

Episodios tectonosedimentarios de la cuenca Limón Sur

Tectonosedimentary episodes of the South Limón Basin

Giovanni Bottazzi-Basti*, Luis G. Obando-Acuña y José A. Fernández-Solorzano

Geólogos consultores, San José, Costa Rica
*Autor para contacto: giovabota@gmail.com

(Recibido: 17/11/2020; aceptado: 24/01/2021)

ABSTRACT: The study area is located on the South Limón back-arc basin, on the southeastern part of Costa Rica. The objective of this research is the study of sedimentologic-stratigraphic sequences, referenced to the tectonic framework of Costa Rica. The methodology involved literature review and field work to develop a sedimentologic framework, sequence stratigraphy and tectonic analysis with reference to main regional events of Costa Rica. The conformation of South Limón Basin, since Upper Cretaceous, presents a predominant progradational stratigraphy. Its filling, during Cenozoic time, is documented sedimentologic and sequentially, and correlates with main regional and local tectonic events, in concomitance with eustatic changes, which evidence particular characteristics, inducing a geographic and environmental evolution, differentiated from other basins. Its paleogeographic evolution is consistent with sedimentary systems that show this progradation; starting on abyssal basin environments up to its fullness, during Upper Tertiary and Early Quaternary, by alluvial and shallow marine sedimentary systems. Particularly, the last compressive tectonic stage, documented on the sedimentologic record, since Miocene, is directly related to seismic mechanisms, analogous to the event of April 1991 that resulted in the Limón earthquake.

Keywords: South Limon; Back-arc Basin; Overthrust Belt; Compressive Phases; Eustatic Changes; Sedimentology; Deformed Belt.

RESUMEN: El área de estudio se encuentra en la cuenca Tras-arco de Limón Sur, ubicada en la parte sur-oriental de Costa Rica. La investigación tiene como objetivo el estudio sedimentológico-estratigráfico secuencial con referencias al marco tectónico de Costa Rica. La metodología de investigación involucró la investigación bibliográfica, así como trabajo de campo para la elaboración de estudios sedimentológicos, estratigrafía de secuencias y tectónicos con referencia a eventos mayores regionales de Costa Rica. La conformación de la cuenca de Limón Sur a partir del Cretácico Superior, presenta una estratigrafía predominantemente progradacional. Su colmatación, durante el Cenozoico se documenta sedimentológica y secuencialmente, y se correlaciona con los principales eventos tectónicos regionales y locales en concomitancia con los cambios eustáticos, que evidencian características particulares que inducen una evolución geográfica y ambiental diferenciada de otras cuencas. Su evolución paleogeográfica es consecuyente con los



sistemas sedimentarios que acusan esta progradación; iniciando en ambientes de cuenca abisal hasta su colmatación, durante el Terciario superior e inicios del Cuaternario, mediante sistemas sedimentarios aluviales y marino someros. Particularmente, la última etapa tectónica compresiva, documentada en el registro sedimentológico, a partir del Mioceno está directamente relacionada con mecanismos sísmicos análogos al evento acaecido en abril de 1991 que resultó en el terremoto de Limón.

Palabras claves: Limón Sur; cuenca tras-arco; cinturón de sobrecorrimiento; fases compresivas; cambios eustáticos; sedimentología; cinturón deformado.

INTRODUCCION

La presente investigación, tiene como objeto brindar un panorama geológico global de la cuenca de Limón Sur y su relación con los diferentes eventos tectónicos que han afectado la región; documentados mediante las etapas compresivas descritas durante el Terciario (Gursky, 1988) hasta la actualidad (terremoto de Limón 1991).

La cuenca de Limón Sur, es una cuenca Tras-arco ubicada en la parte sur-oriental de Costa Rica. Corresponde con una franja rectangular que se extiende hacia el suroeste desde la plataforma marina en el Caribe hasta el pie de la Cordillera de Talamanca. Al noroeste, inicia con el arco volcánico cuaternario y se prolonga hacia el sureste hasta la provincia de Bocas del Toro en territorio Panameño (Fig. 1). Limita al norte con la cuenca de Limón Norte, separada por los altos estructurales de Moín (Brandes, Tanner, y Winsemann, 2016), Parismina, Barbilla y Las Animas (Fernández, Bottazzi, Barboza, y Astorga, 1994), correspondiendo con el borde externo de la extensión hacia tierra del Cinturón Deformado de Panamá. Al suroeste limita con la cordillera de Talamanca, la que constituye el arco magmático.

METODOLOGÍA

Se realizó la integración de los tratados geológicos existentes, sobre la geología de la cuenca Limón Sur, con énfasis en la estratigrafía y tópicos sedimentológicos, así como los eventos tectono-sedimentarios y vulcanológicos a nivel nacional.

Por otra parte, el trabajo de campo está sustentado en las campañas de exploración petrolera realizada para la Refinadora Costarricense de Petróleo (Recope) durante el proyecto de geología de Limón Sur campañas 1986-1989, las cuales consistieron en levantamiento y verificación de campo de secciones sedimentológicas representativas y aptas geográficamente para su correlación (litológicas, paleontológicas, secuencias sedimentológicas y sísmica) con localidades tipo conocidas y espacialmente distribuidas para una apropiada correlación y modelaje de la cuenca.

Por último, se elaboraron modelos de correlación entre secuencias estratigráficas, los eventos tectónicos documentados y los cuadros de estratigrafía de secuencias regionales y mundiales.

Para la definición de la estratigrafía de secuencias se identificaron secuencias sedimentarias de primer y segundo orden, que pueden ser correlacionadas a nivel regional (*sensu* Astorga et al., 1991 y Fernández et al., 1994), tomando en cuenta los límites secuenciales identificados o deducidos localmente, dadas las tendencias de las asociaciones de facies y su integración bajo las perspectivas del efecto y causa que inducen determinados ambientes sedimentarios. Así, las sucesiones sedimentarias son ajustadas cronoestratigráficamente, considerando la correlación de tendencias de facies sedimentológicas, la relación entre sistemas sedimentarios interpretados y la identificación de superficies discordantes o paraconformes, con los eventos tectónicos regionales y los cambios eustáticos durante el Cenozoico definidos a nivel mundial por Vail y Mitchum, (1979); Hag, Hardenbol y Vail, (1988), Hardenbol, Thierry, Farley, Jacquín, De Graciansky y Vail, (1998).

Adicionalmente se toma en cuenta la relación con las fases compresivas definidas por Gursky (1988) y el dominio tectónico asignado por Bottazzi (2016), así como los eventos volcánicos definidos en la historia magmática de Talamanca (Alvarado y Gans, 2012).

La identificación de horizontes sísmicos calibrados con perforaciones estratigráficas (Barboza, Fernández, Calvo, Laurito, y Morales, 1987) constituye un elemento adicional para dar sustento a esta correlación de secuencias tectono-sedimentarias.

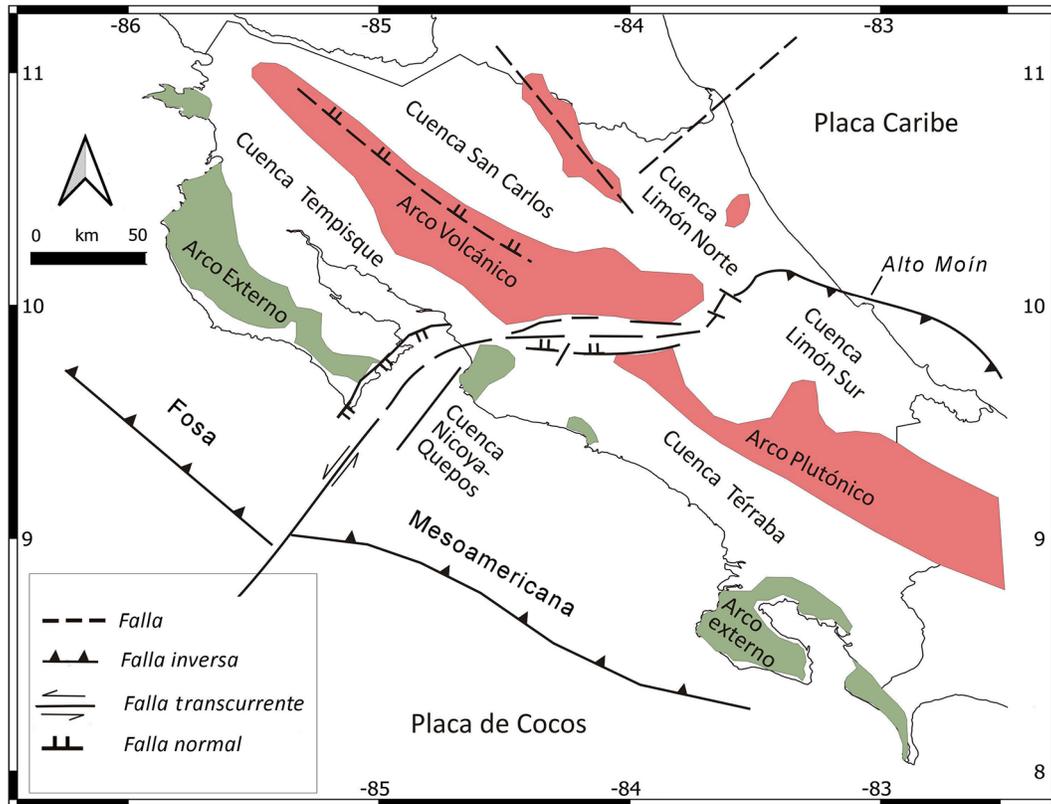


Fig. 1: Mapa morfoestructural de Costa Rica. Ubicación de cuencas sedimentarias (Modificado de Bottazzi, 2016).

MARCO TECTÓNICO

Según Bottazzi (2016), la historia tectónica de la cuenca Limón Sur puede ser resumida de la siguiente manera:

A partir del Cretácico inicia con la subducción de la placa oceánica Farallón por debajo de la placa Caribe en la Fosa Mesoamericana y hasta el Eoceno medio se manifiesta un evento distensivo que resulta en la formación del arco volcánico primitivo (Fernández et al., 1994). En el área tras-arco se formó la Cuenca Limón Sur y se depositaron secuencias carbonatadas pelágicas y hemipelágicas incluidas dentro de la Formación Chanquinola (Cretácico tardío) de Panamá y presentes en la sección del Río Lari (Paleoceno a Eoceno medio (Fisher y Pessagno, 1965).

Durante el Eoceno medio tardío, un régimen compresivo se estableció como resultado, probablemente de los movimientos convergentes entre las placas Norte y Sur América (Gursky, 1988) originando una serie de paleo-altos, con dirección Este-Oeste hacia el borde Norte de la cuenca (Brandes, Astorga, Back, Littke, Winsemann, 2007; Brandes et al., 2016).

Es así como el arco de islas primitivo fue sometido a una etapa compresiva, que provocó su levantamiento y erosión de las antiformal y acumulación de “slumps” en las sinformas (Seyfried et al. 1987). Estas antiformal pudieron haber constituido altos y bajos estructurales en la región del tras-arco, con su respectiva sedimentación turbidítica hacia el talud y el desarrollo de ambientes neríticos y de rampas carbonatadas tanto en las partes cuspidales de las antiformal como en el margen de la cuenca durante el Eoceno superior (Bottazzi, 2016).

En el Oligoceno inferior el levantamiento por compresión continuó de tal forma que el arco andesítico comenzó a ser erosionado alcanzando incluso, hasta el nivel de las intrusiones subvolcánicas (Seyfried et al., 1987; Vail y Mitchum, 1979).

Esta fase culmina en el Oligoceno superior coincidiendo con una drástica caída del nivel del mar (Hardenbol, et al., 1998).

Durante el Mioceno, la colisión del Bloque de Panamá contra la Placa Suramericana resultó en la estructuración del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, del cual forman parte los cinturones de sobrecorrimiento de la Cuenca Limón Sur (Astorga et al., 1991; Brandes, et al., 2016; Brandes et al., 2007; Pindell, Cande, Pitman, Rowley, Labrecque y Haxby, 1988; Vitali, Mauffret, Kenyon y Renard, 1985). Asociado a esto, tuvo lugar el emplazamiento del plutón de Talamanca con dirección NW-SE, la concomitante subsidencia de la cuenca de Limón (Rivier, 1985) y la fuerte regresión marina en el Mioceno superior temprano (Vail y Mitchum, 1979). Estas condiciones, conforman un ambiente sedimentológico apropiado para el desarrollo de costas progradantes de tipo lobuladas, implicando así un régimen erosivo activo en las zonas emergidas y una alta sedimentación en las cuencas marginal - marinas por medio de deltas dominados por oleaje (Bottazzi, 2016).

Desde inicios del Plioceno hasta la actualidad, la fase compresiva se intensificó por el reciente arribo, colisión y subducción de la Dorsal Asísmica del Coco (De Boer, Drummond, Bordelon, Defant, Bellon y Maury, 1995; Gräfe, Frisch, Villa y Meschede, 2002) que levantó la Cordillera de Talamanca y ocasionó la depositación de las secuencias de abanicos aluviales de la Formación Suretka, rellenando la cuenca Limón Sur (Bottazzi, 2016).

Desde el punto de vista estructural, se destacan los paleo-altos estructurales conformados durante la tectónica compresiva del Eoceno al norte de la cuenca y que sirvieron de contrafuerte para las estructuras miocénicas asociadas al Cinturón Deformado Del Norte de Panamá, las cuales, en el borde norte cambian su orientación suroeste-noreste (Fernández et al., 1994; Brandes et al., 2016; Brandes et al., 2007).

El Cinturón de Empuje y Corrimiento en el Mioceno superior (Fernández et al., 1994; Bottazzi, Fernández, y Barboza, 1994), constituye una extensión del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Vitali et al., 1985).

Este cinturón está conformado por dos fajas de deformación (Fig. 2), donde se concentran los principales pliegues anticlinales y fallas asociadas; pudiéndose diferenciar una faja compresiva interna (Cinturón Interno) que se extiende tierra adentro en sentido noroeste-sureste y una faja de compresión externa (Cinturón Externo) desarrollada paralelamente costa afuera en el mismo sentido.

Secciones sísmicas calibradas con pozos petroleros, perpendiculares a la línea de costa y por ende a los cinturones de corrimiento, documentan, interpretativamente, la existencia de paquetes sedimentarios delimitados mediante horizontes bien definidos que están deformados y fallados en forma inversa, corroborando la presencia de estos frentes de sobrecorrimiento (Cinturón de Sobrecorrimiento Externo y el Cinturón de Sobrecorrimiento Interno) (Fig. 3). En estas secciones se han establecido una serie de reflectores sísmicos (*sensu* Barboza et al., 1987. en Fernández et al., 1994) que pueden ser correlacionados con diferentes horizontes estratigráficos y secuenciales bien definidos para la cuenca, de la siguiente forma (Bottazzi 2016):

- a) Reflector base del Eoceno (bE) correspondiente al horizonte púrpura definido dentro de la Formación Tuis por Barboza et al. (1987).
- b) Reflector tope del Eoceno (tE) asociado al límite superior de la Formación Tuis e identificado como el horizonte azul (Barboza et al., 1987).
- c) Reflector piso del Oligoceno superior (pOS) u horizonte magenta (Barboza et al., 1987) correlacionado con una clara discordancia desarrollada dentro de la Formación Senosri y base de la formación Calizas Barbilla (Fernández et al., 1994, Bottazzi et al., 1994, Bottazzi 2016).
- d) Reflector base del Mioceno (IMO) o verde correspondiente al límite inferior de la Formación Uscari. (Barboza et al., 1987).
- e) Reflector límite Mio/Plioceno (IMP) designado como horizonte rojo por Barboza et al. (1987), y correspondiente a una discordancia entre el miembro medio y superior de la Formación Río Banano (Bottazzi, 2016).

ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la cuenca de Limón Sur (Figs. 2 y 4), según Bottazzi (2016) está basada en Sprechmann, Astorga, Calvo y Fernandez, (1994), y se transcribe brevemente de la siguiente manera:

- a) Formación Changuinola (Kch): del Campaniano superior y Maestrichtiano inferior.

Las asociaciones de facies asignadas a esta formación, no han sido descritas en el área de estudio propiamente dicha, pero sí interpretadas como las rocas sedimentarias que conforman la base conocida de la columna litoestratigráfica de la cuenca,

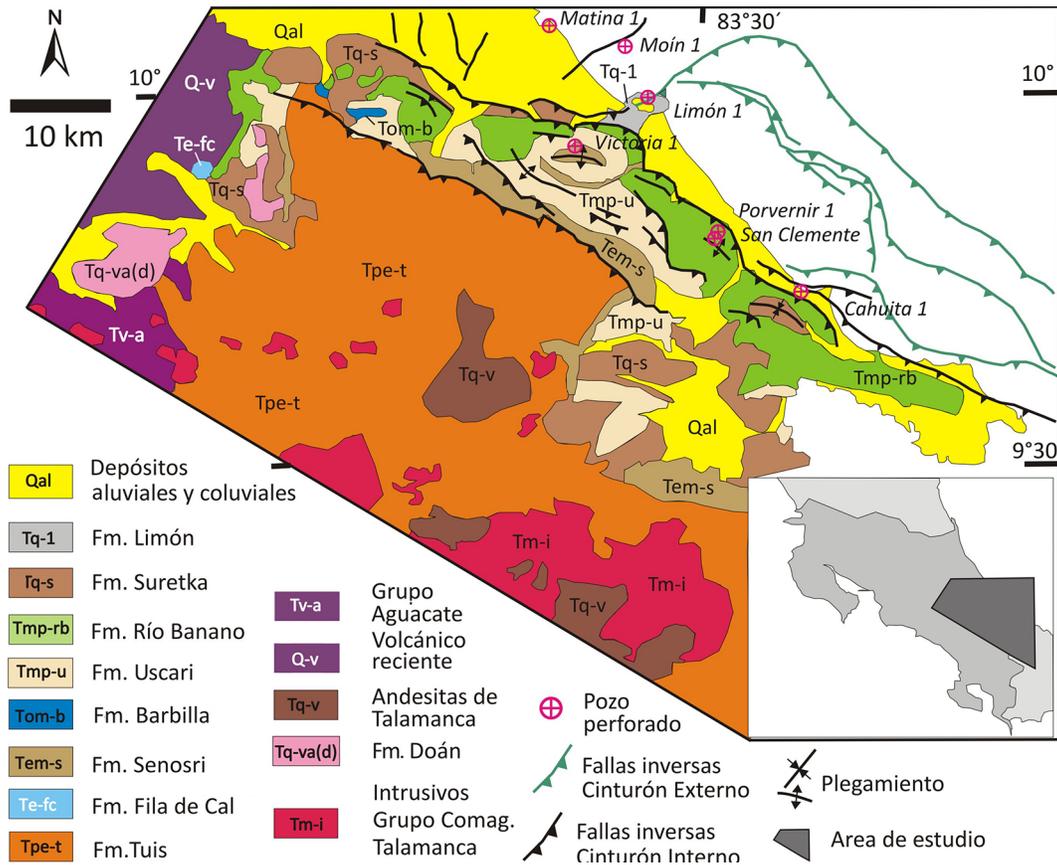


Fig.2: Mapa geológico de la cuenca Limón Sur. Obsérvese la disposición de los cinturones de empuje Interno y Externo. (Tomado de Fernández, 1997).

descritas en territorio panameño por diferentes autores y reinterpretadas posteriormente (Fisher y Pessagno, 1965; Fernández, 1987; Bottazzi et al., 1994). Es importante aclarar que el basamento no aflora el área de estudio.

Son calcilitas intercaladas por sedimentos volcánico-sedimentarios y flujos de lava que afloran en el área del río Changuinola (Panamá). Por su parte Fernández (1987) las describe como facies calcáreas micríticas con fauna pelágica y delgadas intercalaciones tobáceas, se correlaciona con el sistema sedimentario abisal o plano de cuenca. Facies similares carbonatadas fueron descritas para una sección alta del Río Lari y datadas del Paleoceno-Eoceno medio por Fisher y Pessagno (1965).

b) Formación Tuis (Tpe-t): Paleoceno-Eoceno medio (Fernández et al., 1997). Está conformada por facies volcánicas de ruditas y areniscas gruesas asociadas a facies de lodolitas hemipelágicas (Fernández, 1987) y se intercalan con lavas andesíticas y basálticas e intruídas por diabasas probablemente relacionadas con el vulcanismo basáltico submarino de Talamanca o Vulcanismo Basáltico de Fondo Oceánico del Eoceno inferior a medio (Alvarado y Gans, 2012).

Su ambiente de sedimentación se relaciona con un sistema sedimentario batial, desarrollado como delantales volcánicos ("volcanic apron"), a partir de la actividad volcánica inducida durante la instauración del arco de islas primitivo cuyos aparatos introdujeron al ambiente marino de depositación, una topografía abrupta caracterizada por empinados taludes, una eficiente área de aporte y un escenario energéticamente extremo.

c) Formación Calizas Las Animas (Te-fc): del Eoceno superior referida en Fernández (1987) y Bottazzi et al., (1994) o Formación Fila De Cal (Sprechmann et al., 1994). Fernández (1997) clasifica a las Calizas Las Animas como un miembro de la Formación Fila de Cal y consiste de grandes concentraciones de macroforaminíferos asociados a corales, hidrozoos, gastrópodos y algas calcáreas en colonias u oncoides, inmersos en una matriz intersticial micrítica. En trabajos de campo más recientes se han reportado niveles de corales en posición vital en el margen izquierdo del río Reventazón.

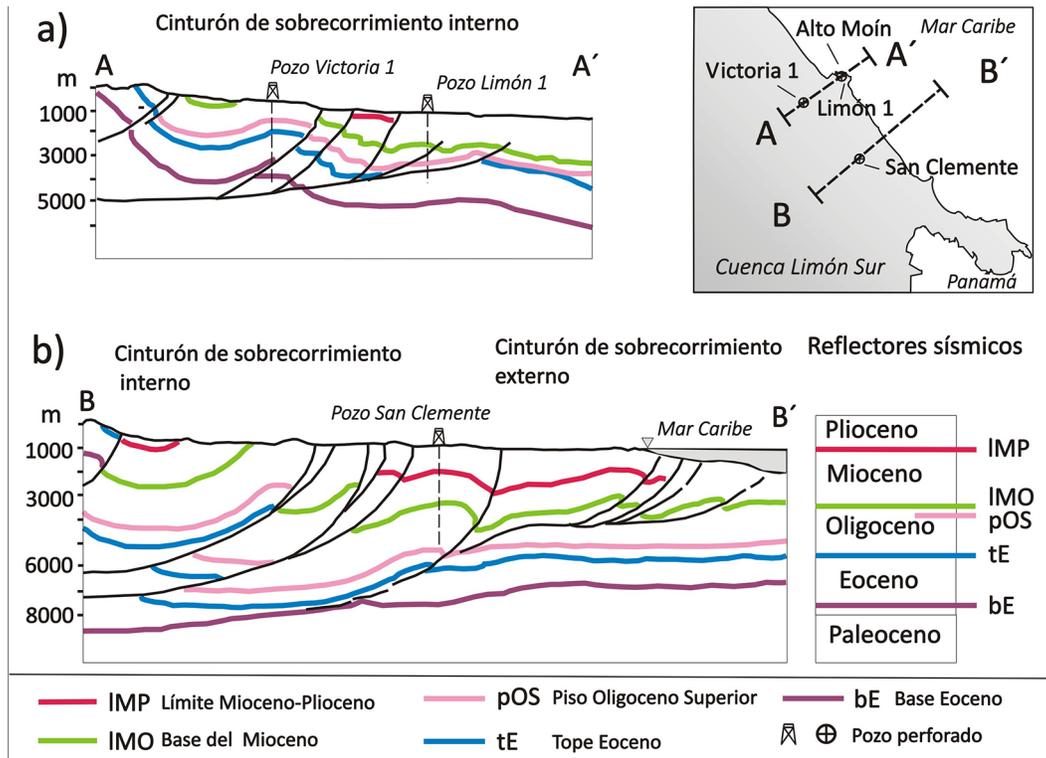


Fig. 3: Secciones sísmica interpretadas a partir de correlación con geología de superficie y de pozos perforados, trazadas en forma perpendicular a la línea de costa; en las cuales se destacan los cinturones de sobrecorrimiento interno y externo. Se muestran los reflectores sísmicos límite Plioceno-Mioceno (IMP), base del Mioceno (IMO), piso del Oligoceno superior (pOS), tope del Eoceno (tE), base del Eoceno (bE). Modificado de Fernández et al. (1994).

Esta formación se relaciona con un sistema sedimentario nerítico carbonatado constituido por edificios arrecifales insulares desarrollados en la periferia de altos estructurales o edificios volcánicos inactivos preexistentes (Bottazzi, 2016).

d) Formación Senosri (Tem-s): Eoceno medio a Mioceno temprano basal (Bottazzi et al., 1994; Fernández, 1987; Fernández, 1997).

Corresponde con una alternancia de calcilitas y limolitas, intercalada con estratos de areniscas calcáreas o volcánicas y gravas lodosas (ruditas). En general se identifican como parejas de estratos decimétricos de arenas y lodos a veces interrumpidas por estratos métricos de areniscas gruesas y gravas. Sus facies se han interpretado como de talud levemente empinado asociadas a un sistema sedimentario batial donde se desarrollan taludes deposicionales y cuñas de progradación (“slope apron”), cuya depositación se da por mecanismos alternos de progradación de turbiditas y agradación de lodos hemipelágicos con algunas intercalaciones de depósitos de flujo de escombros y de granos silicoclásticos y carbonatados (Bottazzi et al., 1994; Fernández, 1987).

Las sucesiones sedimentarias atribuidas a las facies de talud deposicional o talud levemente empinado, están sobreyaciendo transicionalmente a los depósitos de “volcanic apron” y se presentan como una serie que se alterna, en cuanto al predominio del componente carbonatado en contraposición al componente predominantemente volcánicoclástico.

e) Formación Calizas Barbilla (Tom-b): Oligoceno superior al Mioceno inferior temprano (Barboza et al., 1987; Bottazzi et al., 1994).

Está constituida por horizontes ricos en algas rojas, macroforaminíferos y fragmentos de otros organismos sésiles. Corresponde a barras arenosas cuyos principales componentes son esqueletos de macroforaminíferos y algas rojas, y facies lagunares con oncoides algales y esqueletos de macroforaminíferos soportados por una matriz micrítica (Barboza et al., 1987; Bottazzi et al., 1994).

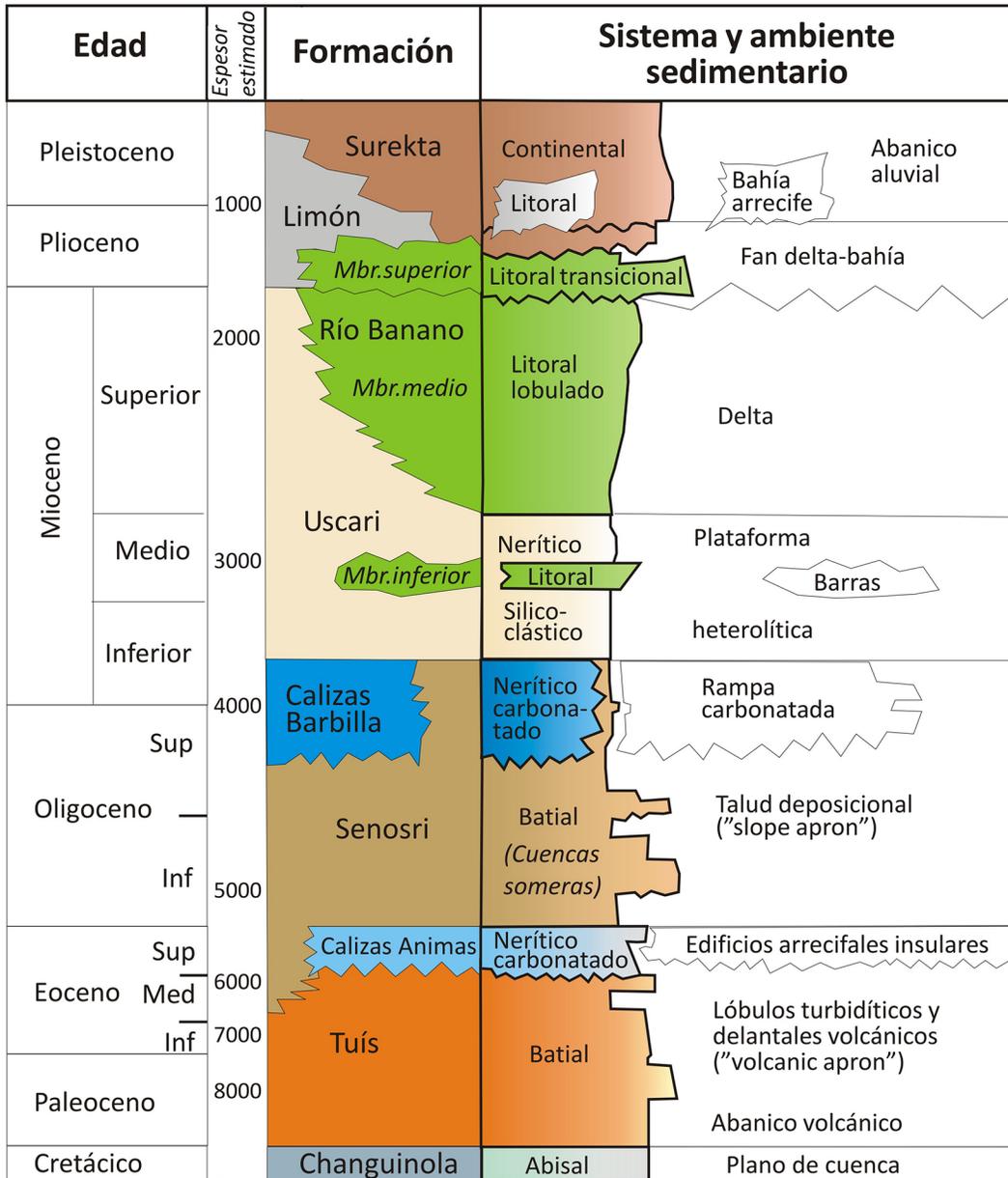


Fig. 4: Columna estratigráfica de la cuenca de Limón Sur, basada en Bottazzi, (2016).

Estas calizas se correlacionan con las que afloran en el tajo Jesús María de Turrialba, Cartago, Costa Rica y son incluidas en la Formación Punta Pelada (Sprechmann et al., 1994).

Correlativamente, las calizas del Oligoceno superior- base del Mioceno inferior de la cuenca de Limón Sur, corresponden al sistema sedimentario nerítico carbonatado en sus facies de rampas carbonatadas desarrolladas durante ese periodo y caracterizada por abultamientos incipientes de macroforaminíferos y algas rojas (Barboza et al. 1987; Bottazzi et al. 1994). Por su parte, Aguilar y Cortés (2001), agregan las facies de arrecifes de parche asociadas a las facies lagunares desarrolladas en estrechas plataformas en áreas poco profundas y posiblemente marginales.

f) Formación Uscari (T_{mp-u}): Bottazzi, (2016) estima que su rango de edad va desde el Mioceno inferior hasta la base del Plioceno, aunque otros autores como Fernández, (1987) y Sprechmann et al., (1994) restringen su rango al Mioceno inferior, medio y superior. Está representada por lodolitas, lutitas agradacionadas y areniscas las cuales son correlacionadas con el sistema sedimentario nerítico silicoclástico en sus facies heterolíticas del Mioceno (Bottazzi 2016). Este conjunto de facies heterolíticas y lodosas con estructuras asociadas a oleaje y tormentas tales como “hummocky cross stratification”, depósitos gradados, “ripples” simétricos y asimétricos, laminaciones inclinadas y niveles de acumulaciones de restos fósiles y clastos arrancados del fondo; llevan a concluir que el ambiente de sedimentación corresponde a una plataforma dominada por oleaje y tormentas (“storm and wave dominated shelf” y/o a una plataforma lodosa más bien prodeltaica (Bottazzi, 2016).

Las secciones completas, que agrupan las diferentes asociaciones de facies características de los ambientes afines a la plataforma externa, puede ser dividida en dos ciclos sedimentarios claramente progradantes, coronadas por depósitos sublitorales (Bottazzi, 2016).

El primer ciclo abarca un periodo comprendido entre el Mioceno inferior y la base del Mioceno medio. Este ambiente es caracterizado por asociar facies lodosas, con algunas intercalaciones y lentes de arenisca las cuales van en incremento hacia el techo, donde predominan las intercalaciones de areniscas, lutitas y facies dominadas por arena donde es común la presencia de concreciones calcárea asociadas a acumulación de fósiles y a estructuras de bioturbación.

El segundo ciclo comprende del Mioceno medio al tope del Mioceno superior y Plioceno, es interpretado como una Plataforma lodosa o prodelta. Se caracteriza por ser predominantemente arcilloso en su base, con laminación paralela milimétrica marcada por contenidos diferenciales de materia orgánica de origen continental.

g) Formación Río Banano (T_{mp-rb}): Mioceno medio-base del Plioceno (Bottazzi, 2016). Está representada principalmente por potentes bancos de areniscas finas, medias y guijarrosas pobres o ausentes de cemento carbonatado, hacia el techo, estas litologías se relacionan con mantos de carbón y bancos conglomeráticos (Bottazzi et al., 1994; Obando, 2000; Obando y Bolaños, 2007).

Los cuerpos arenosos del Mioceno medio, Mioceno superior y Plioceno basal, que por su composición y estructuras sedimentarias representan un ambiente muy somero influenciado por una clara interacción entre los procesos litorales de cuenca y continentales; pueden ser clasificados en tres miembros dentro de esta formación:

1) El Miembro inferior (Mioceno medio). Corresponde con facies de areniscas que se interdigitan con lutitas terrígenas que por su litología son atribuidas a las facies lodosas o prodeltaicas de la formación Uscari. Se interpretan como depósitos arenosos de barras elongadas o “strand plain” (Bottazzi et al., 1994) asociados al sistema sedimentario nerítico silicoclástico y barras de arena en su asociación de facies de barras costeras deformadas por corrientes marinas (“*strand plain*”). Desde el punto de vista sedimentológico, las litofacies arenosas del Mioceno medio representan la sedimentación costera en la plataforma lodosa en ese periodo, por lo que se puede interpretar que el miembro de Río Banano se encuentra interdigitado con la Formación Uscari. Esto, podría verificarse en el futuro con levantamientos más detallados. Así quizás el Miembro inferior de Río Banano no sería más que la “playa” de la plataforma heterolítica, hecho que podrá ser resuelto con el levantamiento de secciones sedimentológica de alta resolución.

2) El Miembro medio, se refiere a la sedimentación arenosa durante el Mioceno superior. Está caracterizado por potentes bancos arenosos que en conjunto sobrepasan los 1000 m de espesor, con una clara tendencia progradacional, y suelen estar coronados por delgados eventos limosos muy ricos en materia orgánica continental, mantos de carbón y areniscas guijarrosas. Estos depósitos se atribuyen al sistema sedimentario litoral deltaico del Mioceno superior (Bottazzi, 2016) en concordancia con interpretaciones de Sandoval (2009), que aluden a ambientes de depositación parálisis y bosques de manglares asociados.

3) El Miembro superior caracteriza la base del Plioceno y se encuentra coronando la sucesión sedimentaria litoral o plataforma interna, en forma discordante.

Corresponde a una sucesión de facies areno-conglomerática de espesor variable representado por bancos hectométricos de paquetes conglomeráticos con bases erosivas en contacto neto e interstratificados con areniscas y lutitas, fosilíferas y/o carbonosas, relacionados lateralmente con calizas atribuibles a barras carbonatadas y arrecifes de parche (Bottazzi et al., 1994; Fernández 1987).

Este miembro se interpreta como un sistema sedimentario litoral-transicional caracterizado por depósitos de abanicos aluviales costeros (“*fan deltas*”), bahías y esteros.

h) Formación Suretka (T_{Q-s}): Plio-Pleistoceno. Son depósitos conglomeráticos y arenosos con cemento silíceo y ausencia total de fósiles marinos, dispuestos en bancos hasta decamétricos amalgamados y que por su granulometría, grano-selección,

composición y estructuras sedimentarias (Bottazzi et al., 1994), se interpretan como abanicos aluviales desarrollados al pie de las cadenas montañosas, correlacionados con el sistema sedimentario continental del Plioceno y Pleistoceno.

i) Formación Limón (TQ-1): Plio-Pleistoceno (Bottazzi et al., 1994; Fernández et al., 1994; Sprechmann et al., 1994).

Los sedimentos marinos–someros de finales del Terciario al Cuaternario caracterizados por limos, arcillas fosilíferas ricas en materia orgánica de origen continental y calizas arrecifales, son correlacionados con un sistema sedimentario litoral–transicional, caracterizado por depósitos de bahías y estuarios que se desarrolla sincrónicamente en relación lateral con los depósitos continentales de la Formación Suretka.

ESTRATÍGRAFIA DE SECUENCIAS Y TECTONICA

Sedimentológicamente, en la cuenca Limón Sur se identifican tres secuencias mayores de primer orden con espesores medidos en secciones típicas que suman más de 8000 m. Estas secuencias están separadas entre sí por las discordancias de la base del Oligoceno superior y del Mioceno superior (Fig.5), identificadas en el historial tectono-sedimentario de la región y que fueron definidas como B, C y D según Astorga et al. (1991).

Secuencia B

La secuencia de primer orden B (Astorga et al., 1991) inicia en el Cretácico Superior y culmina, en concordancia con el descenso marcado del nivel del mar, en la base del Oligoceno superior (Hag et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Vail y Mitchum, 1979). Particularmente en la cuenca de Limón Sur el descenso relativo del nivel del mar en ese periodo (30 Ma), se ve incrementado y reflejado en el comportamiento sedimentario, por el dominio tectónico compresivo que imperó durante Eoceno medio y base del Oligoceno superior (Formación Calizas Barbilla), relacionado con la fase compresiva D3 del Eoceno medio-superior (*sensu* Gursky, 1988).

Esta secuencia (B) de acuerdo con las secciones medidas y su intercorrelación supera los 4000 m de espesor y está conformada por dos secuencias menores o de segundo orden (b1 y b2) (Fig.5).

A partir del Cretácico Superior, la secuencia de segundo orden b1, con más de 3000 m de espesor, se caracteriza en su base por rocas pelágicas de la Formación Changuinola (Cretácico/Paleoceno).

A partir del Paleoceno inferior, estos depósitos, son rápidamente sobreyacidos e intercalados por facies de la Formación Tuis del Paleoceno a Eoceno superior (Fernández, 1987) depositados entre el quiebre de la plataforma y el pie del talud en la forma de delantales volcánicos (“volcanic aprons” *sensu* Bottazzi, 2016) y lóbulos turbidíticos que paulatinamente transicionan a depósitos de delantales sobre el talud precesor (“slope aprons” *sensu* Bottazzi et al., 1994) atribuibles a facies volcaniclásticas del Eoceno medio de la Formación Senosri (Fernández, 1987). En ese periodo se da inicio el dominio tectónico compresivo del Eoceno medio-base del Oligoceno superior, documentado en su inicio, mediante la fase compresiva D3 del Eoceno medio-superior (*sensu* Gursky, 1988) y culmina en la base del Oligoceno superior. Durante este mismo periodo se instauran edificios volcánicos y se desarrollan delantales volcánicos en taludes empinados como consecuencia de la aparición de vulcanismo basáltico de fondo oceánico (Alvarado y Gans, 2012).

El reflector base del Eoceno (bE) probablemente responde al cambio de asociación de facies entre los depósitos asociados a los edificios volcánicos propiamente dichos y las facies turbidíticas volcaniclásticas dentro de la Formación Tuis (horizonte púrpura definido por Barboza et al., 1987). Hacia el centro de la cuenca prevalecen algunos eventos deposicionales carbonatados (calizas del Río Lari) que intercalan en la secuencia predominantemente volcaniclástica (Fisher y Pessagno, 1965).

La segunda secuencia de segundo orden (b2), abarca desde el Eoceno superior hasta el inicio del Oligoceno superior. El límite inferior de b2 lo constituye la discordancia de los 39,5 Ma, del Eoceno superior, relacionada con la caída del nivel del mar (Vail y Mitchum, 1979; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) y la tectónica compresiva que actuaron en conjunto en la cuenca. Los efectos del dominio tectónico compresivo (Eoceno medio–base del Oligoceno superior) indujeron la continuación en el desarrollo de altos estructurales en esa época (Fernández 1987; Seyfried et al., 1987; Brandes et al., 2007; Brandes, Astorga y Winsemann, 2008), como por ejemplo el Alto de Moín.

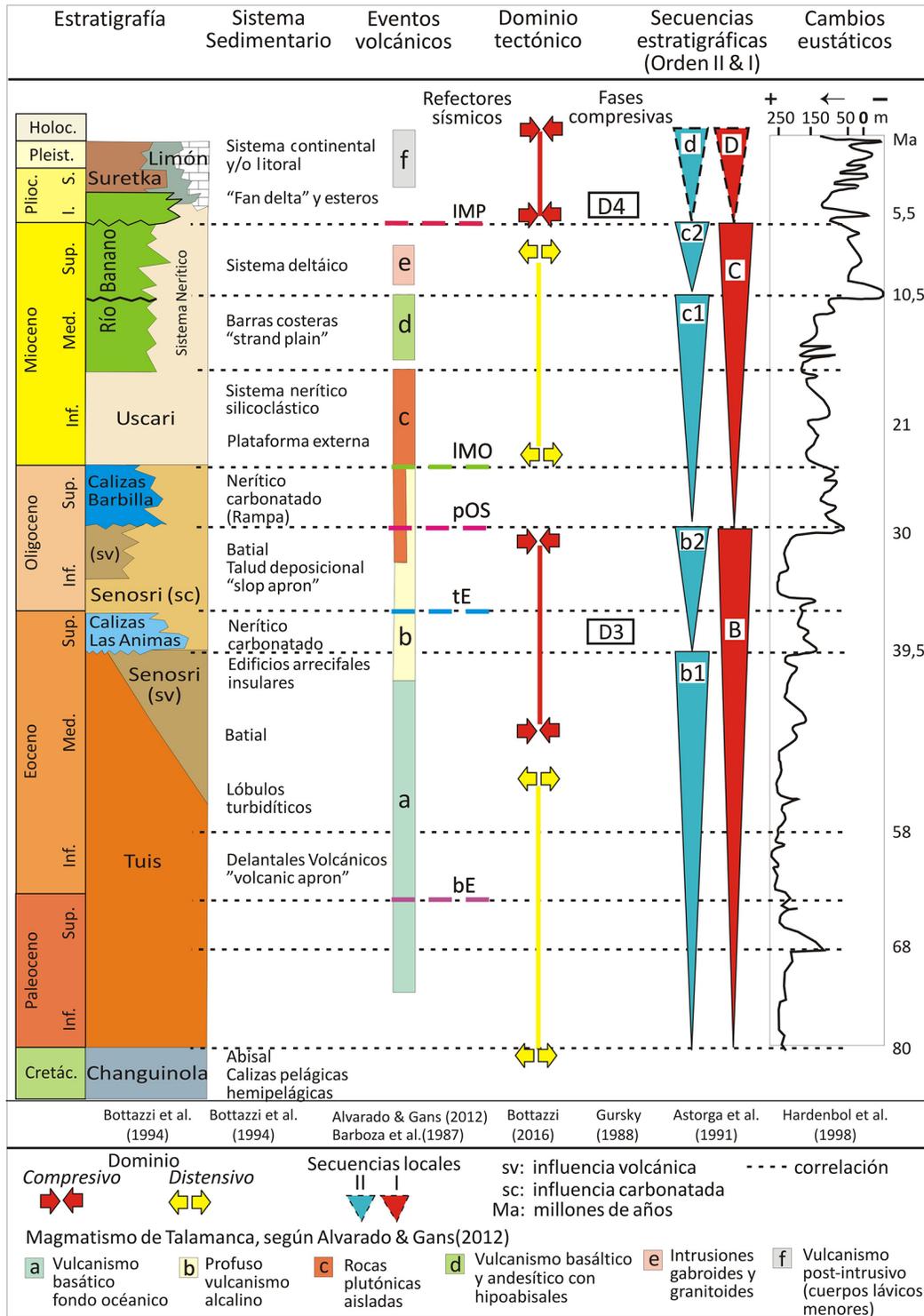


Fig. 5: Integración correlativa (Modificada de Bottazzi, 2016), se muestra la: Estratigrafía (Bottazzi et al., 1994); Sistema Sedimentario (Bottazzi 2016); Eventos volcánicos (Alvarado y Gans, 2012); Reflectores sísmicos (Barboza et al., 1987); Secuencias estratigráficas (Astorga et al., 1991) y Cambios eustáticos del Cenozoico (Harderbol et al., 1998).

Esta secuencia menor b2, se inicia con facies neríticas carbonatadas atribuibles a la formación Calizas Las Animas del Eoceno superior (Fernández, 1987) y series carbonatadas de talud asociadas a facies carbonatadas de talud deposicional de la Formación Senosri (Fernández, 1987), que incluyen flujos de escombros y de granos (“debris and grain flows”) constituidos por macroforaminíferos, oncoides algales y fragmentos volcánoclasticos (Bottazzi et al., 1994).

Hacia el techo de b2, las facies de lóbulos arenosos o areno/guijarrosos, limos y rocas hemipelágicas de composición predominantemente volcánoclastica (facies volcánoclasticas de talud deposicional de la Formación Senosri, *sensu* Fernández, 1987) se presentan interdigitando y sobreyaciendo a los depósitos carbonatados (Bottazzi et al., 1994).

En las áreas de cuenca, la secuencia de segundo orden b2, se caracteriza por una sucesión sedimentaria de turbiditas carbonatadas y depósitos volcánoclasticos de “slope aprons” de la Formación Senosri (Fernández, 1987), obedeciendo a las diferencias composicionales en las áreas de aporte. De tal forma que cuando en los altos estructurales se desarrollaban construcciones carbonatadas, dado el nivel del mar alto, los depósitos turbidíticos fueron de composición predominantemente carbonatada (Senosri (sc) en Fig.5); mientras que cuando el aporte se dio a partir de la erosión de rocas volcánicas preexistentes durante periodos de caída del nivel del mar y/o profusa actividad volcánica subalcalina (Senosri (sv) en Fig.5) que se documenta a partir del Eoceno superior (Alvarado y Gans, 2012), la composición de los depósitos de talud fue predominantemente volcánoclastica.

Consecuentemente, en los bordes de cuenca y altos estructurales, se nota un adelgazamiento de los depósitos carbonatados del Eoceno (Calizas Las Animas), e incluso la amalgamación de las discordancias del Eoceno superior y la del piso Oligoceno superior, (conjunción de las discordancias de 39.5 Ma. y 30.0 Ma.), indicando una emersión parcial o total de estos altos estructurales y bordes de cuenca mencionados y por ende la exposición a la erosión de las rocas preexistente durante los descensos relativos del nivel del mar.

El límite superior de b2, está representado por la discordancia regional del piso del Oligoceno superior, correlacionada con la fuerte caída del nivel del mar de esa edad (30 Ma. *sensu* Vail y Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987; Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998) delimitada por una superficie basal regresiva correspondiente al reflector piso del Oligoceno superior (pOS), correlacionado con una clara discordancia desarrollada dentro de la Formación Senosri y base de las Calizas Barbilla (Fernández et al., 1994; Bottazzi et al., 1994; Bottazzi 2016).

Secuencia C

La segunda secuencia de primer orden (C) (Astorga et al., 1991), está delimitada en su base, por la discordancia de la base del Oligoceno superior (30 Ma. *sensu* Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Seyfried et al., 1987; Vail y Mitchum, 1979) y por la discordancia del tope del Mioceno superior en concordancia al descenso del nivel del mar durante ese periodo (5.5 Ma. *sensu* Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Vail y Mitchum, 1979; Seyfried et al., 1987). La misma está conformada por dos secuencias de segundo orden (c1 y c2 *sensu* Fernández et al., 1994).

La primera secuencia de segundo orden (c1), se inicia a partir de la base del Oligoceno superior con depósitos de rampa carbonatada (Barboza et al., 1987) descritos como Calizas Barbilla del Oligoceno superior (Barboza et al., 1987; Bottazzi et al., 1994; Fernández, 1987) y depósitos de calizas alodápicas y turbiditas finas, asociados a sistemas de talud deposicional (“slope aprons” *sensu* Bottazzi et al., 1994) de la Formación Senosri (Fernández, 1987).

El techo de estos depósitos calcáreos coincide cronológicamente, con una superficie de máxima inundación documentada en la tabla eustática global (Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Seyfried et al., 1987; Vail y Mitchum, 1979).

A partir del Mioceno inferior se inicia la progradación de facies someras en forma transicional, relacionadas a un ambiente nerítico atribuido a la Formación Uscari del Mioceno (Bottazzi, 2016; Bottazzi et al., 1994). Litológicamente estas facies corresponden a areniscas finas que gradan a limos y limolitas con intercalaciones lenticulares de areniscas muy finas, relacionados con depósitos de plataforma externa. La aparición de niveles con un claro dominio lodoso con horizontes concrecionados y notoriamente bioturbados, en las sucesiones intermedias, puede ser usada como marcador estratigráfico para correlacionar estos eventos con un máximo del nivel del mar a fines del Mioceno inferior. Concomitantemente Gursky, (1988) y Seyfried et al., (1987) definen un dominio tectónico distensivo durante el Mioceno para las cuencas de Tras-arco en Costa Rica, el cual es coincidente con la aparición de un plutonismo pasivo, en el Mioceno inferior y vulcanismo basáltico andesítico con cuerpos hipoabisales durante el Mioceno medio (Alvarado y Gans, 2012). La conjunción de estos elementos favoreció la

conformación de amplias plataformas de composición heterolítica rápidamente progradadas por depósitos costeros con una fuerte influencia continental en las áreas de tras-arco.

El techo la secuencia (c1) está coronada por lentes hectométricos de areniscas medias y finas bien seleccionadas y limpias que se interpretan como facies de barras de arena elongadas y se asocian a la generación de deltas deformados por corrientes marino costeras (“strand plain” *sensu* Bottazzi, 2016; Bottazzi et al., 1994) durante el Mioceno medio. El límite secuencial es coincidente con el tope del Mioceno medio correlacionado con la caída del nivel mar en esa época (10.5 Ma.) y documentada por diferentes autores (Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Seyfried et al., 1987; Vail y Mitchum, 1979).

Con respecto a los horizontes sísmicos definidos por Barboza et al. (1987), el piso de c1 está representado por el reflector pOS de la base del Oligoceno superior correspondiente al piso de las Calizas Barbilla. Probablemente el reflector del límite Oligoceno- Mioceno (IMO correspondiente al límite inferior de la Formación Uscari (Barboza et al., 1987) representa el techo de los depósitos carbonatados y su transición a la sedimentación silicoclástica. La ausencia de un horizonte sísmico coincidente con el límite secuencial de segundo orden, en el Mioceno medio, puede deberse a la condensación (baja tasa de sedimentación de granulometría muy fina) entre niveles de sedimentos finos de ambientes marinos someros de baja energía y aporte que se sucedieron entre sí (prodelta, estuarios, bahías, etc.), lo que inhibiría el contraste entre la repuesta sísmica de los diferentes paquetes de sedimentos.

En síntesis, a partir del Oligoceno superior y en las secuencias de segundo orden (c1), se reflejan condiciones tectónicas estables con una subsidencia general en toda la cuenca, que se tradujo en sedimentación de plataforma silicoclástica en toda la secuencia durante el Mioceno inferior, la cual fue sobreyacida durante el Mioceno medio por depósitos litorales y sublitorales, aunque probablemente en zonas más distales (plataforma externa) la sedimentación lodosa persistía.

La secuencia de segundo orden (c2), abarca desde el límite Mioceno medio-Mioceno superior hasta el límite Mioceno-Plioceno cuando se generó la discordancia regional asociada tanto, a la caída del nivel del mar, en el tope del Mioceno (5.5 Ma. *sensu* Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Seyfried et al., 1987; Vail y Mitchum, 1979) como por la etapa tectónica compresiva D4 iniciada a fines del Mioceno superior (*sensu* Gursky, 1988) y que marcó el inicio de un nuevo dominio tectónico asociado a la conformación de los cinturones deformados del norte y este de Panamá (Astorga et al., 1991; Brandes et al., 2016; Brandes et al., 2007; Mann et al., 1995; Seyfried et al., 1987), y en consecuencia el inicio del levantamiento de Talamasca.

La secuencia (c2) se caracteriza por el desarrollo de facies deltaicas. En la base dominan las lodolitas intercaladas por niveles ricos en materia orgánica correspondientes a las facies prodeltaicas de la Formación Uscari (Bottazzi, 2016; Bottazzi et al., 1994; Fernández, 1987; Pizarro, 1987). Algunas intercalaciones aleatorias de delgados niveles calcilutíticos y la desaparición repentina de los depósitos arenosos de la secuencia inferior, sugieren que el inicio de la secuencia de segundo orden (c2) concuerda con un episodio de máxima inundación que se refleja en horizontes carbonatados de litologías muy fina interestratificadas con contactos paraconformes entre los niveles propiamente prodeltaicos.

En el tope de c2 (Mioceno Superior), dominan las areniscas con algunos lentes de conglomerados finos e intercalaciones de mantos de carbón (Formación Río Banano del Mioceno superior *sensu* Bottazzi et al., 1994) descritos ampliamente por Bolaños (1983) y Malavassi (1985).

Dada la asociación de facies y sus características, es determinante que esta secuencia de segundo orden culmina con el desarrollo de deltas durante todo el Mioceno superior.

La discordancia entre el Mioceno y el Plioceno que delimita el techo de la secuencia c2 se reconoce en todas las secciones sedimentarias medidas y está representada mediante el reflector límite Mio-Plioceno (IMP) y correspondiente a una discordancia entre el miembro medio y superior de la Formación Río Banano (Bottazzi 2016). Esta discordancia, corta las secuencias deltaicas del Mioceno superior y marca el inicio de la secuencia de primer orden D, la cual refleja los efectos tectónicos compresivos de esta época y el concomitante levantamiento del retropaís generando depósitos de “fan delta” que rápidamente son progradados por abanicos aluviales.

Secuencia D

La tercera secuencia de primer orden (D) (Astorga et al., 1991) está representada por una sucesión sedimentaria que supera los 1500 m de espesor con la que se termina colmatando la cuenca de Limón Sur. Se inicia en el Plioceno a partir de la

discordancia regional del Mio-Plioceno (Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Seyfried et al., 1987; Vail y Mitchum, 1979). Litológicamente se caracteriza por depósitos de areniscas, limos y parches arrecifales interdigitados, asociados al desarrollo de estuarios y bahías que se intercalan, mediante contactos abruptos, con bancos conglomeráticos relacionados con abanicos aluviales costeros (“*fan deltas*”). Estos espesores sedimentarios constituyen las facies transicionales marino-continuales que coronan la Formación Río Banano a inicios del Plioceno (Bottazzi et al., 1994) y representan el relleno sedimentario costero durante el periodo de máxima inundación a partir de la discordancia erosiva del tope del Mioceno (5.5 Ma. *sensu* Haq et al., 1988; Hardenbol et al., 1998; Seyfried et al., 1987; Vail y Mitchum, 1979). Sobre este relleno se depositan sedimentos costeros (esteros, ensenadas, etc.) que rellenan las depresiones talladas en el sustrato por el sistema aluvial y litoral predecesor (Bottazzi, 2016; Bottazzi et al., 1994).

Seguidamente la cuenca de Limón Sur, continuó rellenándose a partir de la progradación de abanicos aluviales, representados por conglomerados y areniscas de la Formación Suretka del Plioceno y Pleistoceno (Bottazzi et al., 1994; Fernández, 1987) como respuesta al levantamiento del retropaís (Cordillera de Talamanca) asociado a la etapa tectónica compresiva iniciada a partir del tope del Mioceno superior (D4 *sensu* Gursky, 1988) y al vulcanismo post intrusivo del Plioceno y Pleistoceno (Alvarado y Gans, 2012).

Lateralmente los conglomerados de la Formación Suretka se correlacionan con limos calcáreos, arcillolitas y cuerpos arrecifales del Pleistoceno y Holoceno (Formación Limón, según Bottazzi et al., 1994) que representan la sedimentación en las áreas marino-costeras.

Respecto a la fase compresiva D4 (Gursky, 1988) es evidente que la misma continua hasta la actualidad, influyendo en el comportamiento cortical e induciendo el levantamiento y emersión de la línea costera.

Así mismo, el emplazamiento del intrusivo de Talamanca relacionado con este patrón compresivo se refleja con el desarrollo de pliegues y fallas inversas en forma de cabalgamientos cuya suela se inclina hacia el núcleo del intrusivo frecuentemente cortados por un sistema de fallas de desgarre. (Fernández et al., 1994).

Este proceso se ve acentuado a partir del Plioceno tardío, cuando se da el arribo de la Dorsal Asísmica del Coco (Kolarsky, Mann y Montero, 1995; von Huene, Ramero, Weinrebe y Hinz, 2000) y el concomitante levantamiento generalizado en el Bloque Sur de Costa Rica.

El terremoto de Abril de 1991 es un ejemplo que muestra que el fallamiento inverso que origina este evento, pertenece al cinturón de empuje-corrimento de la Cuenca Limón Sur (Montero et al., 1994).

La emersión de afloramientos de rocas sedimentarias costeras a lo largo de la línea de costa e islas, a veces hasta más de 1,85 m (Denyer, Arias y Personius, 1994; Fernández et al., 1994) y su relación con el evento sísmico acaecido es un argumento a favor de esta afirmación.

En el tiempo geológico, este fenómeno ha sido un proceso continuo hasta la actualidad, acusando el afloramiento de depósitos marinos someros cuaternarios en acantilados y planicies costeras levantadas con claros rasgos de erosión por el rompimiento de olas.

En este sentido y probablemente en el registro sedimentológico actual, dicho evento tectónico, queda registrado en áreas marinas, por depósitos sedimentarios donde se denota un fuerte contraste entre sedimentación fina lodosa y parches arrecifales progradados por sedimentos más gruesos con una clara influencia aluvial. En las áreas emergidas, el sistema fluvial presenta un proceso de erosión severa, evidenciado por cauces profundos cortando extensas terrazas aluviales paralelas (emparejadas).

CONCLUSIONES

En el registro sedimentológico de la Cuenca de Tras-arco de Limón Sur se documentan y correlacionan todos los eventos tectónicos, eustáticos y volcánicos, que afectaron la región durante su evolución geológica, a partir del Cretácico Superior.

En dicho registro, se documentan los efectos de dos de las fases compresivas para la región (D3 y D4) las cuales delimitan dos episodios tectono-sedimentarios bien definidos.

El levantamiento cortical inducido durante los periodos de efectos de estas fases compresivas, está directamente relacionado con secuencias sedimentarias que en su conformación obedecen a la historia de colmatación de una cuenca de Tras-arco, con dominios estructurales y volcánicos particulares que la diferencian de otras cuencas.

1. El primer episodio geológico, entre el Cretácico y base del Oligoceno superior, concuerda sedimentológicamente con la secuencia estratigráfica B que en conjunto representa la acumulación de depósitos neríticos carbonatados, batiales turbidíticos (asociados a edificios volcánicos y taludes deposicionales) sobre los depósitos abisales del Cretácico.

El ascenso del nivel del mar en el Eoceno superior, aunado a una disminución de la actividad volcánica y sus productos; propició la proliferación de vida marina, dando como resultado la construcción de edificios arrecifales insulares en relación con los altos estructurales y/o volcano-genéticos preexistentes.

Desde el punto de vista tectónico, este episodio geológico se caracteriza, por estar coronado por la fase compresiva D3 o dominio compresivo dirigido hacia el norte a partir del Eoceno medio tardío y relacionado con el movimiento convergente entre las Placas de Norte y Sur América, el cual indujo el desarrollo de una serie de paleo-altos estructurales alineados en dirección Este-Oeste, principalmente en el borde Norte de la Cuenca. La actividad volcánica para este episodio se caracteriza por ser basáltica típica de fondo oceánico desarrollada durante el Paleoceno-Eoceno, pasando a una actividad volcánica subalcalina especialmente en el Oligoceno.

El límite superior está correlacionado con la discordancia de los 30 millones de años asociada al descenso mundial del nivel del mar en el Oligoceno la cual está demarcada por el horizonte sísmico del Oligoceno superior (pOS).

2. El segundo episodio, desarrollado entre el Oligoceno superior y reciente, incluye las secuencias estratigráficas C y D que en conjunto representan una somerización hasta la colmatación y emersión del relleno sedimentario. Esta somerización se ve reflejada sedimentológicamente por el desarrollo de sistemas sedimentarios neríticos carbonatados del Oligoceno superior que transicionan a sistemas neríticos silicoclásticos que a su vez son progradados por sistemas litorales deltáicos y transicionales. Sedimentológicamente, este episodio está coronado por un sistema sedimentario continental que persiste hasta el presente correlacionado sincrónicamente con ambientes litorales muy someros que se extienden hasta el Cuaternario.

La base de este episodio está demarcada por el reflector sísmico del límite Mio-Plioceno (IMP) en concordancia con la discordancia del Mio-Plioceno de los 5.5 Ma y se interpreta como la superficie discordante a partir de la cual, el brusco levantamiento cortical genera el inicio de la sedimentación predominantemente continental.

Actualmente la cuenca de Limón Sur se encuentra bajo los efectos e influencia de la fase compresiva D4 y por ende dentro del segundo episodio tectono-sedimentario. Esto se traduce en un continuo levantamiento cortical inducido por el fallamiento y deformación de la corteza, asociado al cinturón de empuje y corrimiento. El evento sísmico que generó el terremoto de 1991, es consecuencia de este hecho pudiéndose reflejar en el registro sedimentológico como una progradación de depósitos más someros hasta continentales en las zonas litorales y superficies erosivas en las áreas emergidas.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos especialmente a Jaime Barrientos (geofísico) y al Sr. Angel A. Barbosa-Espitia, por su valioso aporte, comentarios y revisión del manuscrito. Extendemos nuestro agradecimiento a los correctores anónimos del manuscrito y a todas aquellas personas que de un modo o de otro ayudaron con la realización de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar, T. y Cortés, J. (2001). Arrecifes coralinos del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior de Turrialba, Costa Rica. *Revista Biología Tropical*, 49(Suppl. 2), 203-213.
- Alvarado, G. E. y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de América Central*, 46, 7-122. doi: 10.15517/rgac.v0i46.1836
- Astorga, A., Fernández, J. A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J. A., Aguilar, L. A. y Obando. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Revista Geológica de América Central*, 13, 25-59. doi: 10.15517/rgac.v0i13.13074

- Barboza, G., Fernández, A., Calvo, C., Laurito, C. y Morales, E. (1987). *Proposal for a stratigraphical well in the Moin-Parismina area*. San José: Recope.
- Bolaños, K. (1983). *Evaluación geológica de los depósitos carboníferos de Baja Talamanca para un estudio de prefactibilidad, provincia de Limón, Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Bottazzi, G. (2016). *Tratado de sedimentología de la cuenca Limon Sur-Costa Rica: evolución tectono-sedimentaria, secuencia y reconstrucción paleogeográfica*. (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Botazzi, G., Fernández, J. A. y Barboza, G. (1994). Sedimentología e historia tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur. *Profil*, 7, 351-389.
- Brandes, C., Astorga, A., Back, S., Littke, R. y Winsemann, J. (2007). Fault controls on sediment distribution patterns, Limón Basin, Costa Rica. *Journal of Petroleum Geology*, 30(1), 25-40.
- Brandes, C., Astorga, A., Littke, R. y Winsemann, J. (2008). Basin modelling of the Limón back-arc basin (Costa Rica): burial history and temperature evolution of an island arc-related basin-system. *Basin Research*, 20, 119-142. doi:10.1111/j.1365-2117.2007.00345.x
- Brandes, C., Tanner, D. y Winsemann, J. (2016). Kinematic 3-D Retro-Modeling of an Orogenic Bend in the South Limon Fold-and-Thrust Belt, Eastern Costa Rica: Prediction of the Incremental Internal Strain Distribution. *Pure and Applied Geophysics*, 173, 3341-3356. doi:10.1007/s00024-016-1263-6
- De Boer, J. Z., Drummond, M. S., Nordelon, M. J., Defant, M. J., Bellon, H. y Maury, R. C. (1995). Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca). En P. Mann (Ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (GSU Special Paper 295, pp. 35-55). Boulder, Colorado: Geological Society of America.
- Denyer, P., Arias, O. y Personius, S. (1994). Efecto tectónico del terremoto de Limón. *Revista Geológica de América Central, Vol. Volumen Especial Terremoto de Limón*, 39-52. doi: 10.15517/rgac.v0i0.13394
- Fernández, J. A., Botazzi, G., Barboza, G. y Astorga, A. (1994). Tectónica y estratigrafía de la cuenca Limón Sur. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial Terremoto de Limón*, 15-28. doi: 10.15517/rgac.v0i0.13391
- Fernández, J. A. (1987). *Geología de la hoja topográfica Tucurrique (1:50 000 IGNCR., #3445I)* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Fernández, A. (Ed.) (1997). *Mapa geológico de Costa Rica [escala 1:750 000]*. San José: Refinadora Costarricense de Electricidad - Ministerio de Ambiente y Energía.
- Fischer, S. y Pessagno, E. A. (1965). Upper Cretaceous strata of northwestern Panama. *Bulletin American Assosiation of Petroleum Geologists*, 49(4), 433-444.
- Gräfe, K., Frisch, W., Villa, I. M. y Meschede, M. (2002). Geodynamic evolution of southern Costa Rica related to low-angle subduction of the Cocos Ridge: constraints from thermochronology. *Tectonophysics*, 348, 187-204. doi: 187-204. 10.1016/S0040-1951(02)00113-0

- Gursky, M. (1988). Análisis tectónico de la península de Nicoya (Costa Rica) y su significado para el desarrollo estructural-geodinámico de América Central Meridional. *Revista Geológica de América Central*, 8, 19-75. doi: 10.15517/rgac.v0i08.12949
- Hag, B. U., Hardenbol, J. y Vail, P. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of sea-level change. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 42, 71-108.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M., B., Jacquin, T., De Graciansky, P. C. y Vail, P. R. (1998). Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework of European Basins. En J. De Graciansky, T. Hardenbol, P. Jacquin y P. R. Vail (eds), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (GSU Special Paper Vol. 60, pp. 3-13). Boulder, Colorado: Geological Society of America.
- Kolarsky, R., Mann, P. y Montero, W. (1995). Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica. En P. Mann (ed.), *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America* (Vol. 295, pp. 235-262). Boulder, Colorado: Geological Society of America.
- Lonsdale, P. y Klitgord, K. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society American Bulletin*, 89, 981-999.
- Malavassi, L. (1985). *Geología general del área sur de Baja Talamanca en relación con los depósitos de carbón, provincia de Limón-CR* (Tesis de Licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Montero, W., Camacho, E., Espinoza, A. y Boschini, I. (1994). Sismicidad y marco neotectónico de Costa Rica y Panamá. *Revista Geológica de América Central, Volumen Especial Terremoto de Limón*, 73-82. doi: 10.15517/rgac.v0i0.13424
- Obando, L. G. (2000). Turba y carbón. En P. Denyer y S. Kussmaul (Eds). *Geología de Costa Rica* (pp. 321-335). Cartago, Costa Rica: Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Obando, L. G. y Bolaños, K. (2007). Coal and peat resources. En J. Bundschuh, y G. E. Alvarado (Eds.), *Central America, geology, resources, hazards* (pp. 917-930). Netherlands: Taylor & Francis.
- Pindell, J. L., Cande, S. C., Pitman III, W. C., Rowley, D. B., F., D. J., Labrecque, J. y Haxby, W. (1988). A plate-kinematic frame work for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155, 121-138.
- Pizarro, D. (1987). Bioestratigrafía de la Formación Uscari (Costa Rica) con base en foraminíferos planctónicos. *Revista Geológica de América Central*, 7, 1-63. doi: 10.15517/rgac.v0i07.12336
- Rivier, F. (1985). Sección geológica del Pacífico al Atlántico a través de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 2, 23-32. doi: 10.15517/rgac.v0i02.10480
- Sandoval, M. I. (2009). *Palinología de la Formación Río Banano: (sección río Carbón Volio, río Sand Box y Quebrada Veinticinco) Mioceno Superior, Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Seyfried, H., Astorga, G. A. y Calvo, C. (1987). Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from a evolving island arc: the upper Cretaceous and Tertiary of Southern Central América. *Facies*, 17, 203-214.

- Sprechmann, P., Astorga, A., Calvo, C. y Fernández, A. (1994). Stratigraphic chart of the sedimentary basins of Costa Rica, Central America. *Profil*, 7, 427-433.
- Vail, P. R. y Mitchum Jr., R. M. (1979). Global Cycles of Relative Changes of Sea Level from Seismic Stratigraphy: Resources, Comparative Structure, and Eustatic Changes in Sea Level. En C. E. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy; application to hydrocarbon exploration* (Vol. Men 32, pp. 469-472). Oklahoma: American Association Petroleum Geologist.
- Von Huene, R., Ramero, C. R., Weinrebe, W. y Hinz, K. (2000). Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism. *Tectonics*, 19(2), 314-334.