

TECTONICA Y ESTRATIGRAFIA DE LA CUENCA LIMON SUR

José Alberto Fernández, Giovanni Bottazzi, Guillermo Barboza, & Allan Astorga.
RECOPE S. A., Apdo. 4351, San José 1000

ABSTRACT: The South Limón Basin is an elongated sedimentary depression located in the back arc region, at the Caribbean side of Costa Rica. This basin has been subjected to several compressional tectonic phases through its geological history.

The first compressive tectonic phase is recorded by a series of East to West trending positive structures, as a result of northerly directed stresses that took place in the late Middle Eocene time. The second compressive fault assemblage is related to the subduction of Coco Plate underneath Caribbean Plate, resulting in a cluster of thrust faults as a continuation of the Panamá Deformed Belt. This last tectonic event initiated in the Upper Miocene and has been an active process until the present time.

The earthquake of April 22, 1991, is thought to be associated to Coco and Caribbean plates collision and to the transmission and liberation of energy along the major East - West trending strike slip fault system that runs through middle Costa Rica from coast to coast. In the Limón area this system joins with the South Limon Thrust Belt. This complex fault system segments Costa Rica into North and South crustal blocks. The South block has been clockwise rotated with respect to the Northern block.

The absence of seismicity in the outer part of the South Limón Thrust Belt, support the idea of aseismic lifting probably due to flexuring at the front, effect that seems to be an ongoing process since the Upper Miocene until the Present as it is shown in some seismic reflection examples.

RESUMEN: La Cuenca Limón Sur es una depresión sedimentaria elongada localizada en la región tras arco hacia la costa caribeña de Costa Rica. Esta cuenca ha sido sometida al efecto de varias fases tectónicas compresivas a través de su historia geológica.

La primera fase compresiva está documentada por una serie de estructuras positivas con orientación Este Oeste, como resultado de esfuerzos dirigidos hacia el Norte que tuvieron lugar durante el Eoceno Medio tardío. La segunda fase se expresa como una asociación de fallas compresivas relacionadas con el Cinturón Deformado de Panamá (activo desde el Mioceno Temprano), el emplazamiento del intrusivo de Talamanca (Mioceno Superior) y la subducción de la Dorsal Asísmica del Coco (desde el Plioceno Tardío).

La energía liberada durante el terremoto del 22 de abril de 1991 es asociada directamente con la colisión de las placas Caribe y del Coco y a la transmisión de esfuerzos a lo largo del Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica (SFTCR), con orientación Este - Oeste y movimientos característicos de salto en dirección. Este sistema se extiende desde la zona de la Fosa Mesoamericana a través de la parte central del país hasta el área de Limón, donde termina al juntarse con en el Cinturón Deformado de Panamá, propiamente en el cinturón de empuje - corrimiento de la Cuenca Limón Sur. Este complejo sistema de fallas segmenta a Costa Rica en dos bloques corticales denominados Costa Rica Norte y Sur. El bloque sur ha sido rotado en la dirección del reloj con respecto al bloque norte en un movimiento tipo siniestral.

La ausencia de sismicidad en la parte externa del cinturón de empuje de la Cuenca Limón Sur durante el terremoto de abril de 1991, confirma la idea de ocurrencia de levantamiento asísmico por flexuras en el frente del cinturón, efecto que parece encontrarse en proceso desde el Mioceno Superior.

INTRODUCCION

La Cuenca Limón Sur es una depresión elongada que se extiende desde la plataforma marina hacia el continente en el Sureste de Costa Rica, hacia la costa Caribeña, con aproximadamente cincuenta kilómetros de ancho. Está situada en la región tras arco que limita hacia el Noroeste con el arco volcánico Cuaternario (volcán Turrialba), hacia el Oeste y Suroeste con la Cordillera de Talamanca de origen intrusivo y por el Este con la Cuenca de Colombia. Se extiende desde una latitud 10°N, cercana a la Ciudad de Limón hasta el territorio Panameño hacia el Sureste, alcanzando un área cercana a los 6500 kilómetros cuadrados en territorio nacional.

Su límite Norte con la Cuenca Limón Norte está definido por una serie de estructuras positivas enterradas, alineadas en dirección Este Oeste y edad Eoceno Medio tardío. Estos paleo-altos son considerados que actuaron como contrafuertes para

detener el avance del Cinturón Deformado de Panamá.

El presente trabajo tiene por objetivo analizar las posibles causas del Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, a la luz de la información geológica obtenida por RECOPE durante varios años de investigación en la búsqueda de petróleo.

MARCO TECTONICO

La ubicación tectónica regional de América Central está ilustrada en la figura 1a. Las placas Norteamericana y Suramericana se encuentran separadas por la Placa del Caribe que, en un sentido general, se ha movido relativamente hacia el Este (Malfait & Dinkelman, 1973; Pindell et al., 1988). Movimientos prominentes de salto en dirección Este-Oeste ha ocurrido a lo largo de ambos límites Norte y Sur, de la Placa Caribe.

Los elementos tectónicos que afectan la

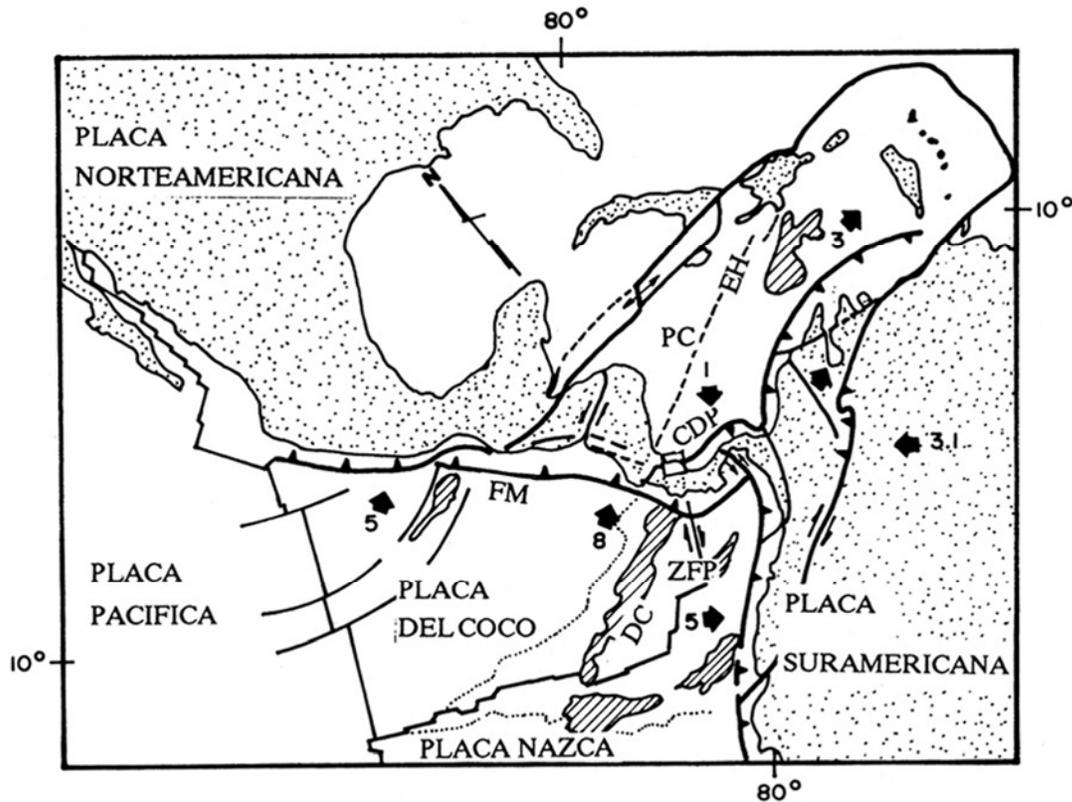


Fig. 1a: Mapa tectónico de América Central. ZFP = Zona de Fractura de Panamá; CDP = Cinturón Deformado de Panamá; FM = Fosa Mesoamericana; PC = Placa Caribe; EH = Escarpe de Hess; DC = Dorsal del Coco. El recuadro ubica la figura 1b.

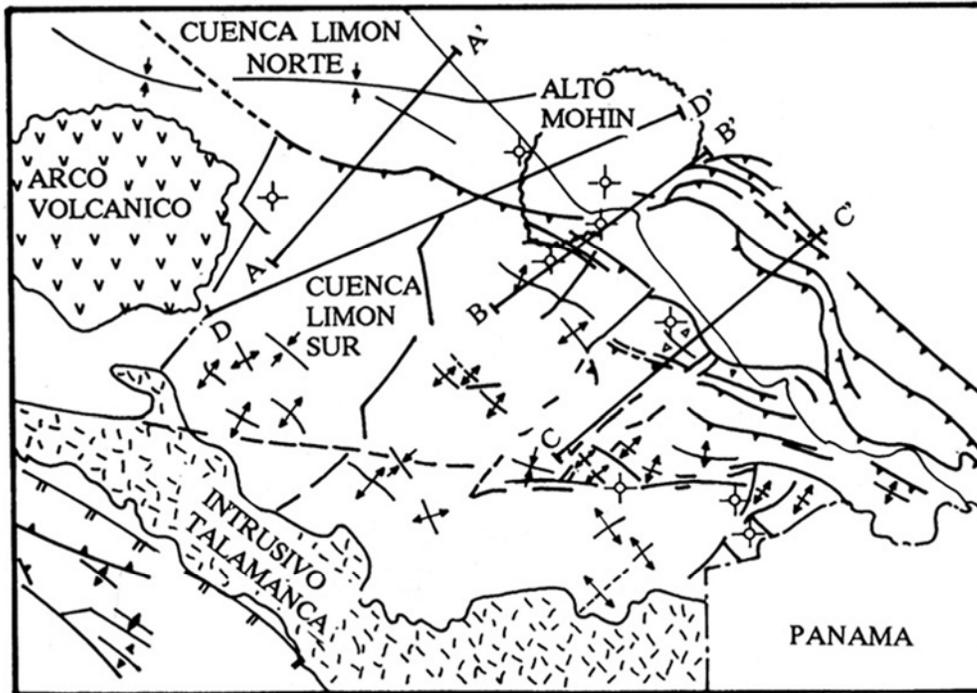


Fig. 1b: Mapa estructural de la Cuenca Limón Sur y ubicación de secciones geosísmicas de la figura 2.

geología de Costa Rica incluyen: La subducción de la Placa Oceánica Farallón debajo de la Placa Caribe, desde el Mesozoico Tardío; el arco volcánico Mesozoico Tardío - Cenozoico que forma el núcleo de Costa Rica; y la reciente colisión y subducción de la Dorsal Asísmica del Coco (Lonsdale & Klitgord, 1978).

El estilo estructural de la Cuenca Limón Sur se caracteriza por esfuerzos compresivos con dirección noreste, originados por tres eventos tectónicos importantes:

1. La colisión del Bloque de Panamá contra la Placa Suramericana, que resultó en la estructuración del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, del cual forman parte los cinturones de sobrecorrimiento de la Cuenca Limón Sur (Vitali, 1985; Vitali et al., 1985; Pindell et al., 1988; Astorga et al., 1991).
2. El emplazamiento del plutón de Talamanca con dirección NW-SE, durante el Mioceno Superior que se relaciona con la formación de fallas inversas de gran ángulo, vergentes hacia el núcleo del intrusivo (cabalgamientos marginales cf. Sherbon, 1977: 438, Fig. VII-37) y
3. La colisión de la Dorsal del Coco (Plioceno tardío) y el levantamiento generalizado en el Bloque Sur de Costa Rica.

Cinturones de sobrecorrimiento como el de Limón Sur están comúnmente asociados con una sucesión de sedimentos de somerización ("shallowing upward") rellenando la cuenca en frente del cinturón orogénico en proceso de levantamiento (semejando "foreland basin").

De esta manera dos asociaciones de elementos estructurales han sido distinguidos en la Cuenca Limón Sur. Una serie de paleo-altos estructurales enterrados, con dirección Este - Oeste hacia el borde Norte de la Cuenca, que se relacionan con un régimen compresivo dirigido hacia el Norte durante el Eoceno Medio tardío. Esto se interpreta como resultado de los movimientos convergentes entre las Placas de Norte y Sur América (Fig. 1a). (Fase D3, Gursky, 1988). El segundo patrón de estructuras corresponde con la extensión continental de el Cinturón Deformado del Norte

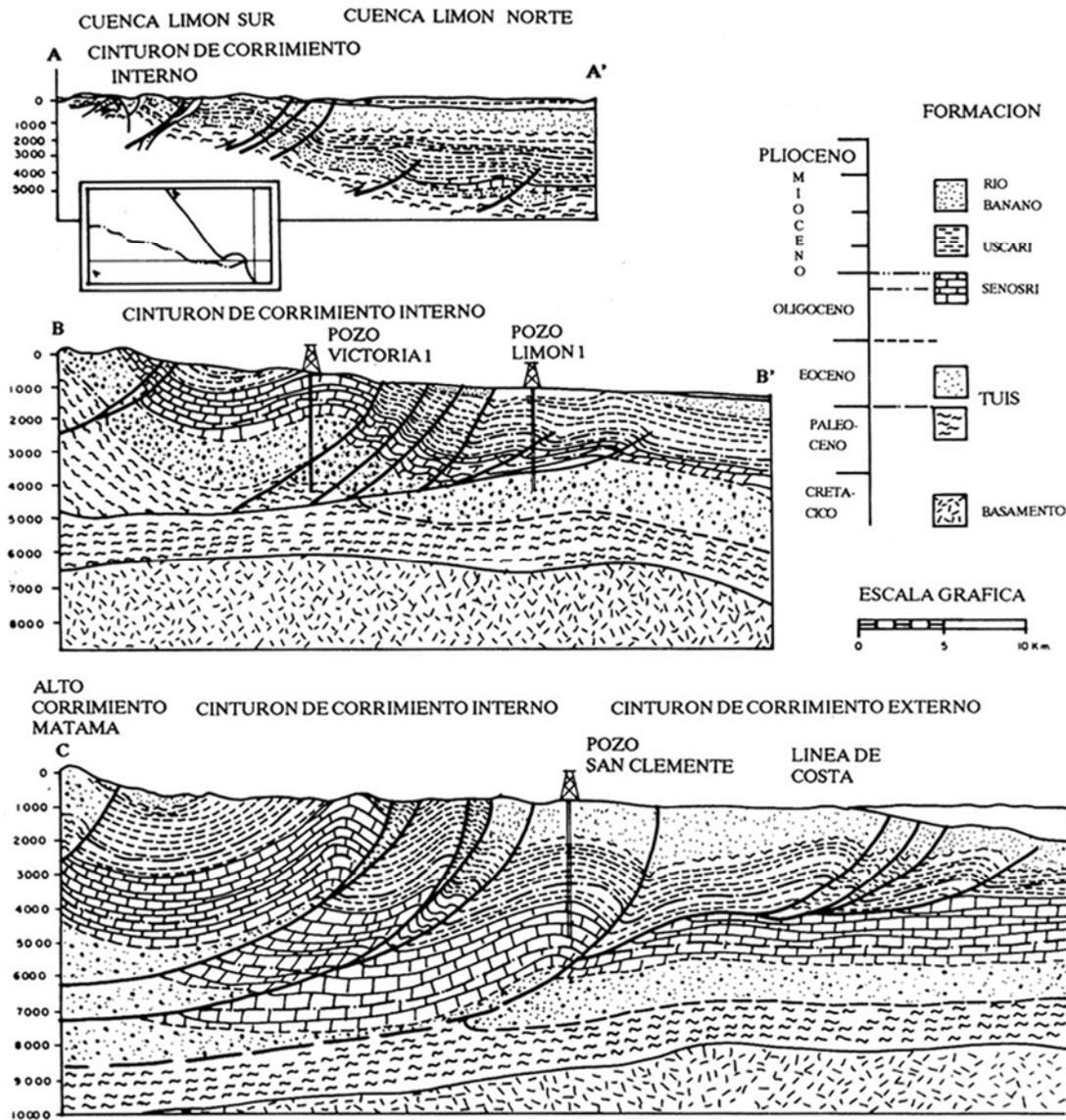


Fig. 2: Perfiles geo-sísmicos en la Cuenca Limón-Sur. Ver figura 1b para su ubicación.

de Panamá (Fig. 1.b) (Vitali, C., 1985; Vitali et al., 1985). La mayoría de los ejes de pliegues y fallas inversas tienen una tendencia Noroeste-Sureste, frecuentemente se encuentran cortados por un sistema de fallas de desgarre con tendencia NE-SW, desarrollado como una respuesta a los movimientos diferenciales entre bloques sobrecorridos adyacentes.

Al menos tres cinturones inversos mayores son reconocidos en la Cuenca: el altocorrimiento

Matama ("upthrust") relacionado con el emplazamiento y posterior levantamiento del intrusivo de Talamanca hacia el borde Suroeste de la cuenca; el cinturón inverso interior que yace paralelo a la línea de costa y se desvía hacia la dirección Oeste cerca de la ciudad de Limón, yaciendo contra los paleo-altos del Eoceno Medio tardío; y el cinturón inverso deformado externo localizado en la región costa afuera, cerca del quiebre de la plataforma, el cual también muestra

A

EDAD		FORMACION	SIMBOLOGIA	SISTEMA DEPOSITACIONAL	SECUENCIAS
PLEISTOCENO		SURETKA		ARRECIFE AVANICO ALUVIAL	D
PLIOCENO		LIMON		FAN DELTA BAHIA	
MIOCENO	SUPERIOR	RIO		DELTA	C 2
	MEDIO	BANANO			
	INFERIOR	USCARI		PLATAFORMA SHORFACE LODOSA	C 1
OLIGOCENO		BARBILLA		RAMPA CARBONATADA	B 2
		SENOSRI		TURBIDITAS CARBONATADAS	
EOCENO		TUIS		ARRECIFAL	B 1
PALEOCENO				ABANICOS SUBMARINOS	

Fig. 4a: Columna estratigráfica-sedimentológica de la cuenca Limón Sur.

principales sistemas deposicionales y litologías correspondientes del paquete sedimentario Cretácico-Terciario, los cuales se describen a continuación.

En la Cuenca Limón Sur se reconocen tres megasecuencias de las definidas por Astorga et al. (1989), separadas por las discordancias erosivas del Oligoceno Superior y del Mioceno Superior (Fig. 4 a).

La megasecuencia B comprende dos secuencias importantes:

La secuencia B1 (Maastrichtiano - Eoceno Medio-Superior) que comprende las formaciones de caliza Changuinola y volcánicas Tuis.

La Formación Changuinola es una serie pelágica carbonatada depositada durante el Maastrichtiano (Fischer & Pessagno, 1965; Fernández, 1987). Hacia la base, incluye arcillolitas negras con cemento calcáreo, con ligero metamorfismo a esquistos de clorita (Roeseler, 1953); su espesor máximo medido es de 1280 m (Fernández, 1987).

La principal litología de esta Formación son las calcilitas pelágicas de color claro, y lodolitas calcáreas ricas en microforaminíferos, depositadas en un ambiente marino profundo. Hacia el techo de la secuencia estas pelagitas están interestratificadas con turbiditas volcánicas, cuya fuente volcánica se encontraba emplazada en el bloque Costa Rica Sur hacia finales del Cretácico y tuvo gran actividad durante el Paleoceno-Eoceno temprano.

El límite superior de esta formación es transicional con la Formación Tuis, de edad Paleoceno-Eoceno Medio, la cual consiste de una serie volcánicas y turbiditas marinas. Litológicamente está compuesta por areniscas interestratificadas con areniscas gujarrosas, conglomerados y brechas, depositadas en ambientes asociados a un arco volcánico insular, que van desde el pie del arco con las facies más gruesas, hasta la base del talud con turbiditas finas (Roeseler, 1953; Fernández & Tejera, 1981, 1985; Fernández, 1987; Bottazzi et al., 1987, 1988). La geometría de esta formación es de forma lobular

con espesores que oscilan entre los cientos de metros hasta los 3000 m.

El límite entre la secuencia B1 y la secuencia B2 está marcado por una discordancia angular, formada por la estructuración de la cuenca que tuvo lugar durante el Eoceno Medio tardío y la fuerte caída del nivel del mar del Oligoceno Superior (Vail & Mitchum, 1977; Haq et al., 1988).

La secuencia B2 se inicia con la instalación de facies de plataforma carbonatada (Formación Las Animas de edad Eoceno Superior y 150 m. de espesor) y las series turbidíticas carbonatadas de pie de talud correspondientes (Formación Senosri de edad Eoceno Superior-Oligoceno Superior) que incluye facies de flujos de granos y flujos de escombros con componentes provenientes de la plataforma carbonatada (macroforaminíferos, oncoides algales y fragmentos volcániclasticos como granos accesorios); areniscas lobulares, conglomerados guijarrosos, limolitas y lodolitas calcáreas hemipelágicas. Esta sucesión clástica carbonatada presenta espesores desde los 1400

hasta los 2400 metros de espesor. (Fernández, 1987; Bottazzi et al., 1987).

La megasecuencia C (Fig. 4 a) comprende dos secuencias:

La secuencia C1: iniciada después de la caída del nivel del mar del Oligoceno tardío (Vail & Mitchum, 1977; Haq et al., 1988) que permitió el desarrollo de arrecifes alrededor de los paleoaltos eocénicos, tales como la Formación de calizas de Barbilla con 250 metros de espesor y la depositación concomitante de facies clásticas de rampa carbonatada y turbiditas carbonatadas de la Formación Senosri.

Durante el Mioceno Inferior, una época de relativa estabilidad tectónica y gran aporte de sedimentos a la cuenca, permitió el desarrollo de amplias áreas neríticas y la depositación de sedimentos siliciclásticos de grano fino de la Formación Uscari de 800 metros de espesor. Las litologías predominantes son areniscas de grano fino, limolitas y lutitas fosilíferas.

Estas litologías lodosas gradan hacia arriba a

B

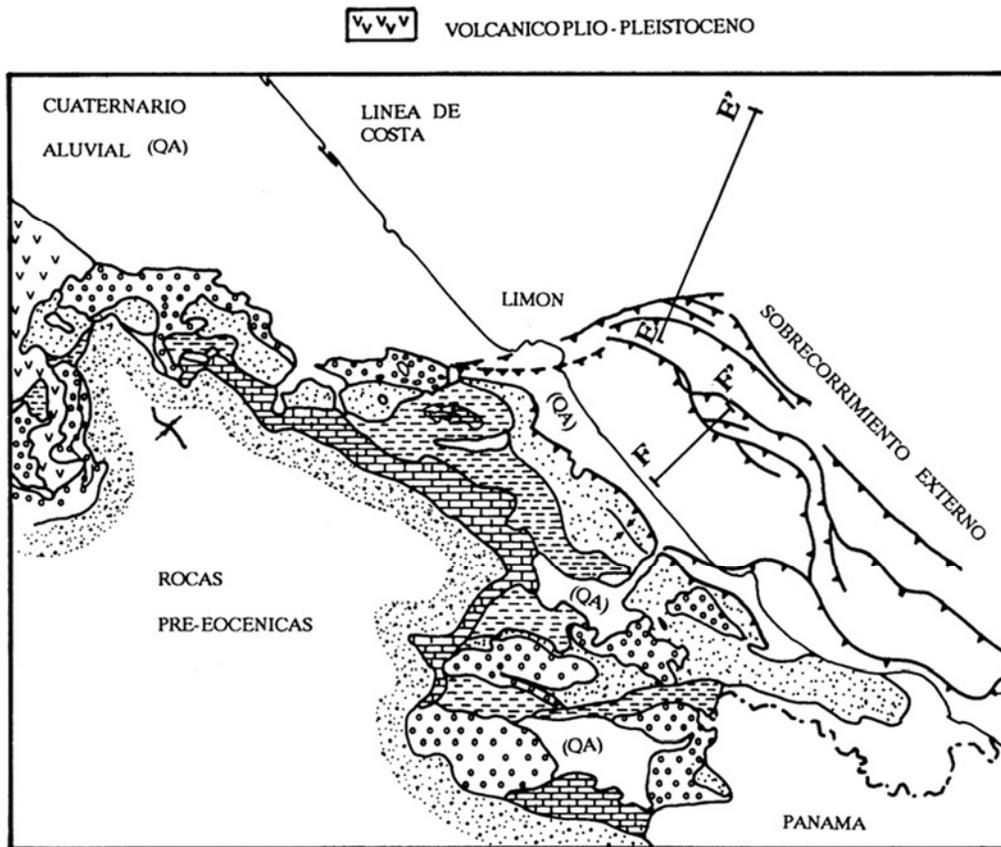


Fig. 4b: Mapa geológico de la cuenca Limón Sur.

facies de barra costera constituidas por areniscas de grano fino a medio, bien seleccionadas y limpias, depositadas durante un nivel bajo ("lowstand") del mar durante el Mioceno Medio temprano. Estos cuerpos de arena alcanzan hasta 250 metros de espesor y se encuentran en la parte media de la Formación Uscari.

La **secuencia C2** se inicia en el Mioceno Medio y se extiende hasta el límite Mioceno Superior - Plioceno marcado por una discordancia erosiva presente a nivel de toda la Cuenca. El desarrollo de facies progradantes de prodelta, frente y planicie deltaica tipifican, la secuencia C2. Las arcillas orgánicamente ricas de la base de la secuencia (prodelta) se asocian a la Formación Uscari y sobreyacen discordantemente a las facies de barras arenosas del Mioceno Medio.

Areniscas volcanoclásticas de grano fino ligeramente calcáreas, interestratificadas con limolitas y arcillolitas, caracterizan las facies del frente deltaico mientras que en la planicie deltaica son típicas las limolitas carbonosas y capas de carbón intercaladas dentro de la secuencia clástica gruesa de areniscas y conglomerados. Estas últimas facies han sido agrupadas dentro de la Formación Río Banano a la cual se le ha medido un máximo espesor de 1800m. (Bottazzi et. al, 1987; Bottazzi, in prep.).

La **megasecuencia D** representa el último relleno sedimentario de la cuenca.

Esta se inicia en el Plioceno temprano con el desarrollo de ambientes sedimentarios de bahía, estuario y fan delta.

En las facies estuarinas son comunes las areniscas y limolitas mientras que conglomerados guijarrosos hasta gruesos tipifican las facies fandeltaicas, que también han sido incluidas en la parte superior de la Formación Río Banano. (Bottazzi et. al., 1987; Bottazzi, in prep.).

Los sedimentos más jóvenes de esta secuencia son depósitos progradantes de abanicos aluviales, agrupados dentro de la Formación Suretka de edad Plio-Pleistoceno y que alcanzan espesores de 1500 a 2000 metros.

Los conglomerados fandeltaicos de Suretka gradan lateralmente a las limolitas calcáreas, lutitas y calizas arrecifales de la Formación Limón de edad Pleistoceno - Holoceno (Campos, 1987; Taylor,

1975). Estos carbonatos someros fueron emplazados sobre relieves costeros locales protegidos de la influencia de sedimentación clástica.

EVOLUCION TECTO-SEDIMENTARIA

La evolución tectono - sedimentaria de la Cuenca Limón Sur se ha esquematizado en la serie de secciones geológicas transversales de la Figura 5.a, localizadas en el margen norte de la cuenca y que se describen a continuación:

Cretácico-Eoceno Medio (Fig. 5.a)

La interacción relacionada con la subducción de la Placa Farallón bajo la Placa Caribe y establecimiento consecuente del arco magmático frente a la Fosa Mesoamericana creó un régimen tectónico típico de la región tras-arco, dando origen a la depresión que ocupa la Cuenca Limón Sur. Durante este tiempo el relleno sedimentario de la cuenca está constituido por carbonatos de aguas profundas y turbiditas distales provenientes del arco volcánico.

Eoceno Medio hasta Mioceno Medio (Fig. 5.b)

Durante el Eoceno Medio terminal los esfuerzos compresivos de la convergencia de las placas norteamericana y suramericana provocaron una rotación relativa de la Placa Caribe y la ruptura de la misma en una varias fallas sinistralas transcurrentes, una de las cuales constituye el límite entre los bloques Costa Rica Norte y Sur. En la región tras-arco se desarrolla un régimen compresivo con esfuerzos predominantes en dirección Norte que origina una serie de estructuras anticlinales abiertas, falladas inversamente hacia su flanco Norte, sobre las cuales se instalan plataformas carbonatadas insulares (altos de Las Animas, Parismina, Barbilla y Moín). Estas estructuras conforman el límite entre las cuencas de Limón Sur y Limón Norte en el tras-arco costarricense. Durante el resto del Eoceno la sedimentación fue de turbiditas calcáreas hacia la

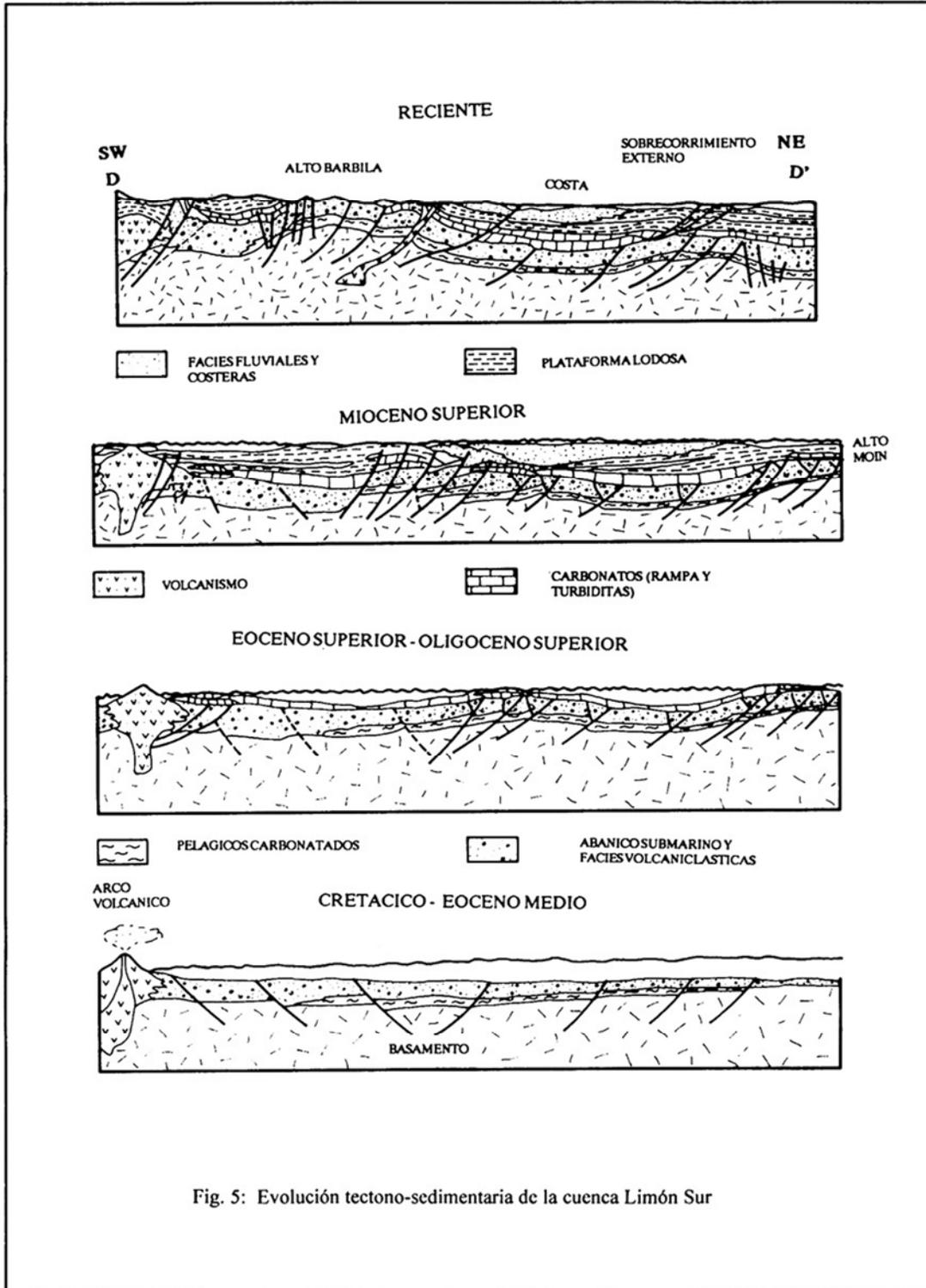


Fig. 5: Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca Limón Sur

cuenca e incipientemente de tipo “*foreland*”. La drástica caída del nivel del mar durante el Oligoceno (Vail & Mitchum, 1987) permitió el desarrollo de arrecifes alrededor de los altos estructurales expuestos, con la sedimentación concomitante de depósitos de rampa carbonatada hacia los flancos de las estructuras.

Durante el Mioceno Temprano, la subsidencia de la cuenca, relacionada con un amplio aporte de sedimentos, permitió el desarrollo de amplias plataformas siliciclásticas que quedaron parcialmente expuestas durante caídas relativas del nivel del mar del Mioceno Medio, generándose un ambiente costero cuyos depósitos de barra arenosa quedaron preservados entre sedimentos propios de plataforma lodosa.

Mioceno Superior - Pleistoceno (Fig. 5.c)

El continuo proceso de subducción a lo largo de la Fosa Mesoamericana y esfuerzos relacionados con la rotación en el sentido del reloj del bloque Sur de Costa Rica y de Panamá, al colisionar contra Sur América (Mann & Burke, 1984; Eva et al., 1989) formaron un sistema de fallas inversas en dirección Noroeste, desde el Mioceno Superior, que corresponde con la parte aflorante del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (Vitali et al, 1985).

El efecto de contrafuerte de los altos estructurales del Eoceno en el borde Norte de la cuenca restringió los cinturones de corrimiento a la Cuenca Limón Sur. El emplazamiento del macizo plutónico granodiorítico de la Cordillera de Talamanca (Mioceno Superior) y su posterior levantamiento (“upthrusting”, sensu Astorga et al., 1989) como un pilar entre fallas inversas de alto ángulo desde el Plioceno tardío, definió el límite Suroeste actual de la cuenca, ocasionando un considerable levantamiento y acentuando el sobrecojamiento en cinturones de la región. A partir de entonces el desarrollo de la cuenca fue de tipo intermontano, con una vasta área fuente de material continental, cuyo drenaje suplió la sedimentación de facies deltaicas progradantes sobre la plataforma.

Durante el Plioceno-Pleistoceno persisten los esfuerzos tectónicos en dirección Noreste y el levantamiento del retropais se acelera a causa del acortamiento cortical pronunciado del bloque Costa Rica Sur, especialmente con el arribo y colisión de la Dorsal Asísmica del Coco. Hacia la cuenca progradan abanicos aluviales y deltaicos sobre sedimentos someros marinos y de plataforma, mientras se da una lenta subsidencia (Bottazzi, en preparación).

El perfil geológico de la figura 5.d esquematiza la situación estructural actual a lo largo del borde Norte de la cuenca.

ACTIVIDAD TECTONICA RECIENTE

En el área de Limón no ha sido registrada una importante actividad sísmica en años recientes e incluso había sido considerada como una zona de bajo potencial sísmico, tanto durante la elaboración de códigos sísmicos como para su consideración como área de monitoreo (p. ej. Boschini, 1989).

Sin embargo los estudios geológicos y geofísicos de prospección petrolera realizados desde principios de siglo por diferentes compañías petrolera y retomados por RECOPE en la década de los ochenta revelan algo muy diferente durante su historia geológica.

La región de Limón Sur ha sido afectada por varias etapas tectónicas compresivas durante su historia geológica, caracterizadas por fallamiento inverso, sobrecojimientos y plegamientos asociados, los cuales en secciones sísmicas muestran evidencia de una actividad reciente (ver Fig. 3a y b.) lo mismo que en estudios de geología superficial (Roeseler, 1953, 1963; Fernández & Tejera, 1981, 1985; Barboza G., 1985; Fernández, 1987 y Campos, 1987).

En el contexto regional, el sistema compresivo de Limón Sur ha sido interpretado como una continuación del Cinturón Deformado del Norte de Panamá el cual, en la zona del Río Reventazón (límite con el arco volcánico interno de edad Cuaternario), se postula que cambia a un sistema de fallas sinistralas transcurrentes (Astorga et al., 1989; Barboza & Fernández, 1993), dividiendo a

Costa Rica en dos segmentos corticales o bloques: uno Norte y otro Sur, el último de los cuales ha sido rotado en el sentido del reloj desde finales del Eoceno Medio (Astorga et al., 1989; Sick, 1989).

El terremoto del 22 de abril de 1991 y la actividad sísmica posterior en la Provincia de Limón, ha demostrado que lejos de ser una región de baja sismicidad, corresponde con una región de movimientos tectónicos recientes.

Los datos analizados inmediatamente después del evento principal tales como la sismicidad y mecanismos focales, rupturas superficiales observados en el terreno y el levantamiento diferencial de la costa junto con el análisis del contexto geológico regional de Costa Rica durante la última crisis sísmica, ha comprobado el modelo tectónico previamente propuesto por RECOPE (Astorga et al., 1989, 1991), el cual permite interpretar la secuencia de eventos sísmicos que tuvieron lugar a lo largo del límite entre los bloques Costa Rica Norte y Sur (p. ej. terremotos de Cóbano, Puntarenas, Puriscal, Piedras Negras, Los Santos, Pejibaye, Chirripó y Limón).

De acuerdo con la información sísmológica (Montero et al., 1991), la fuente del terremoto es una falla inversa que buza con 20 grados hacia la dirección Suroeste, tiene una área de ruptura rectangular de cerca de 85 por 55 Kilómetros, que se extiende desde Punta Limón hasta Panamá. La proyección del plano de falla hacia la superficie se localiza en la parte superior del talud continental (in *ibid.*), esto es en el frente del cinturón de corrimiento externo (Fig. 3a,b).

El levantamiento de la costa debido al terremoto está representado en la figura 6, basado en observaciones hechas por Astorga (1991) después del evento sísmico principal. Es evidente que el levantamiento mayor se localiza en las vecindades de la Ciudad de Limón y disminuye paulatinamente hacia el Sureste a lo largo de un eje paralelo y muy cercano a la costa. Hacia el Norte de Limón el movimiento vertical decrece rápidamente coincidiendo con la hipótesis de un límite cortical mayor en esa zona como fue expuesto por Astorga et al. (1989).

El reconocimiento de campo hecho una semana después del terremoto, ha revelado que los sitios con la deformación superficial de mayor daño en

la carretera Siquirres-Limón coincide con la proyección de sistemas de fallas inversas y de desgarre, de acuerdo con interpretaciones geofísicas hechas por RECOPE (Barboza et al., 1987). El sistema de falla inverso principal corre al pie de las lomas de baja altura localizadas entre las dos ciudades anteriormente citadas, demarcando el límite Norte de la Cuenca Limón Sur. Además, en estos mismos sitios se sumaron los efectos del fenómeno de licuefacción y aceleración amplificada entre los sedimentos Cuaternarios del subsuelo y el relleno de base de la carretera.

El levantamiento del terreno costero, al Sur de Limón, se explica por la deformación o plegamiento relacionado con la compresión que tuvo lugar entre los frentes de los cinturones de

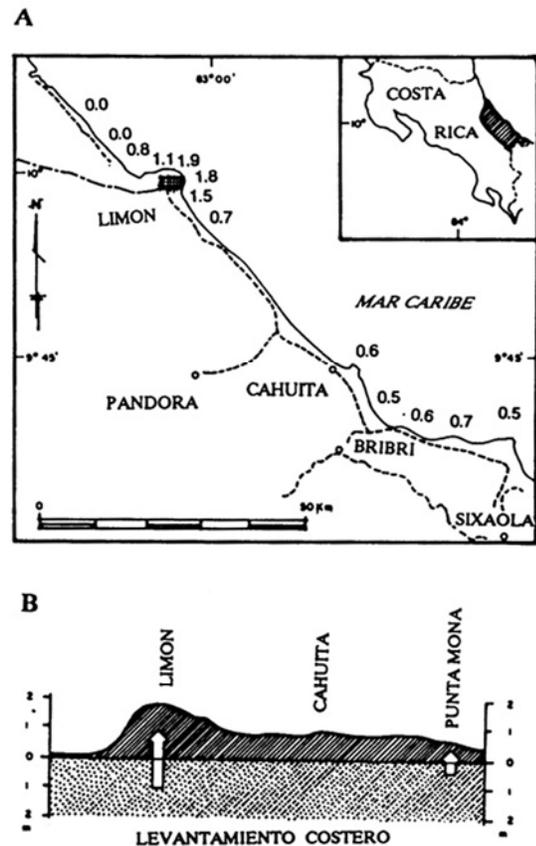


Fig. 6: a) Localidades medidas con levantamiento de la costa caribe de Costa Rica. Margen de error por mareas, 20-30 cm. b) Perfil esquemático paralelo al litoral, que muestra el abrupto levantamiento de la costa. Datos basados en Astorga (1991).

corrimento interno y externo. El levantamiento máximo de la costa, registrado cerca del centro de Limón y la expresión topografía positiva sobre la que se asienta la ciudad es posiblemente el efecto más visible del contrafuerte del paleo-alto de Moín a la compresión y movimientos en dirección Noreste del cinturón de empuje (Fig. 3.a). Los movimientos verticales diferenciales más significativos se originan en las puntas Limón, Cahuita y Puerto Viejo, sitios que corresponden con crestas anticlinales que en profundidad están relacionadas con fallas de los cinturones de corrimento.

Por medio de mediciones hechas en varias secciones sísmicas de costa afuera en la plataforma Caribe y perfiles de geología superficial, se ha establecido un acortamiento cortical en los cinturones interno y externo de aproximadamente 12% en el techo de la sección Mioceno Medio-Superior y un acortamiento acumulativo del 17% en la parte basal, por lo que se deduce que un 5% del acortamiento se originó del Mioceno Superior al tiempo Reciente.

La actividad sísmica regional registrada en el país por la Red Sismológica Nacional después del terremoto del 22 de abril de 1991 se desarrolló en dos patrones básicamente (ver Montero et al., este volumen):

El primero con tendencia NE-SW, extendiéndose desde la ciudad de Limón hasta Puerto Almirante en el territorio Panameño, cuya actividad sísmica se concentró en la región continental de la cuenca con relativamente pocos eventos sísmicos sobre la plataforma.

El segundo patrón presenta una orientación Este-Oeste, extendiéndose desde Punta Limón hasta el Golfo de Nicoya en la costa Pacífica, pasando por el Sur del Valle Central. Este sistema de fallamiento reafirma la idea del límite tectónico que divide al país en dos bloques como fue propuesto por Astorga et al. (1989).

CONCLUSIONES

Todas las observaciones arriba mencionadas y la evolución tectónica y geológica reconstruida de la cuenca a partir de una amplia base de

información geofísica y petrolera, permite arribar a las siguientes conclusiones:

1. La evolución tectónica de la Cuenca Limón Sur se ha caracterizado por una fuerte compresión en dirección Noreste desde finales del Eoceno (Bottazzi et al., 1990). Las estructuras resultantes son fallamientos inversos, plegamiento asociado y sobrecorrimientos que controlaron la evolución sedimentaria Neógena de la cuenca (Bottazzi et al., 1990; Fernández, 1987). Regionalmente este régimen de compresión Neógena corresponde con una extensión de los efectos del Cinturón Deformado del Norte de Panamá, el cual hacia el oeste, en el área del Río Reventazón, cambia a un régimen de fallamiento transcurrente (Barboza et al., 1987) iniciándose el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica (Astorga et al., 1989, 1991).
2. Las evidencias de la distribución y características de los patrones de sismicidad y de mecanismos focales durante la crisis sísmica generada por el terremoto de Abril de 1991, muestra que el fallamiento inverso que originó este evento, pertenece al cinturón de empuje-corrimento de la Cuenca Limón Sur.
3. El levantamiento regional de la región costera Sur del Caribe Costarricense revela que los estilos estructurales -tectónicos son divergentes entre las cuencas de Limón Norte y Limón Sur, como es mostrado en la figura 2.a, cuyo límite se encuentra activo en el Presente y es una extensión del Cinturón Deformado de Panamá que se continúa atravesando al país en el Sistema de Falla Transcurrente de Costa Rica. La ausencia de sismicidad en el cinturón de corrimento externo de Limón Sur durante el evento sísmico de abril de 1991, refuerza la idea de levantamiento asísmico (p.e. Montero et al., 1991), posiblemente debido al plegamiento o flexurización en el frente de los cinturones de empuje (Fig. 2 y 3). Este efecto parece ser un proceso continuo desde el Mioceno hasta el Presente como se evidencia en los ejemplos sísmicos (Fig. 3.a y b).
4. En el área continental de la cuenca, la deformación superficial no se debe solamente a movimientos a lo largo de fallas de frente de

sobrecorrimiento, de desgarre o de sistemas secundarios de fallas inversos que se activaron, sino que se sumaron los efectos de fenómenos de licuefacción y aceleración amplificada de ondas superficiales debido a cambios de textura entre el subsuelo y los materiales de relleno de algunas obras civiles.

5. El rechazo total del fallamiento inverso al pie de la Cordillera de Talamanca hacia la Cuenca Limón Sur puede ser estimado a partir de la presencia de sedimentos marinos someros de edad Mioceno y Plioceno afloran en los picos más altos de Costa Rica (Cerro Chirripó y Cerro de la Muerte) con alturas que superan los 3000 m. sobre el nivel del mar. En la sismica registrada en el cinturón de empuje externo, se ha medido un rechazo vertical de alrededor de 1000 m. en algunas fallas.

REFERENCIAS SELECCIONADAS

- Astorga, A., 1991: Informe sobre el levantamiento de la costa caribe de Costa Rica, como consecuencia del terremoto del 22 de abril de 1991. - RECOPE. San José, Costa Rica (informe inédito).
- Astorga, A.; Fernández, J. A.; Barboza, G.; Campos, L.; Obando, J.; Aguilar, A. & Obando, L. G.; 1989: Sedimentary basins of Costa Rica: Upper Mesozoic - Upper Cenozoic. Evolution and Hydrocarbon Potential. - Symposium on the Energy and Mineral Potential of the Central American - Caribbean Region, San José, Costa Rica, March 6 - 9, 1989 Circumpacific Council: 23 p.
- Astorga, A.; Fernández, J. A.; Barboza, G.; Campos, L.; Obando, J.; Aguilar, A. & Obando, L. G., 1991: Cuencas Sedimentarias de Costa Rica: Evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. - Rev. Geol. América Central, 13: 25 - 29.
- Barboza, G., 1985: Mapa geológico de las hojas topográficas Matina y Barbilla, escala 1:50.000, provincia de Limón (inédito).
- Barboza, G; Segura, G & Mayers, R, 1987: Time Structure map on blue horizon, near top of Tuis Formation (Top of Eocene), Moin-Parismina area. - RECOPE (mapa inédito).
- Barboza, G; Fernández, A; Calvo, C; Laurito, C & Morales, E, 1987: Proposal for a stratigraphical well in the Moin-Parismina area. - 25 págs. (RECOPE technical petroleum report). San José, Costa Rica.
- Boschini, I. M., 1989: Incidencia de las fuentes sísmicas en la región caribe de Costa Rica. - 97 págs. Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica (tesis inédita).
- Bottazzi, G.; Gonzalez, G. & Vargas, J., 1987: Sedimentología del borde norte y noreste de la cuenca Limón Sur. - 85 págs. (informe técnico de RECOPE).
- Bottazzi, G. (en preparación): Depósitos deltaicos, fandeltaicos y aluviales del Mioceno Superior-Plioceno de la cuenca Limón Sur. - Universidad de Costa Rica. Tesis para optar por el grado de Licenciatura en Geología. San José Costa Rica.
- Bottazzi, G.; Gonzalez, G.; Fernández, J. A. & Barboza, G., 1990: Evolución Tectono-Sedimentaria de la Cuenca Limón Sur: VII Congreso Centroamericano de Geología. San José, Costa Rica, Resúmenes: 97.
- Campos, L., 1987: Geología de la Fila Asunción y zonas aledañas, Atlántico Central, Costa Rica. - 78 págs., Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica, (tesis inédita).
- Eva, A. W.; Burke, K.; Mann, P. & Wadge, G., 1989: Four-phase tectonostratigraphic development of the southern Caribbean. - Marine & Petroleum Geology, 6: 9-21.
- Fernández, J. A., 1987: Geología de la Hoja Topográfica Tucurrique. - 206 págs., Tesis de Licenciatura en Geología, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.
- Fernández, J. A. & Tejera, R., 1982: Reconocimiento Geológico de la Formación Changuinola (Cretácico). Informe preliminar de las observaciones de campo. - (informe técnico de RECOPE). San José, Costa Rica.
- Fernández, J. A. & Tejera, R., 1981, 1985: Informes Geológicos de las Hojas Topográficas Sixaola, Cahuita, Estrella y Río Banano. - (informes técnicos de RECOPE). San José, Costa Rica.
- Gursky, M., 1988: Análisis tectónico de la Península de Nicoya (Costa Rica) y su significado para el desarrollo estructural -geodinámico de América Central meridional. - Rev. Geol. América Central, 8: 19-75.
- Haq, B. U.; Hardenbold, J. & Vail, R. P., 1988: Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphic and eustatic cycles. En: Sea level Changes: An integrated approach. - Spec. Publi. No. 42: 71-108. En: Lidz, B. H. (ed.). Soc. Economic, Paleontologists & Mineralogists.
- Lonsdale, P. & Klitgord, K.D., 1978: Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. - Geol. Soc. Am. Bull., 89: 981-999.

- Malfait, B.T. & Dinkelman, M.G., 1973: Circum-Caribbean tectonics and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate - *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 251-272.
- Mann, P. & Burke, K., 1984: Neotectonics of the Caribbean.- *Rev. Geophys. Space Phys.*,22,4: 309-362.
- Montero, W.; Ponce, L.; Pardo, M.; Dominguez, J.; Boschini, I., L.; Rojas, W.; Suárez, G. & Camacho, E., 1991: The Limón, Costa Rica Earthquake of April 22 1991 ($M_s = 7.5$). Seismicity, Focal Mechanism and Tectonic Implication. - *EOS Abstracts*.
- Pindell, J. L.; Cande, S. C.; Pitman III, W. C.; Rowley, D. B.; Dewey, J. F.; Labrecque, J. & Haxby, W., 1988: A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. - *Tectonophysics*, 155: 121-138.
- Roeseler, W. T., 1953 - 1963: Informes de la Compañía Petrolera de Costa Rica S. A., al Gobierno de la República (CRGR 5, 20 Y 23). - (informe inédito), San José Costa Rica.
- Sick, M., 1989: Paleomagnetism of the Ophilitic Complexes from the Southern Middle American Landbridge (Costa Rica and Western Panamá). - 108 págs., Diss. Univ. Tübingen.
- Taylor, G. D., 1975: The geology of the Limón area of Costa Rica. - 116 págs., PhD. Thesis, Louisiana State University, Illinois.
- Vail, P. R. & Mitchum, R. M., 1977: Global cycles of relative changes of sea level. - En: Payton, C. E. (Ed.): *Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*: 83-97.; *Am. Ass. Petroleum Geol., Mem.* 26.
- Vitali, C., 1985: *Estudes morphostructurales des prismes tectoniques de Panama, de Colombia et du Venezuela: Leurs relation avec les domaines oceaniques et conti-nentaux proches*. - 224 págs., Université Pierre et Marie Curie. Paris. (Tesis inédita).
- Vitali, C., Mauffret, A., Kenyon, N. & Renard, V., 1985: Panamanian and Colombian deformed belts: An integrated study using gloria and seabem transits and seismic profiles. - *Geodynamiques des Caraibes Symposium*. Paris, 5 - 8 fevrier 1985, 451-461.