2B, Figura 2C y Figura 4, los clinotemas de la Sub-unidad A2 muestran un notorio patrón de apilamiento progradacional, donde se entiende que la proporción de ingreso de sedimentos excedió su respectivo espacio de acomodación en la Cuenca Camaná-Mollendo. La presencia de estos clinotemas sugieren que un *regressive systems tract* ocurrió en el Mioceno inferior

5.3. Estratigrafía de secuencias en la Sub-Unidad A3 de la Fm. Camaná

Se observa un cambio en la geometría depositacional encima de la **mrs**, debido a que sucedió una subida relativa del nivel del mar. Esta subida habría de sobrepasar las proporciones de ingreso de sedimentos a la cuenca y resultó en onlapamientos de estratos hacia el continente. Esta depositación es atribuida a un *transgressive systems tract (TST)* ocurrido en el Mioceno medio, dadas las dataciones de Alván et al. (2015) (ver edades en la Figura 2A). Tal subida relativa del nivel del mar continuó hasta el final de la depositación de la Sub-unidad A3. Esta sub-unidad está limitada en la parte superior por una notoria discontinuidad erosiva provocada por la depositación de los conglomerados de la Unidad CamB (o Formación Millo), y se representa en este estudio como **mfs** (*máximum flooding surface*). Esta superficie representa el final de la etapa transgresiva y el inicio de un *highstand systems tract (HST)* o bien de un nuevo episodio regresivo (**RST**).

5.4. Estratigrafía de secuencias en la Unidad CamB de la Formación Camaná

Desde el Mioceno superior hasta al menos el Pleistoceno, Haq et al. (1987) propusieron ciclos regresivos con cortos estadios transgresivos a nivel

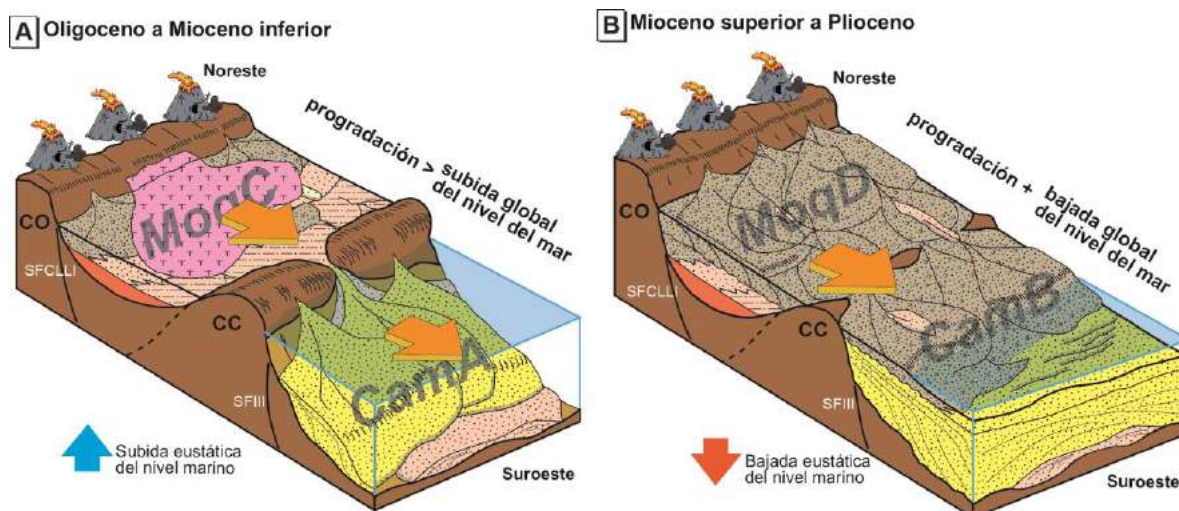


Figura 5. Esquemas de la evolución sedimentaria y geodinámica en el antearco del sur de Perú. En A: Levantamiento simultáneo de la Cordillera Occidental y de la Cordillera de la Costa, con generación y acumulación de sedimentos en la Cuenca Moquegua y en la Cuenca Camaná-Mollendo. En B: Generación de sedimentos desde la Cordillera Occidental (predominante) hasta el offshore de la Cuenca Camaná-Mollendo. Las flechas naranjas indican el sentido de la progradación.

(o muy posiblemente desde el Oligoceno, dadas las dataciones en la Figura 2A). Tal regresión podría ser incluso forzada (*falling stage systems tract*), la cual estaría influenciado por una bajada (aunque relativa) del nivel del mar (cf. Catuneanu, 2002). Alván & von Eynatten (2014) utilizaron a las superficies **bu** y **bsfr** para limitar a las sub-unidades A1 y A2 observables en los afloramientos alrededor del pueblo de Camaná; sin embargo, en el offshore (vistos en las secciones sísmicas), la diferenciación de ambas unidades se vuelve difícil (ver Sección 6.2.2 para mayores detalles).

global. Este patrón eustático es consistente con los patrones regresivos observados en los depósitos de la Unidad CamB, los cuales son progradacionales. Sin embargo, numerosos estudios demuestran que la Cordillera Occidental del sur de Perú experimentó un proceso de levantamiento drástico a los ~10 Ma (cf. Thouret et al., 2007; Schildgen et al., 2009; Decou et al., 2013) (como se ilustra en la Figura 5B), el cual influenció significativamente la generación de sedimentos en el antearco del sur de Perú. Estas demostraciones permiten deducir que el factor "levantamiento-exhumación-

erosión” ha influenciado más que el factor climático o eustático.

5.5. Conclusiones sobre la estratigrafía de secuencias de la Formación Camaná

Haq et al. (1987) y Hardenbol et al. (1998) describieron un ciclo eustático de 2° orden (secuencias de ciclos entre 2 y 50 Ma), el cual muestra en su interior un ciclo transgresivo mayor del Oligoceno superior (Chattiano) al Mioceno inferior. Estas condiciones son ampliamente contrastables con las asignadas a las sub-unidades A1 y A2 de la Unidad CamA, las cuales son definidas aquí como regresivas (o incluso regresivas forzadas). Por lo tanto, se asume que ha habido un marcado y evidente levantamiento tectónico de la Cordillera de la Costa (el cual sería el borde observable de la Cuenca Camaná-Mollendo), y se entiende en consecuencia que tal efecto tectónico superaría los efectos de alguna subida eustática global. Es necesario resaltar que los estratos de la Sub-unidad A1 no pudieron ser atribuidos a algún cortejo sedimentario (o systems tract) específico debido a sus escasos afloramientos (<10 m en Playa La Chira, Camaná) (Figura 3A); sin embargo, la Sub-unidad A1 comparte similares facies sedimentarias con la Sub-unidad A2, y ambos pueden ser tentativamente considerados como formados en el mismo sistema encadenado (*regressive systems tract*).

Posteriormente, durante el Mioceno medio, los depósitos de la Sub-unidad A3 forman estratos de apariencia onlapante y reflejan geometrías transgresivas, las cuales son consistentes (aunque efímeramente) con la subida eustática global reportada por Haq et al. (1987). Tal afirmación asegura que durante la depositación de la Sub-unidad A3, la Cuenca Camaná-Mollendo fue afectada por influencia tectónica en muy bajas proporciones. Los estratos de la Unidad CamB en tierra consisten en conglomerados fluviales con geometrías progradacionales, los cuales se habrían depositado durante una regresión (o probablemente un *highstand systems tract*). Sin embargo, la Unidad CamB se extiende al offshore con las mismas geometrías progradacionales, aunque con notorias formas deltaicas (ver Sección 6.2.4 para mayor detalle).

6. Interpretación sísmica en el offshore de Camaná-Mollendo

En acuerdo con Vega (2002), muchas de las secciones sísmicas que yacen en el offshore de Camaná muestran fragmentos de semi-grabens y grabens con fallas sinsedimentarias y hasta post-sedimentarias. Sin embargo, dado el reconocimiento de las facies de la Fm. Camaná en tierra, planteamos numerosas diferencias en el reconocimiento de los respectivos cuerpos sedimentarios en offshore, así como también en la asignación de sus respectivos truncamientos sedimentarios.

6.1. Metodología

La data sísmica utilizada para estudiar el relleno sedimentario de la Cuenca Camaná-Mollendo ha sido

adquirida mediante campañas sísmicas realizadas por la Compañía General de Geofísica (CGG) para PERUPETRO en el año 1982, usando cañones de aire para disparos con una fuente de profundidad de 5.5 segundos (reflexión sísmica marina).

En este trabajo presentamos nuevas interpretaciones de esta información sísmica (después de Vega, 2002 y PERUPETRO, 2003). A pesar de que los datos sísmicos fueron adquiridos con tecnología de más de 30 años de antigüedad, éstos responden a la identificación de los “back stop” o reflectores de alta frecuencia, los cuales son considerados aquí como límites de secuencias más representativos y consistentes con los identificados en la Formación Camaná onshore.

Los datos de batimetría del fondo marino del offshore de Camaná fueron descargados de <http://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/multibeam/> (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) y se utilizaron para ofrecer un estimado entre la profundidad del fondo marino y la superficie del agua, el cual se observa tanto en el mapa del fondo oceánico (lado izquierdo de la Figura 1B) como en los perfiles sísmicos de las Figuras 6, 7, 8 y 9.

Esta estimación ofrece una aproximación en la relación entre el factor TWT (two way time) y la profundidad relativa, la cual se expresa aquí en kilómetros (barras negras verticales). La interpretación inició reconociendo los reflectores más prominentes, los cuales son los límites de secuencias, y entre ellas, las geometrías depositacionales, las cuales se asemejan a depósitos deltaicos. Adicionalmente, se tomó en consideración agrupar familias de fallas de similar comportamiento estructural, las cuales en su mayoría son sinsedimentarias, y además difieren en abundancia (densidad) en cada sub-unidad de la Fm. Camaná.

La interpretación sísmica se llevó a cabo con dos grupos de secciones sísmicas (ver líneas rojas y líneas negras en el offshore, Figura 1B), las cuales han sido integradas para dar una interpretación más consistente. En total, se cuenta con ±577 km de secciones sísmicas interpretadas ~NO-SE y ~NE-SO.

- (i) El primer grupo consiste en secciones sísmicas de rumbo ~NE-SO, las cuales son aproximadamente perpendiculares a la línea de costa y paralelas a la orientación del flujo sedimentario. Estas secciones sísmicas son: (1) 7360 (Ocoña, Figura 6A), ±42 km de longitud; (2) 7298 (Playa La Chira, Figura 6B), ±22 km de longitud; (3) 7280 (Camaná, Figura 6C), ±20 km de longitud; (4) 7241 (La Virgen, Figura 7A), ±40 km de longitud; (5) 7235 (Mollendo, Figura 7B), ±46 km de longitud; (6) 7217 (Punta Islay, Figura 7C), ±63 km de longitud; (7) 7197 (Punta de Bombón, Figura 8A), ±99 km de longitud; (8) Corio (7170, Figura 8B), ±6 km de longitud; y adicionalmente las secciones sísmicas (9) 7370 (Atico), ±19 km de longitud, (10) 7351 (Cerro de Arena), ±20 km de longitud, y (11) 7150-2 (Guardianía), ±16 km de longitud. Se cuenta con ±393 km de longitud de datos sísmicos ~NE-SO.

- (ii) El segundo grupo consiste en tres secciones sísmicas de rumbo ~NO-SE, paralelas a la actual línea de costa y a las cordilleras que están en el antearco del sur Peruano. Estas secciones sísmicas son: (1) 7090-2 (Atico-Ocoña, Figura 9A), ±60 km de longitud; (2) 7090-3 (La Chira-Quilca, Figura 9B), ±77 m de longitud; y (3) 7090-4 (Quebrada Honda-Punta del Bombón, Figura 9C), ±47 km de longitud. Se cuenta con ±184 km de datos sísmicos ~NO-SE.

Debido a que una sección sísmica es la representación gráfica de la respuesta del paso de una onda sísmica a través de diferentes litologías, diferentes comportamientos petrofísicos y diferentes arreglos estratigráficos y estructurales (Vail et al., 1977), consideramos que la geometría de los reflectores sísmicos es una herramienta muy útil para identificar geometrías depositacionales tales como truncaciones, onlaps, downlaps, toplaps y offlaps (cf. Catuneanu, 2002). Por lo tanto, nuestra correlación estratigráfica empieza trazando los reflectores que tengan la más alta frecuencia y los consideraremos como límites de secuencias. Estos límites permiten agrupar y resaltar a las sub-unidades (i) "A1+A2", (ii) A3, y (iii) Unidad CamB. En este trabajo empleamos el término "A1+A2", como se muestra en los polígonos rosados de las Figuras 6, 7, 8 y 9, debido a que estos depósitos muestran similares facies sedimentarias y porque asumimos que ambos fueron depositados durante la misma regresión (*regressive systems tract*, Alván & von Eynatten, 2014). Una vez definidas en offshore los límites estratigráficos de las unidades y sub-unidades, utilizamos la información basada en espesores estratigráficos de las secciones sísmicas (i) con rumbo ~NO-SE, y (ii) con rumbo ~NE-SO para proponer ubicación de los principales depocentros de la Fm. Camaná (ver Sección 8 para mayores detalles).

6.2. Facies sísmicas, arquitectura estratigráfica y estructural

6.2.1. Basamento

Las rocas del substrato de la Cuenca Camaná-Mollendo han sido observadas en el onshore de los alrededores de Camaná, y consisten en rocas metamórficas del Macizo de Arequipa (o Complejo Basal de la Costa según Bellido & Narváez, 1960), rocas plutónicas del Batolito de San Nicolás y rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas del Grupo Ambo y Grupo Mitu (Pecho & Morales, 1969). Sin embargo, en el offshore es difícil de observar facies sísmicas convincentes o reflectores que revelen estas rocas o al menos discriminarlas entre ellas, o reconocer basamentos adicionales. Algunos reflectores muestran facies sísmicas similares al de un basamento cristalino y muestran además geometría estratal con terminaciones truncadas (por ejemplo, estratos ?mesozoicos y/o ?paleozoicos en la Sección sísmica 7360, Figura 6A, y en la Sección sísmica 7217, Figura 7C). Se observan fallas normales en estas secciones, con dirección de vergencia ~SO y ~NE (componentes sintéticos y antitéticos). Por otro lado, las secciones sísmicas 7090-2, 7090-3 y 7090-4

mostradas en la Figura 9 (las cuales son casi paralelas a la línea de costa), revelan que el basamento también estuvo afectado por actividad de fallas normales de rumbo interpretado como ~NO-SE. Se deduce que tales fallas normales estuvieron íntimamente relacionadas a acumulación sedimentaria y formación de depocentros estratigráficos de la Fm. Camaná (por ejemplo, ver estructuras tipo graben mostradas en las Figuras 6A, 6C, 7A y 7C). La organización de tales fallas afectaría al relleno sedimentario, como se plantea en la Figura 10.

6.2.2. "A1+A2": depósitos progradacionales

Las sub-unidades A1 y A2 ("A1+A2") (polígonos anaranjados en las Figuras 3, 4, 5 y 6) sobreyacen el basamento pre-Cenozoico de la Cuenca Camaná-Mollendo sobre una inconformidad basal (**bu**). Las secciones sísmicas ~NE-SO muestran que los depósitos A1+A2 parecen formar clinotemas progradacionales con abundantes rellenos de canales deltaicos, y con terminaciones estratales tales como offlaps y downlaps orientados al ~SO (ver polígonos anaranjados en las Figuras 6A y 6B). Los mayores espesores estratigráficos (aproximadamente 1.5 km de espesor) se observan en las secciones sísmicas 7280 (Camaná, Figura 6A), 7241 (La Virgen, Figura 7A), y 7197 (Punta de Bombón, hasta ±1 km de espesor, Figura 8A). En estas secciones sísmicas se interpreta la existencia de "familias" de fallas normales, las cuales se asemejan a fallas lítricas y muestran un posible rumbo ~NO-SE. Estas características son observadas con mayor frecuencia en depósitos de las sub-unidades A1+A2 (líneas continuas y punteadas rojas en los depósitos color naranja de las Figuras 6, 7, 8 y 9). Al parecer, los espesores estratigráficos son mayores cerca al plano de falla, y se adelgazan lateralmente mientras se alejan del plano (por ejemplo, véase en las cercanías de los cañones submarinos Ocoña, Quilca y Punta de Bombón, y en Playa La Chira; ver lado izquierdo de la Sección sísmica 7090-3, Figura 9B). Esta característica geométrica sugiere un rápido llenado de sedimentos y tectónica sin-sedimentaria.

Los depósitos sedimentarios de las sub-unidades "A1+A2" difieren en geometría estratal interna de los depósitos que les sobreyacen (Sub-unidad A3). Ambos grupos de sedimentos están separados por un reflector de alta densidad, el cual es observable con mejor resolución en las secciones sísmicas ~NE-SO. Interpretamos este reflector como un máximo *regressive surface* (**mrs**), el cual sugiere que el descenso relativo del nivel del mar ejerció su máxima influencia y se refleja en los niveles superiores de la integración A1+A2 (ver **mrs** en la Figura 2A). Por otro lado, cuando comparamos la densidad de fallas que afectan a los depósitos A1+A2 y a las que ocurren en los depósitos sobreyacentes (A3), vemos que A1+A2 son los más afectados tectónicamente. Casi en su totalidad, estas fallas son normales, y se deduce que son componentes de un extenso sistema distensivo, el cual habría de afectar el basamento de la Cuenca Camaná-Mollendo (por ejemplo, ver Sección sísmica 7241 de La Virgen, Figura 7A, y Sección sísmica 7235 de Mollendo, Figura 7B).

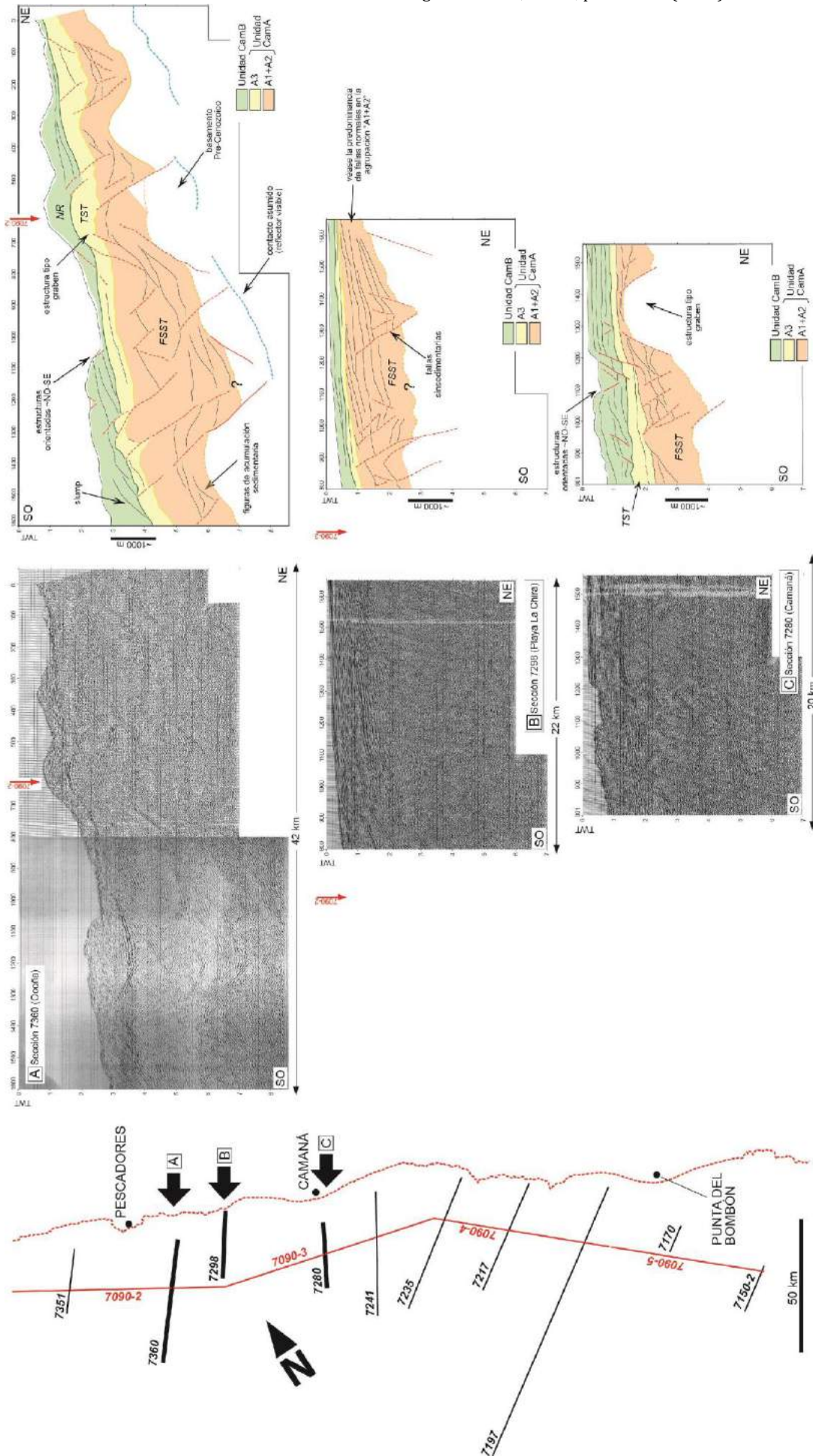


Figura 6. Secciones sísmicas orientadas ~NE-SO (perpendicular a la línea de costa). En A: Ocoña (7360), B: Playa La Chira (7298) y C: Camaná (7280). Se observan estructuras asociadas a fallamientos, las cuales están resaltadas en líneas rojas continuas y discontinuas. El contacto entre el basamento pre-Cenozoico y la Formación Camaná no es claro; sin embargo, se le asume y se presenta encima de las líneas punteadas naranjas. Abreviaciones: NR = Normal Regression, FSST = Falling Stage Systems Tract, TST = Transgressive Systems Tract.

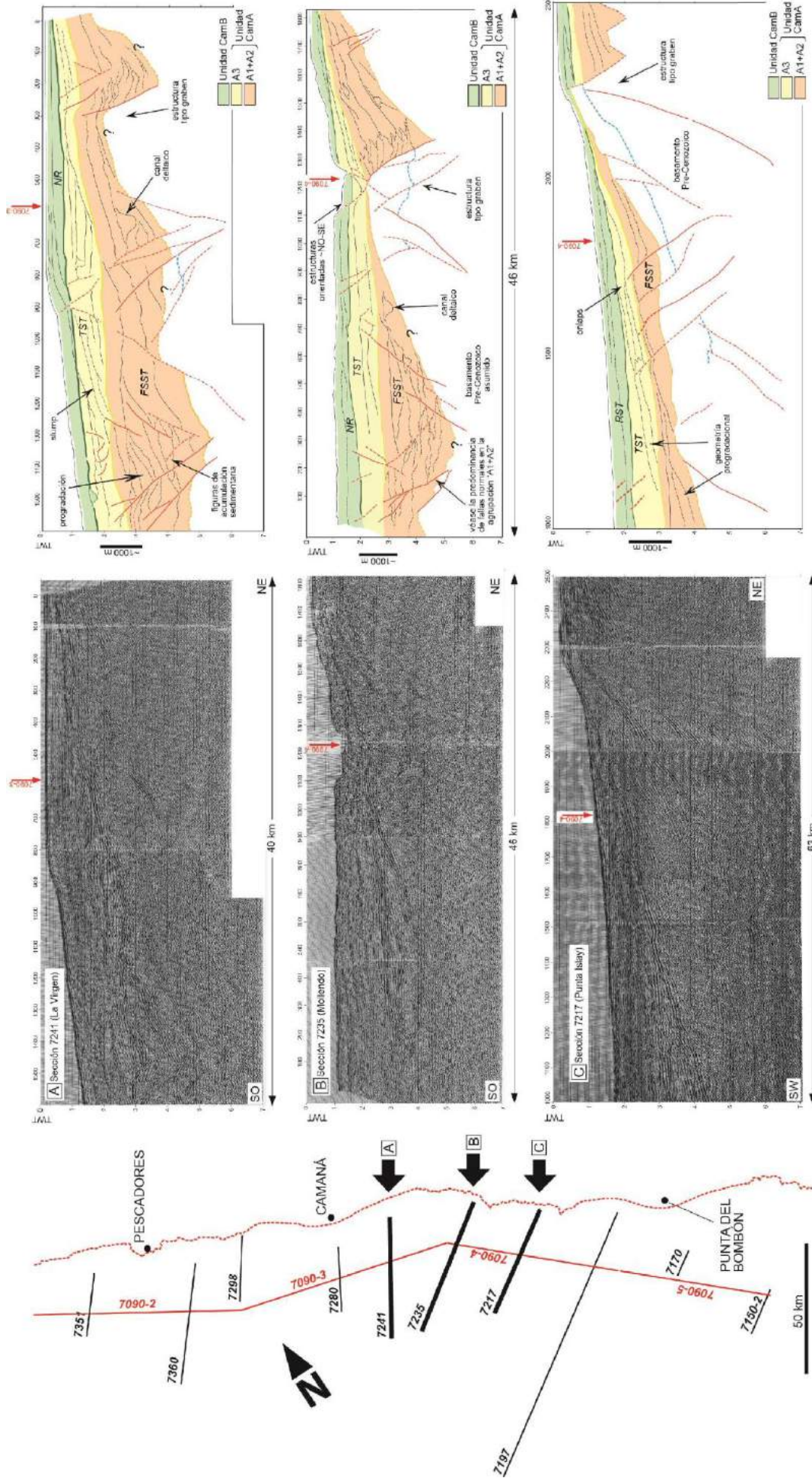


Figura 7. Secciones sísmicas orientadas ~NE-SO (perpendicular a la línea de costa). En A: La Virgen 7241, B: Mollendo (7235) y C: Punta Islay (7217). Se observan lineamientos en rojo asumidos como fallas, la mayoría de ellas interpretadas como fallas normales. El contacto entre el basamento Pre-Cenozoico y la Formación Camaná no es claro; sin embargo, se asume sus límites estratigráficos y se presenta al menos encima de las líneas punteadas celestes (pre-Cenozoico). Abreviaciones: NR = Normal Regression, FSST = Falling Stage Systems Tract, TST = Transgressive Systems Tract.

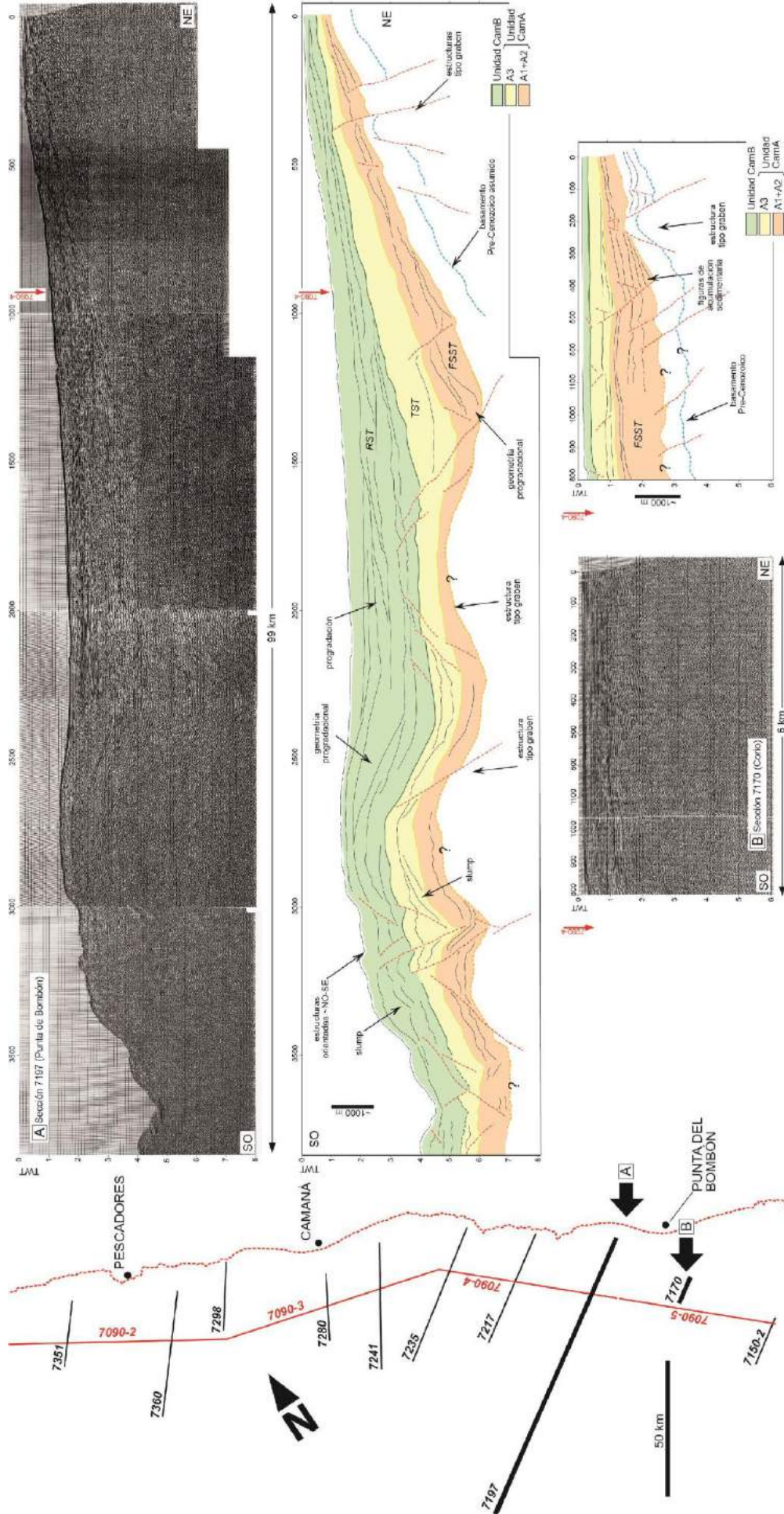


Figura 8. Secciones sísmicas orientadas ~NE-SO (perpendicular a la línea de costa). En A: Punta de Bombón (7197) y B: Corio (7170). Se observa lineamientos en rojo asumidos como fallas, la mayoría de ellas interpretadas como fallas normales. El contacto entre el basamento Camaná no es claro; sin embargo, se asume sus límites estratigráficos y se presenta al menos encima de las líneas punteadas anaranjadas (pre-Cenozoico). Abreviaciones: NR = Normal Regression, FSST = Falling Stage Systems Tract, TST = Transgressive Systems Tract

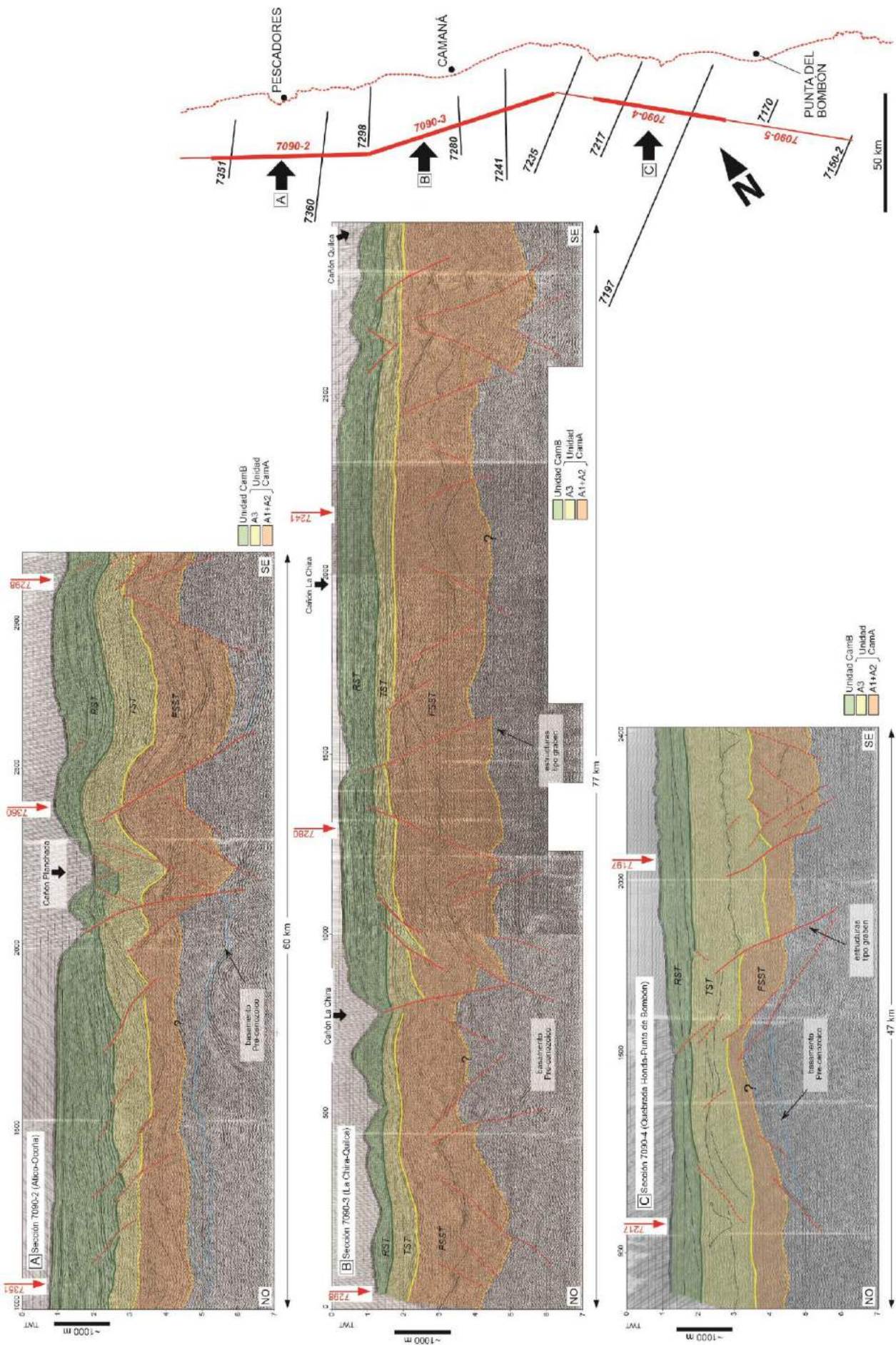


Figura 9. Secciones sísmicas orientadas ~NO-SE en el offshore de Camaná, paralelas a la línea de costa. Sección sísmica 7090-2 (Atico-Ocoña), Sección sísmica 7090-3 (La Chira-Quilca) y Sección sísmica 7090-4 (Quebrada Honda-Punta de Bombón). Se observa lineamientos en rojo asumidos como fallas, la mayoría de ellas interpretadas como fallas normales. No se logra distinguir algún basamento, sea estratificado o cristalino. Abreviaciones: NR = Normal Regression, FSST = Falling Stage Systems Tract, TST = Transgressive Systems Tract.

En conclusión, además de la definición del límite *mrs*, la abundancia de fallamiento normal de rumbo ~NO-SE y ~NE-SO que afecta a los depósitos A1+A2 sirve para establecer diferencias con la sobreyacente Sub-unidad A3. Los depósitos sedimentarios "A1+A2" tendrían edades Oligoceno a Mioceno inferior, y sus geometrías depositacionales reflejan un *regressive systems tract* (más probablemente un *falling stage systems tract*, *FSST*).

6.2.3. A3: depósitos onlapantes

Los depósitos de la Sub-unidad A3 están coloreados en amarillo en las Figuras 6, 7, 8 y 9. Las secciones sísmicas que tienen rumbo ~NO-SE muestran que los depósitos estratificados de la Sub-unidad A3 yacen sobre un reflector de alta densidad, el cual es considerado como un *mrs* si lo comparamos con lo definido en tierra (ver *mrs* en la Figura 2). Las secciones sísmicas de rumbo ~NE-SO (Sección sísmica 7241, La Virgen en la Figura 7A, y Sección sísmica 7235, Mollendo en la Figura 7B) revelan que la Sub-unidad A3 muestra geometría agradacional y en menor proporción retrogradacional, con abundantes terminaciones onlap predominantemente con rumbo ~NE, y en algunas ocasiones cuerpos sedimentarios canalizados. En este contexto, consideramos que los depósitos dominados por onlaps son indicadores de una subida relativa del nivel del mar, la cual excedió la proporción de ingreso de agua y sedimentos en la Cuenca Camaná-Mollendo (*transgressive systems tract*, *TST*). Otra característica importante para distinguir los estratos de la Sub-unidad A3 es la menor abundancia de fallas normales en comparación con las subyacentes sub-unidades agrupadas ("A1+A2"). Sin embargo, a pesar que la Sub-unidad comprende menor cantidad de fallas normales, estas fallas muestran desplazamientos sinsedimentarios (o sino a ?slumps u ?olistostromas). Generalmente el espesor de la Sub-unidad A3 muestra sus mayores dimensiones en los alrededores de Planchada (lado derecho de la Sección sísmica 7090-2, Figura 9A) y Punta de Bombón (lado derecho de la Sección sísmica 7090-4, Figura 9C).

Aparentemente, las deformaciones gravitacionales tales como slumps y olistostromas son comunes en la Sub-unidad A3, tal como se observa en la Sección sísmica 7241 (La Virgen, en la Figura 7A). Estos desplazamientos son atribuidos a factores tectónicos y gravitacionales, los cuales pueden estar relacionados a incrementos en la proporción de sedimentos capaz de inducir inestabilidad. Los depósitos sedimentarios de la Sub-unidad A3 están limitados en su parte superior por un límite de secuencia (*mfs*). La definición de este *mfs* es apoyada por un reflector de alta frecuencia y por sus características onlapantes en su interior, además del contraste que ofrece la unidad sobreyacente (Unidad CamB) (ver Sección sísmica 7241, La Virgen, Figura 7A). La Sub-unidad A3 puede ser considerada como potencial roca sello a nivel de toda la Cuenca Camaná-Mollendo, y puede utilizarse además como elemento de correlación de estratos de edad Mioceno medio con la vecina Cuenca Pisco al norte (ver Sección 9) y en el offshore del extremo sur Peruano (ver Sección 10 para mayores detalles). Las rocas sedimentarias de la Sub-unidad A3 tienen una edad

miocena medio (<20 a ~14 Ma, Alván et al., 2015), y fueron depositadas en la Cuenca Camaná-Mollendo durante un *transgressive systems tract* (*TST*).

6.2.4. CamB: depósitos progradacionales

De acuerdo a observaciones de campo, Alván & von Eynatten (2014) declararon que los depósitos conglomerádicos de la Unidad CamB yacen sobre la Sub-unidad A3 (Unidad CamA) mediante una superficie denominada *maximum flooding surface* (*mfs*) (ver límites de secuencias en la Figura 2). La Unidad CamB está representada en polígonos verde claro en las Figuras 6, 7, 8 y 9. Estos depósitos sedimentarios cambian lateralmente hacia el offshore, siendo sus geometrías deltaicas más notorias y pronunciadas (i.e. deltas con geometrías progradacionales y terminaciones downlapantes), además de incrementar notoriamente su espesor estratigráfico (por ejemplo, polígonos verde claro en la Sección sísmica 7197 de Punta de Bombón, Figura 8A). Las terminaciones downlapantes son observadas en la mayoría de los depósitos atribuidos a la Unidad CamB (por ejemplo, Sección sísmica 7280 de Camaná en la Figura 6C; Sección sísmica 7241 de La Virgen en la Figura 7A; y Sección sísmica 7197 de Punta de Bombón en la Figura 8A). Las secciones sísmicas ~NE-SO (perpendicular a la línea de costa) revelan que los estratos de la Unidad CamB no están afectados significativamente por tectónica sin-sedimentaria; sin embargo, se puede apreciar escarpas de falla en estas secciones. Estas escarpas pueden ser trazadas en sentido general ~NO-SE a lo largo del fondo marino (ver líneas negras continuas en el offshore de la Figura 12).

Los depósitos de la Unidad CamB tienen la misma tendencia progradacional y regresiva que la observada en la agrupación de sub-unidades "A1+A2", y los hace lo suficientemente distinguible para discriminarlos de los depósitos transgresivos de la Sub-unidad A3. Se observa además en la mayoría de secciones sísmicas estudiadas en este trabajo que la Unidad CamB es relativamente delgada en comparación con los demás depósitos subyacentes (por ejemplo, Sección sísmica 7217 de Punta Islay, ±500 m de espesor, Figura 7C) excepto, en Camaná y Punta de Bombón, donde los espesores de la Unidad CamB son significantes. Esta excepción se atribuye a una relación entre la tectónica activa y acumulación de sedimentos (ver Sección 8 para mayores detalles). En onshore, estas acumulaciones bordean los actuales valles, los cuales albergan los mayores espesores observables de la Fm. Camaná (tales como en Pescadores, Camaná, Quilca y Punta de Bombón) (ver polígonos anaranjados en la Figura 12). Las rocas de la Unidad CamB tienen una edad miocena superior a pliocena, y fueron depositados durante un *regressive systems tract* (*RST*).

7. Argumentos para establecer correlaciones estratigráficas onshore-offshore en la Cuenca Camaná-Mollendo

En este trabajo, las correlaciones estratigráficas se realizan en base a lo definido en onshore. Una última propuesta de la estratigrafía de la Fm. Camaná ha sido

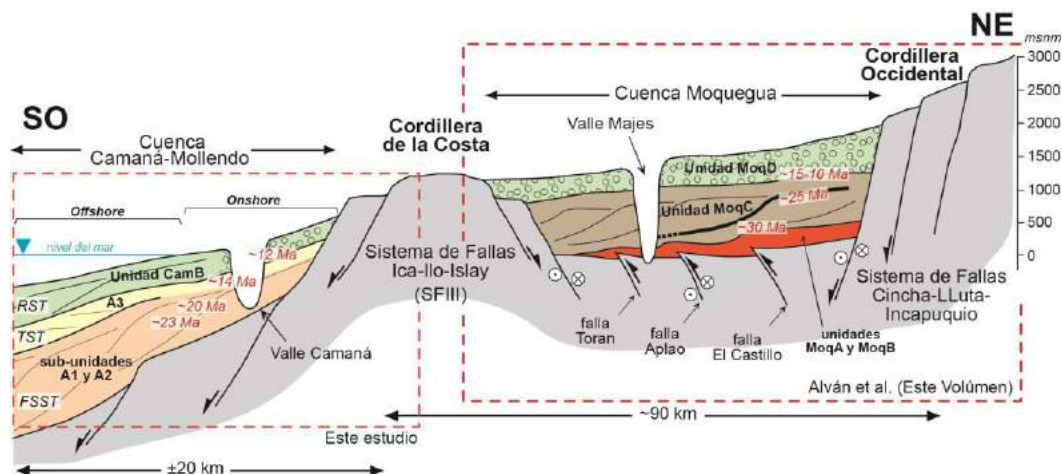


Figura 10. Esquema estratigráfico y estructural definido para la Formación Camaná, en el Valle Majes, provincia de Arequipa. La similitud en colores sugiere correlaciones estratigráficas entre lo definido en onshore y lo existente en offshore.

provista por Alván et al. (2015) y se resume en la Figura 2. Los depósitos sedimentarios observados en las secciones sísmicas interpretadas en este manuscrito son comparados y correlacionados a partir de numerosos argumentos integrados (véase el lado izquierdo de la Figura 10 como referencia).

7.1. Depósitos de "A1+A2"

Según los estudios de geocronología U-Pb de zircones de origen volcano-sedimentario provistos por Alván et al. (2015), se puede afirmar que la edad de sedimentación de estas capas varían entre 23 y 14 Ma (Mioceno inferior a Mioceno medio). Es necesario resaltar que esta edad es extendible hasta el Oligoceno, en base a edades provistas por colectas de dientes de tiburones fósiles (Apolín, 2001 y Vega & Marocco, 2004). Una vez definidas las edades de la Sub-unidad A1, el siguiente paso es verificar si existen consistencias entre los depósitos onshore y offshore, en términos de geometría depositacional.

Por ejemplo, Alván & von Eynatten (2014) describieron clinotemas progradacionales de origen deltaico en el onshore de Camaná (Sub-unidad A1), los cuales son muy similares a los depósitos "A1+A2" (resaltados en polígonos naranja en las Figuras 6, 7 y 8). Al igual que Alván & von Eynatten (2014), consideramos que las geometrías depositacionales de las sub-unidades A1 y A2 en onshore son similares a las depositadas durante una bajada relativa del nivel del mar (regresión marina), y por lo tanto, se espera que las firmas depositacionales de la agrupación "A1+A2" en offshore sean también progradacionales.

Los depósitos onshore de las sub-unidades "A1+A2" están erosionados en su parte superior, y tal límite está representado por una superficie erosiva (i.e. límite de secuencia). Si prolongamos tal límite al offshore, observamos que un reflector de alta frecuencia aun representa tal límite, y además marca diferencias geométricas en la acumulación sedimentaria entre los estratos de "A1+A2" y los estratos onlapantes de la Sub-unidad A3 (por ejemplo, ver contrastes geométricos en las secciones sísmicas 7360 de Ocoña, Figura 6A, 7280 de Camaná, Figura 6C, y 7235 de Mollendo, Figura 7B). En este contexto, si consideramos que los depósitos

progradantes offshore son correlativos a "A1+A2", éstos deberían tener edades entre el Oligoceno y Mioceno inferior (entre 30 y 20 Ma), o incluso serían más antiguos.

7.2. Depósitos de A3

De acuerdo con Alván & von Eynatten (2014), los estratos de la Sub-unidad A3 de la Fm. Camaná muestran una geometría depositacional onlapante, la cual es típica de un *transgressive systems tract* (TST). En onshore, los estratos de la Sub-unidad A3 yacen encima de los clinotemas de la Sub-unidad A2 y están separados por medio de una superficie erosiva (*maximum regressive surface, mrs*) (Figura 2). Si observamos los depósitos offshore que yacen sobre "A1+A2" (polígonos amarillos en las Figuras 6, 7, 8 y 9), veremos que éstos muestran geometrías onlapantes (y también progradacionales). Las geometrías depositacionales onshore y offshore son muy comparables entre ellas y es un buen argumento para establecer que corresponden a mencionada sub-unidad. Por otro lado, el establecimiento de esta sub-unidad es clave para proponer correlaciones inter-cuencas (ver Sección 9 para mayores detalles). La edad que le corresponde es el Mioceno medio.

7.3. Depósitos de CamB

Basados en estudios de proveniencia de sedimentos, los conglomerados y sedimentos de la Unidad CamB derivan predominantemente de rocas que conforman la Cordillera Occidental (tales como el Macizo de Arequipa, Batolito de la Costa y el Grupo Tacaza) (Alván et al., 2015). Dado el inicio de intensa actividad volcánica de la Formación Barroso Inferior en el Mioceno superior y Plioceno (Mamani et al., 2010), y las edades depositacionales de la parte inferior de la Unidad CamB propuestas por Alván et al. (2015), estos depósitos son atribuibles al Mioceno superior y Plioceno. Por otro lado, basándose en datos de termocronología (U-Th)/He en apatitos, Schildgen et al. (2009) indicaron que la Cordillera Occidental experimentó un pulso de levantamiento rápido en el Mioceno superior, provocando incisión de valle muy pronunciada (e.g. Cañón del Colca), con posterior depositación de conglomerados fluviales.

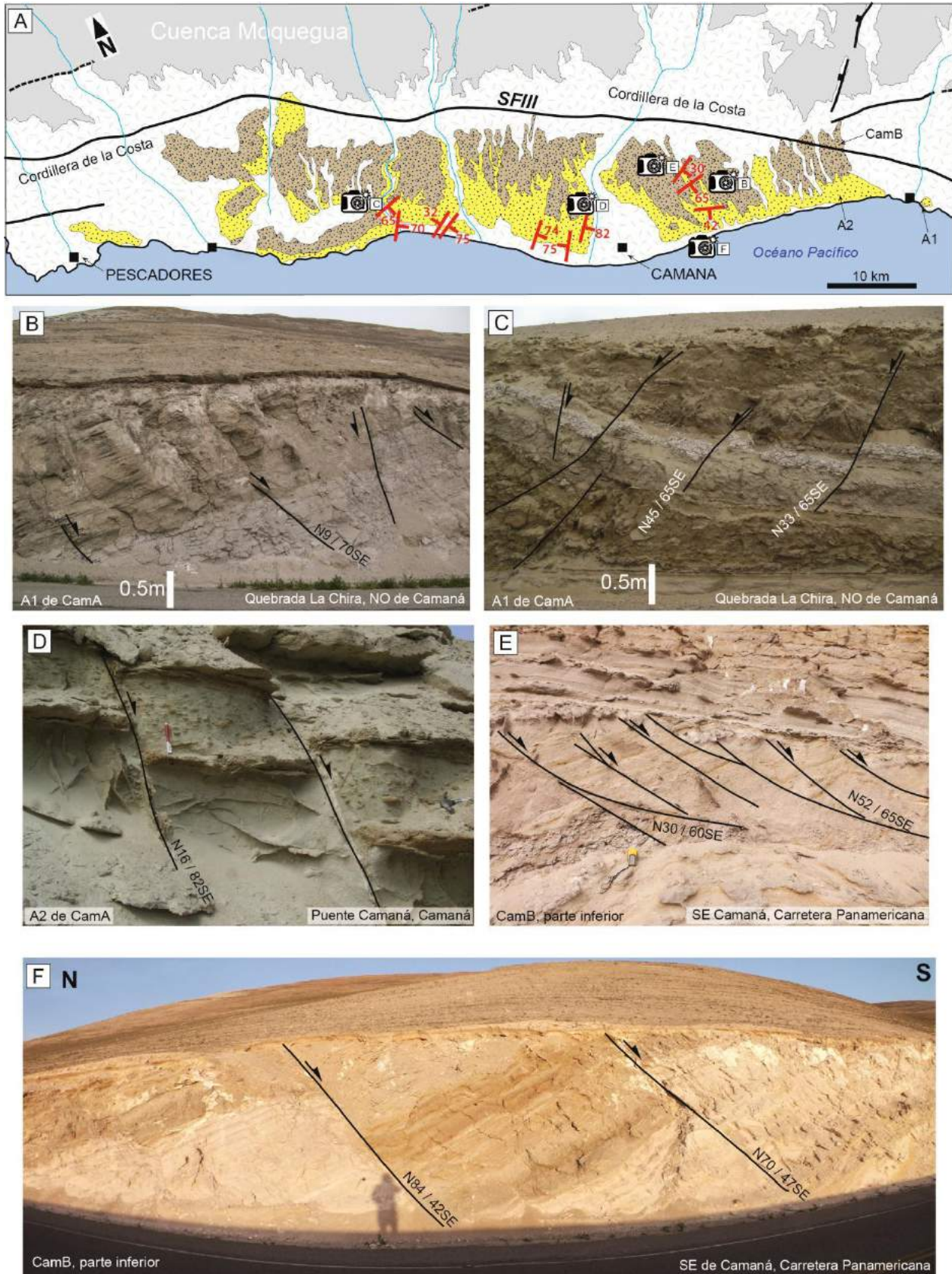


Figura 11. Galería de imágenes con fallas sin-sedimentarias normales que afectan la estratificación de la Formación Camaná, en los alrededores del pueblo de Camaná. En A: Mapa geológico simplificado de la Formación Camaná en los alrededores de Camaná, siendo distinguibles la Unidad CamA y la Unidad CamB. En B y C: Estratos de la Sub-unidad A1 de la Unidad CamA. En D: Estratos de la Sub-unidad A2 de la Unidad CamA. En E y F: Estratos de la Unidad CamB (nótese el estilo extensional de las fallas).

Consideramos que la depositación de la Unidad CamB es consistente con el rápido levantamiento de los bordes de cuenca que sugiere Schildgen et al. (2009). En este contexto, dadas las similitudes entre la naturaleza progradacional de la Unidad CamB en onshore y los depósitos con geometrías progradacionales señalados en los polígonos verde claro en las Figuras 6, 7, 8 y 9 (secciones sísmicas perpendiculares a la línea de costa), es posible establecer una correlación entre estos depósitos.

8. El origen de los depocentros de la Formación Camaná

Se interpreta que a lo largo de la Cuenca Camaná-Mollendo existe una configuración tectónica coherente con un sistema de levantamientos y simultáneos descensos de bloques de rocas, similares a los de un sistema pull-apart (los cuales al menos afectan a los depocentros sedimentarios), y donde dominan las estructuras tipo grábenes (lado izquierdo de la Figura 10).

En la Cordillera de la Costa, esta organización estructural se refleja en fallas normales (y sistemas de fallas) de rumbo preferencial ~NO-SE (SFIII, ver parte media de la Figura 10), las cuales podrían haber facilitado la exhumación de la Cordillera de la Costa, así como también creación de espacio de acomodación (subsistencia). Fallas normales, tanto ~NO-SE como ~NE-SE, pueden ser observadas claramente en onshore (Figura 11), y extendible al offshore. En el antearco interno y el antearco externo ocurren grandes valles generalmente alineados ~N-S y ~NE-SO en donde se observan las mayores acumulaciones de depósitos sedimentarios del Cenozoico (Grupo Moquegua y Fm. Camaná), como se ilustra en la sección estructural de la Figura 12.

De acuerdo al cartografiado geológico de la Figura 1B y a revisiones en los espesores estratigráficos de la Formación Camaná, tales acumulaciones son considerados en este trabajo como depocentros sedimentarios. Nuestra intención no es asumir que los grandes valles consisten en fallas normales; sin embargo, es innegable la estrecha relación entre su existencia, la acumulación de sedimentos, y el hallazgo de numerosas fallas normales sin-sedimentarias relacionadas a estos valles.

Tales fallas corresponden a un reflejo de efectos extensionales o transtensionales que afectaron a la Cuenca Camaná-Mollendo, y en general a todo el sur peruano (cf. Roperch et al., 2006; Sempere & Jacay, 2006). Estas fallas, por su naturaleza sin-sedimentaria y su orientación asumida, pueden asemejarse a los fallamientos normales observados en las secciones sísmicas, por ejemplo en las secciones 7090-2, 7090-3 y 7090-4 (Figura 9).

La generación de los espacios de acomodación ha debido iniciarse en el Oligoceno, dado la edad de los sedimentos más basales. Se interpreta que simultáneamente al levantamiento de la Cordillera de la Costa se creaban los depocentros, donde los espacios de acomodación favorecerían la acumulación de estos sedimentos desde el Oligoceno. A la vez, los estratos experimentaban fallamiento normal sin-sedimentario, propio de un sistema de grábenes que da paso a la creación de espacio de acomodación.

Ambos depósitos de las unidades CamA y CamB (en total, Fm. Camaná) son aunados e identificados en los sitios donde existe mayor cantidad de acumulación sedimentaria, denominándoseles en este trabajo como “depocentros” de Camaná, de La Virgen y de Punta de Bombón, y señalados en círculos vacíos anaranjados en la Figura 12. Nótese que los círculos vacíos anaranjados de la Figura 12 también se hallan en el offshore, debido a que los espesores estratigráficos definidos en las secciones sísmicas evidencian que existe un “abombamiento” de sedimentos con preferencia en las extensiones de los grandes valles tales como Valle Majes y Valle Tambo.

9. Correlación con la Cuenca Pisco

El relleno sedimentario de la Cuenca Pisco yace al noroeste de la Cuenca Camaná-Mollendo (Figura 1A), y consiste en 5 unidades estratigráficas, variando en edad desde el Eoceno al Plioceno (Macharé et al., 1988; León et al., 2008). Algunas unidades litológicas son de particular interés debido a su potencial como reservorio de hidrocarburos, tales como Formación Caballas (Eoceno inferior-medio, Macharé et al., 1988), Grupo Paracas (Eoceno superior a Oligoceno inferior, Caldas 1978; Mendivil, 1983; Fernández, 1993; León et al., 2008), Formación Chilcatay (Oligoceno a Mioceno inferior, Dunbar et al., 1990) y Formación Pisco (Mioceno medio a Plioceno, Adams, 1906; Dávila, 1987) (Figura 13).

En facies y en cronología, las facies progradacionales definidas como sub-unidades A1 y A2 de la Fm. Camaná podrían ser equivalentes a la Formación Chilcatay de la Cuenca Pisco, la cual también tiene geometrías deltaicas (según reportes de HUNT OIL, 2002 y León et al., 2008); mientras que la Sub-unidad A3 de la Formación Camaná (considerada por Alván & von Eynatten, 2014 como onlapante) es considerada también como potencial roca sello, y el equivalente a la parte superior de la Formación Pisco de Calderón (2007), Calderón et al. (2008) y León et al. (2000). Según mencionados autores, la Formación Pisco es considerada como roca sello de origen transgresivo, la cual cubre toda la Cuenca Pisco y se comporta de igual modo como la Sub-unidad A3 de la Fm. Camaná (onlapando a la Cuenca Camaná-Mollendo durante el Mioceno medio).

Después de una evaluación geológica de 2500 km de datos sísmicos 2D del offshore de la península de Paracas (13°52'S y 76°25'O) por Bianchi (2004) y Alarcón et al. (2005), estos autores coincidieron en afirmar que la Cuenca Pisco está conformada estructuralmente por numerosas fallas normales con componentes extensionales, con presencia de bloques rotados vinculados a grábenes y semi-grábenes (half-grabens), las cuales son muy típicas de un régimen extensivo. De acuerdo a tales autores, estas estructuras están organizadas en lineamientos ~NO-SE, los cuales están relacionados a la formación de sub-cuencas tectónicas (Alarcón et al., 2005; Bianchi, 2005). Tales afirmaciones fortalecen el establecimiento de una correlación regional entre las cuencas Pisco y Camaná-Mollendo.

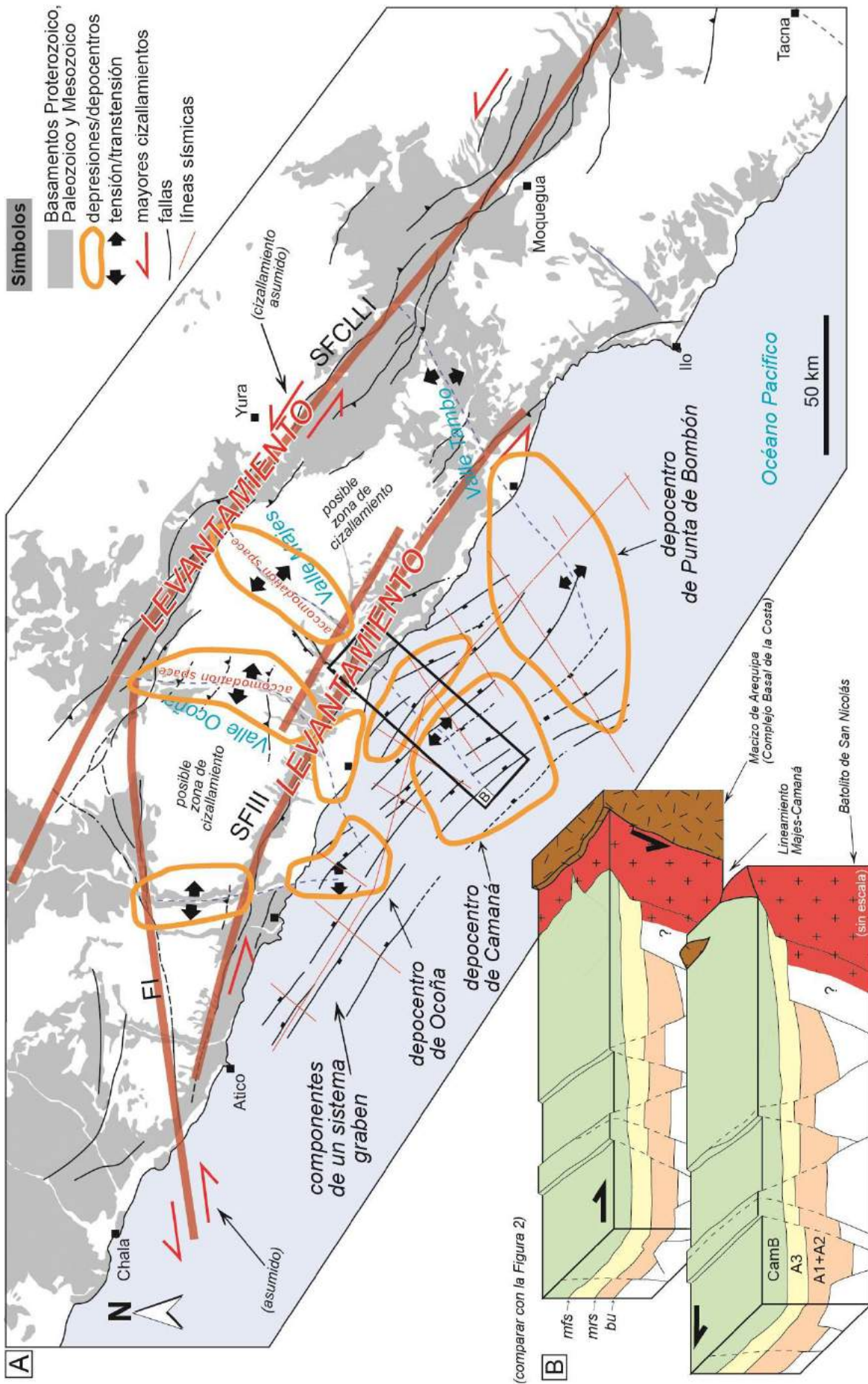


Figura 12. Estilo estructural propuesto para la Cuenca Camaná-Mollendo al día de hoy. El relleno sedimentario de esta cuenca está controlado por un sistema de grábenes. La Cuenca Camaná-Mollendo es interpretada como una cuenca influenciada por procesos de levantamiento de bordes de cuenca y subsidencia con fallas normales en el interior. En A: Mapa estructural con depocentros de la Formación Camaná (líneas naranjas). En B: Block diagrama con estructuras de tipo grábenes interpretadas para la Cuenca Camaná-Mollendo. Abreviaciones: SFCLLI= Sistema de Fallas Cincha-Lluta-Incapuquio, SFIII= Sistema de Fallas Ica-Islay-Ilo.

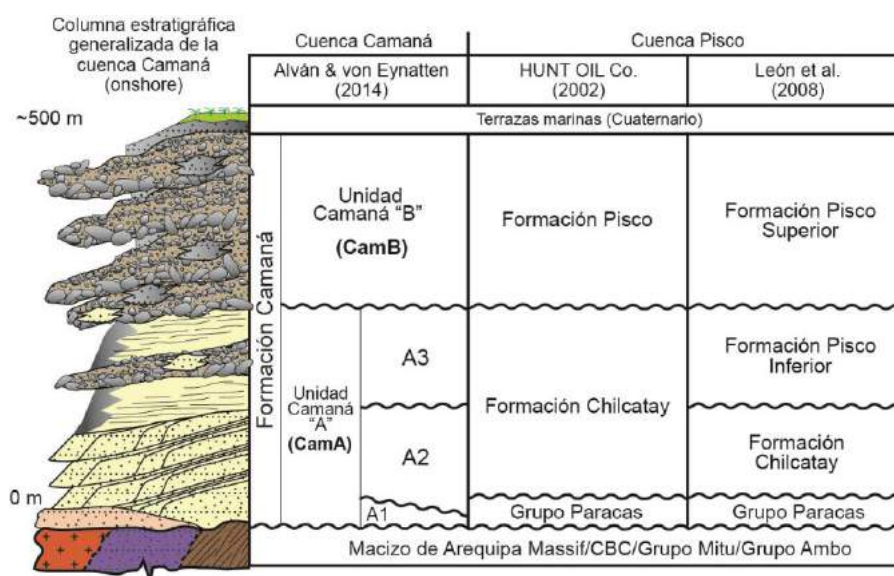


Figura 13. Correlaciones estratigráficas entre los estratos de la Formación Camaná y el relleno sedimentario de la Cuenca sedimentaria Pisco según HUNT OIL (2002) y León et al. (2008).

10. Correlación con depósitos offshore en Tacna

De modo adicional, este manuscrito presenta reflectores sísmicos adquiridos en el offshore del departamento de Tacna, los cuales están siendo analizados e interpretados preliminarmente con el objetivo de establecer comparaciones y correlaciones con lo estudiado en el presente manuscrito. Aunque los afloramientos de las rocas sedimentarias cenozoicas que afloran en los alrededores de Camaná y Punta de Bombón (línea de costa del sur peruano entre 16°30'S y 18°30'S) son esporádicos y no son continuos, se asume que estos sedimentos son continuos y correlacionables en offshore. Se conoce que los sedimentos que han sido depositados en la Cuenca Camaná-Mollendo corresponden a la respuesta de la denudación de los bloques que se han "levantado" (en este caso, la Cordillera de la Costa) o simplemente, a la subsidencia de la cuenca frente a la Cordillera de la Costa. Por lo tanto, se espera que pueda existir correlación entre ellos, así como también con los sedimentos cenozoicos reportados en el norte de Chile (e.g. Di Celma & Cantalamessa, 2007), habiendo reportes de ciertos patrones transgresivos durante el Mioceno medio.

Un análisis preliminar en la Sección sísmica 7050 de Los Palos (ver ubicación en la parte inferior de la Figura 1B y Figura 13) ayudó a deducir que existen fallas normales asociadas a la sedimentación (sin-sedimentarias). En términos estratigráficos, se observa que los polígonos en color verde claro resaltan las geometrías progradacionales de estos depósitos sedimentarios, y podrían ser el equivalente a la Unidad CamB (o el equivalente a la Formación Moquegua Superior de Marocco et al., 1985). Se requiere de mayores estudios para definir si se trata únicamente de la Unidad CamB o de alguna sub-unidad adicional.

11. Conclusiones

Las conclusiones de este estudio se centran en comparar la configuración estratigráfica de la Fm. Camaná y sus

sistemas depositacionales definidos en onshore, con las geometrías depositacionales interpretadas de las secciones sísmicas del offshore del sur peruano. Posteriormente, se presenta un esbozo en la configuración estructural de la Cuenca sedimentaria Camaná-Mollendo.

11.1. Correlaciones entre la Formación Camaná onshore y la Formación Camaná offshore

Ambas denominaciones (Cuenca Camaná y Cuenca Mollendo) pertenecen a la misma cuenca y se les consideran aquí como "Cuenca Camaná-Mollendo". Esta cuenca comprende la Formación Camaná como relleno sedimentario principal. La Formación Camaná en onshore presenta afloramientos alineados según una orientación aproximada NO-SE, la cual es parcialmente paralela a la dirección de las fallas más grandes observadas en la Cordillera de la Costa (SFIII) (ver líneas negras en la Figura 1B). Los depósitos sedimentarios de la Formación Camaná reflejan los conceptos de un delta de grano grueso relacionado a bordes tectónicamente levantados. Teniendo en cuenta la naturaleza de la Formación Camaná, ésta ha sido dividida en dos unidades depositacionales i.e. Unidad CamA y Unidad CamB. La Unidad CamA es además sub-dividida en tres sub-unidades A1, A2 y A3. Las sub-unidades A1 y A2 son progradacionales en onshore, y sus geometrías han sido reconocidas en las secciones sísmicas (señaladas en polígonos anaranjados en las Figuras 6, 7, 8 y 9). Tomando en consideración las dataciones provistas por Alván et al. (2015), su edad es asumida entre el Oligoceno y el Mioceno inferior. La Sub-unidad A3 en onshore consiste en estratos onlapantes datados del Mioceno medio, observándose geometrías similares en las secciones sísmicas del offshore (polígonos amarillos en las Figuras 6, 7, 8 y 9). Finalmente, la Unidad CamB consiste en conglomerados fluviales datados entre el Mioceno superior y el Plioceno, y muestra nuevamente geometrías deltaicas progradacionales y gruesas en el offshore (polígonos verde claro en las Figuras 6, 7, 8 y 9).

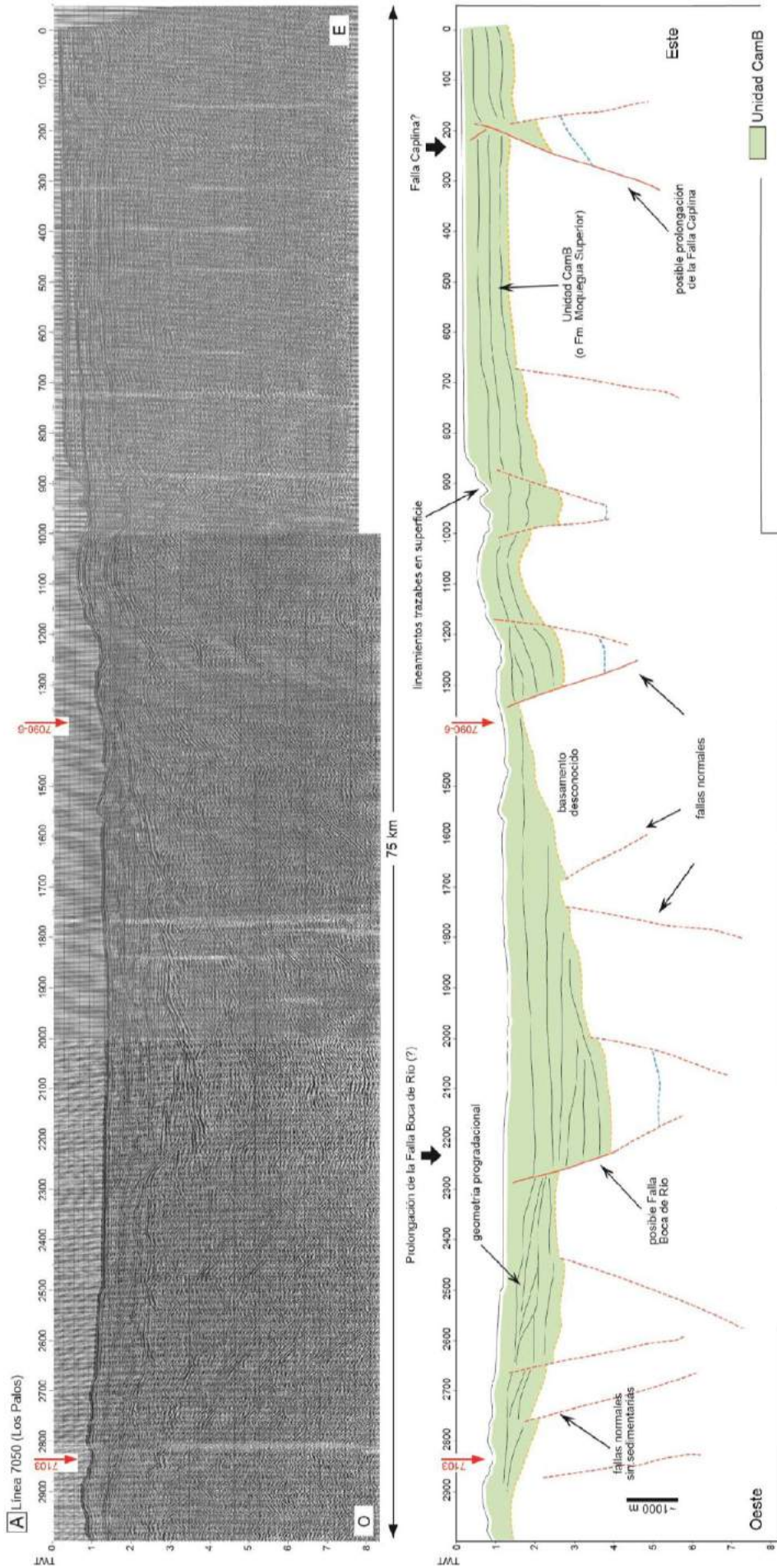


Figura 13. Secciones sísmicas del offshore de Tacna (Los Palos, 7050), orientada Oeste-Este. Nótese lineamientos casi verticales los cuales son interpretados como fallas normales. Estas fallas serían las continuaciones de las fallas cartografiadas en superficie (tales como fallas Boca de Río y Caplina). Véase su ubicación en la Figura 1B. La barra escala representa aproximadamente 1000 m.

Las superficies erosivas que han sido definidas en onshore son claramente correlacionables en el offshore, como se indica en el diagrama tipo Wheeler de la Figura 2.

11.2. Acerca del modelo estructural de la Cuenca Camaná-Mollendo

Estructuralmente, interpretamos que el principal control estructural se halla mejor definido en la Cordillera de la Costa por tratarse del principal borde de cuenca conocido, y se refleja en desplazamientos de fallas normales a lo largo del SFIII (Sistema de Fallas Ica-Islay-Ilo, Figura 1B). Los componentes estructurales de la Cuenca Camaná-Mollendo muestran evidencias de un complejo sistema de grábenes y semi-grábenes, los cuales afectan con preferencia a los depocentros sedimentarios definidos en este estudio.

Sin embargo, se puede sospechar que la Cuenca Camaná-Mollendo tiene componentes de cizallamiento, al menos a lo largo de la Cordillera de la Costa y/o de la Cordillera Occidental (como se ilustra en la Figura 12), los cuales acompañan a las fases de levantamiento (o simplemente, la cuenca se ha hundido frente a la Cordillera de la Costa). Se interpreta además que la ubicación de los depocentros sedimentarios (o llámeseles también como sub-cuencas) están íntimamente vinculados con zonas donde la tensión (o extensión) tectónica favoreció la creación de espacios de acomodación, como se delinea en polígonos vacíos anaranjados de la Figura 12.

Estos depocentros fueron rellenados con sedimentos de origen deltaico desde el Oligoceno (o muy posiblemente antes) y están definidos como rocas sedimentarias correspondientes a las unidades CamA y CamB de la Formación Camaná. Observando la información sísmica del fondo marino, la propuesta de la existencia de un sistema de grábenes y semi-grábenes alineados ~NO-SE (líneas negras en el offshore de la Figura 12) es consistente, siendo conspicuo la presencia de escarpas de fallas con relleno sedimentario a manera de fallas listricas. Esta observación permite deducir que la sedimentación fue muy rápida. Los estratos de las sub-unidades A1+A2 se hallan más afectados por fallas normales sin-sedimentarias que lo observado en la Sub-unidad A3, mientras los depósitos de la Unidad CamB se hallan aun en menor proporción afectados por fallamiento sin-sedimentario.

11.3. La Formación Camaná desde el punto de vista económico

Al integrar información sobre la proveniencia de sedimentos (Alván, 2015; Alván et al., 2015), geología en onshore de la Formación Camaná (Vega & Marocco, 2004; Alván & von Eynatten, 2014) e información sísmica interpretada del offshore, se puede evaluar el potencial hidrocarburífero de la Cuenca Camaná-Mollendo. Estos parámetros ayudan en la definición de los sistemas de rocas reservorio y rocas sello (Figura 2), como en la predicción de sus espesores (en este caso, con la ayuda del reconocimiento de las unidades en el offshore y la definición de los depocentros sedimentarios).

Los potenciales reservorios son considerados aquí como el conjunto de sub-unidades A1+A2, los cuales son localmente gruesos (± 2000 m en su máxima expresión, por ejemplo, véase la Sección sísmica 7360 de Ocoña, Figura 6A).

La Formación Camaná se caracteriza por su complejidad en el fallamiento y la distribución de sus facies de areniscas gruesas. Este trabajo provee una explicación de las extensiones de sus facies y plantea el origen de sus depósitos y sugiera que están relacionados a crecimiento de fallas en la Cuenca Camaná-Mollendo. Esto nos permite proponer aún más predicciones acerca del relleno sedimentario de esta cuenca. Es decir, en base a que anunciamos que los deltas de la Formación Camaná han denudado mayormente la Cordillera de la Costa, deducimos que el contenido de feldespatos es dominante. Sin embargo, dado el origen deltaico de grano grueso definido en la Cuenca Camaná-Mollendo (cf. Alván & von Eynatten, 2014), es de alto interés declarar la alta posibilidad de encontrar flujos hiperpícnicos en el fondo de esta cuenca (flujos densos), sobre todo dentro de las facies de las sub-unidades A1+A2, tanto como en las facies de la Unidad CamB, las cuales son ambas progradacionales.

Claramente, solo existen sospechas de la existencia de rocas mesozoicas y/o paleozoicas (rocas madres potenciales) en las cuencas del offshore de Camaná. Sin embargo, las acumulaciones sedimentarias definidas tienen un volumen importante y merece atención dado su potencial como reservorio de hidrocarburos.

Agradecimientos

Los autores están agradecidos con el DAAD (Deutscher Akademischer Austauschdienst, 416/PKZ A/09/98944) de Alemania, al FONDECYT (CIENCIACTIVA, Perú), Convenio 216-2015 (FONDECYT-INGEMMET), con la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET, Perú), y con PERUPETRO por proveer la data sísmica. Un agradecimiento a Patrice Baby (Lima) por sus acertadas observaciones y recomendaciones.

Referencias

- 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.
- Adams, J.I., 1906. Caudal, procedencia y distribución de aguas de los departamentos de Lima e Ica. Boletín del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, v. 37, p. 1-94.
- Alarcón, P., Gonzales, E., Bianchi, C., 2005. Posibilidad de dos Fuentes Generadoras de Hidrocarburos en la cuenca de Pisco. V INGEPET, 2005. EXPR-1-CB-01, 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.
- 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, pp. 14-32.
- 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. PhD Thesis. University of Göttingen, Germany, 145 p.
- Apolín, J., 2001. *Isurus oxyrinchus* RAFINESQUE, 1810 "Mako de aletas cortas" como posible ancestro de *Carcharodon carcharias* (LINNAEUS, 1758) "Tiburón blanco" (Chondrichthyes: Lamnidae). Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Perú, 133 p.
- 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., Narváez, S., 1960. Geología del Cuadrángulo de Atico, Hoja 33-o. Dirección de Geología Regional, INGEMMET, Lima, Perú. Boletín N° 2, Serie A: Comisión de la Carta Geológica Nacional, p. 59.
- Bernet, M., Garver, J., 2005. Fission-track Analysis of Detrital Zircon. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Mineralogical Society of America, v. 58, p. 20-238.
- Bianchi, C., 2005. Estilos Estructurales y Evolución de las Cuencas Costafuera del Perú y su potencial Hidrocarburífero. (EXPR-3-CB-33). V INGEPET, 2005. Lima, Perú, Technical Abstracts, 41 p.
- Caldas, J., 1978. Geología de los cuadrángulos de San Juan, Acarí y Yauca. Hojas 31-m, 31-n, 32-n. INGEMMET, Dirección de Geología Regional, Lima, Perú. Boletín N° 30, Serie A: Carta Geológica Nacional, 78 p.
- Calderón, Y., Baby, P., Brusset, S., Bolaños, R., 2008. Neogene Tectono-Sedimentary record of the Nazca Ridge subduction in the Pisco basin, and consequences on the Petroleum System. VI INGEPET 2008. Lima, Peru. EXPR-3-YC-22, 13 p.
- Calderón, Y., 2007. Arquitectura estructural y estratigráfica de la Cuenca de Ante-Arco Neógena de Pisco (Perú) sobre la subducción de la Dorsal de Nazca. *Sciences de la Terre et de l'Univers*, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, France. Master Thesis, 34 p.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, v. 35, 1-43.
- Colella, A., 1988. Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, v. 16, p. 1031-1031.
- Dávila, D., 1987. Estratigrafía cenozoica del valle del río Grande, cuenca de Pisco, Perú. Boletín Sociedad Geológica del Perú, Tomo 80, p. 65-76.
- 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.
- 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.
- 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.
- Di Celma, C., Cantalamessa, G., 2007. Sedimentology and high-frequency sequence stratigraphy of a forearc extensional basin: The Miocene Caleta Herradura Formation, Mejillones Peninsula, northern Chile. *Sedimentary Geology*, v. 198, p. 29-52.
- Dúndar, R.B., Marty, R.C., Baker, P.A., 1990. Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 77, (3-4), p. 235-261.
- Ellison, R.A., Klinck, B.A., Hawkins, M.P., 1989. Deformation events in the Andean orogenic cycle in the Altiplano and Western Cordillera, southern Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 2, (3), p. 263-276.
- Fernández, M., 1993. Geología de los cuadrángulos de Pisco, Punta Grande, Ica y Córdova. INGEMMET, Lima, Perú. Boletín N° 47, Serie A: Carta Geológica Nacional, 62 p.
- Haq, B., Hardenbol, J., Vail, P., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, v. 235, p. 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.
- HUNT OIL, 2002. TEA VIII Progress Report of the Pisco Basin. Internal Report.
- Ibaraki, M., 1992. Neogene planktonic Foraminifera of the Camana Formation, Peru: Their geologic age and implications. *Reports of Andean Studies*, Shizuoka University, Special Volume, v. 4, p. 9-19.
- INGEMMET, 2016. Base de datos geocronologica en territorio Peruano. INGEMMET, Dirección de Geología Regional, Tabla en Excel (<http://www.ingemmet.gob.pe/bases-de-datos>).
- 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 Incapucquio Fault System, Southern Peru. V International Symposium on Andean Geodynamics ISAG, Extended Abstracts. Toulouse, France, p. 319-321.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, (3), p. 341-361.

- Jordan, T.E., Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and basin tectonics of the Andes Mountains, 20°–28° South latitude. *AAPG Bulletin*, v. 71, p. 49-64.
- Juez-Larré, J., Kukowski, N., Dunai, T., Hartley, A., Andriessen, P., 2010. Thermal and exhumation history of the Coastal Cordillera arc of northern Chile revealed by thermochronological dating. *Tectonophysics* 495, p. 48-66.
- León, W., Aleman, A., Rosell, W., Torres, V., De la Cruz, O., 2008. Estratigrafía, Sedimentología y Evolución Tectónica de la Cuenca Pisco Oriental. Dirección de Geología Regional, INGEMMET, Lima, Peru. Boletín N° 27, Serie D: Estudios Regionales, 161 pp.
- 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., DeVries, T., Barrón, J., Fourtanier, E., 1988. Oligo-Miocene transgression along the Pacific margin of South America: new paleontological and geological evidence from the Pisco basin (Peru). *Géodynamique*, v. 3, (1-2), p. 25-37.
- 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.
- 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.
- Marocco, R., Muizon, C., 1988. Le bassin Pisco, bassin Cenozoïque d'avant arc de la cote du Perou central: Analyse géodynamique de son remplissage. *Géodynamique*, v. 3, (1-2), p. 3-19.
- Marocco, R., Delfaud, J., Lavenue, A., 1985. Ambiente deposicional de una cuenca continental intramontañosa andina: el Grupo Moquegua (sur de Perú) primeros resultados. *Sociedad Geológica del Perú*, Boletín N° 75, p. 73-90.
- McClay, K., Bonora, M., 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, v. 85, (2), p. 233-260.
- Mendivil, S., 1983. Estratigrafía sedimentaria y volcánica del Terciario en la faja costanera del sur del Perú. *La Picota*, v. 1, (1), p.1-29.
- Naeser, N.D., Zeitler, P.K., Naeser, C.W., Cerveny, P.F., 1987. Provenance studies by fission-track dating of zircon-Etching and counting procedures. *Nuclear Tracks Radiat Measurements*, v. 13, p. 121-126.
- 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., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., (Eds.), *The Andes, Active Subduction Orogeny*, p. 1-27.
- Palacios, O., Chacón, N., 1989. Evolución geomofológica del territorio Peruano. *Sociedad Geográfica de Lima*, 12 p.
- Palacios, O., 1995. Geología del Perú. Dirección de Geología Regional (INGEMMET), INGEMMET, Perú. Boletín N° 55, Serie A: Comisión Carta Geológica Nacional, 156 p.
- Pecho, V., Morales, G., 1969. Geología de los Cuadrángulos de Camaná y La Yesera. *Carta Geológica Nacional, INGEMMET, Perú*. Boletín N° 21, (A), 72 p.
- Peña, D., Jacay, J., Sempere, T., 2004. Estudio preliminar de los depositos deltaicos (Mioceno superior) del Rio Tambo (Punta de Bombon, Arequipa). XII Congreso Peruano de Geología, Perú. Resúmenes Extendidos, p. 509-512.
- PERUPETRO, 2003. *Peruvian Petroleum, A Renewed exploration opportunity*. Lima, Perú, Report of PERUPETRO, 159 p.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Zeitler, P.K., 2005. Past, Present, and Future of Thermochronology. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 58, p. 1-18.
- Reiners, P.W., 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Mineralogical Society of America*, v. 58, p. 151-179.
- Rivera, R., 1950. Geología del Valle de Camaná y Majes. Tesis de Grado. Universidad Nacional San Agustín, Arequipa.
- 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*, v. 25, (3), 29 p.
- Sánchez, A., Rosell, W., Raymundo, T., 2000. Memoria explicativa de la revisión geológica en los cuadrángulos de Punta del Bombón (35s), La Clemesí (35t), Ilo (36t), Locumba (36u), La Yarada (37u), Tacna (37v), Huaylillas (37x), Juli (33y), Pizacoma (34y) e Isla Anápiá (33z), Franja 1. Reporte Interno. INGEMMET, Dirección de Geología Regional, Perú, 40 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., Hindle, D., Kley, J., Elger, K., Victor, P., Schemmann, K., (Eds.), *The Andes, Active Subduction Orogeny*, p. 285-301.
- Schildgen, T., Hodges, K., Whipple, K., Pringle, M., van Soest, M., Cornell, K., 2009. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics*, v. 28, 21 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., Jacay, J., 2006. Estructura tectónica del sur del Perú (Antearco, arco, y Altiplano suroccidental).

- XIII Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, Resúmenes Extendidos, p. 324-327.
- Sempere, T., Fornari, M., Acosta, J., Flores, A., Jacay, J., Pena, D., Roperch, P., Taipe, E., 2004. Estratigrafía, geocronología y paleotectónica de los depósitos de antearco del sur del Perú. XII Congreso Peruano de Geología. Sociedad Geológica del Perú, Resúmenes Extendidos, p. 533-536.
- Smyth, H., Morton, A., Richardson, N., Scott, R., 2012. Sediment provenance in hydrocarbon exploration and production: an introduction. Geological Society London. Hydrocarbon Exploration and Production 386, 6 pp.
- Steinmann, G., 1930. Geologie von Peru. Winter, Heidelberg, 448 p.
- 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, v. 3, p. 47-57.
- Vail, P., Mitchum, J.R., Thompson, N., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea level, Part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap. AAPG Bulletin, Memoir 26: Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration, p. 63-81.
- 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. Tesis de Grado. Universidad San Antonio de Abad del Cusco, Perú, 182 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 N° 5, p. 125-141.
- von Huene, R., Pecher, I.A., Gutscher, M.A., 1996. Development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. Tectonics, v. 15 (1), p. 19-33.
- von Huene, R., Kulm, L.D., Miller, J., 1985. Structure of the frontal part of the Andean Convergent Margin. Journal of Geophysical Research, v. 90, (B7), p. 5429-5442.
- Williams, G.D., 1993. Tectonics and seismic sequence stratigraphy: an introduction. Geological Society Special Publication, v. 71. In: Williams, G.D., Dobb, A., (Eds.), Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy, p. 1-13.