

160-2 Francis

ESCUELA DE GEOLOGIA
Devuelva este libro
a la misma fecha
DEVUELTO

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS BASICAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGIA

Scanned from original by ISRIC - World Soil Information, as ICSU World Data Centre for Soils. The purpose is to make a safe depository for endangered documents and to make the accrued information available for consultation, following Fair Use Guidelines. Every effort is taken to respect Copyright of the materials within the archives where the identification of the Copyright holder is clear and, where feasible, to contact the originators. For questions please contact soil.isric@wur.nl indicating the item reference number concerned.

GEOLOGIA DE LA FILA ASUNCION
Y ZONAS ALEDAÑAS, ATLANTICO CENTRAL,
COSTA RICA

TESIS DE GRADO

Lolita Campos Bejarano

BIBLIOTECA
ESCUELA CENTROAMERICANA
DE GEOLOGIA

CIUDAD UNIVERSITARIA RODRIGO FACIO

1987

ISRIC LIBRARY

CR 1987.02

00 24 7 5

15n=16435

opdraken :

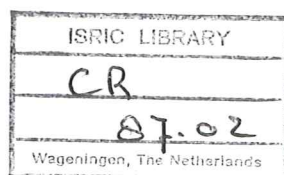
Molasse

(w.m. suretka)



0

RESUMEN



El área de la Fila Asunción se ubica en el sector central del Atlántico de Costa Rica. Forma parte de una cuenca trasarco, en desarrollo desde el Cretácico Superior. En la misma aflora únicamente el relleno Neógeno de dicha cuenca, que regionalmente ha sido afectado por una fase tectónica compresiva ocurrida durante el Mioceno Superior - Plioceno.

tekt

Las rocas de esa serie sedimentaria neógena han sido agrupadas en cinco sistemas deposicionales, correlacionables cada uno de ellos con sendas formaciones litotestratigráficas: Turbidítico (Formación marga Senosri), Lodoso (Formación lutita Uscari), Arenoso (Formación arenisca Río Banano), Carbonatado (Formación caliza coralina Limón) y Conglomerático (Formación conglomerado Suretka). Estos sistemas deposicionales conforman una columna sedimentaria constituida por una bisecuencia deposicional simétrica.

La secuencia inferior (Mioceno Inferior - Mioceno Medio), de tendencia "fining upward", caracteriza una secuencia transgresiva, cuya deposición estuvo controlada por cambios eustáticos y subsistencia. Esta conformada a la base por turbiditas (Formación marga Senosri) y al techo por lutitas (Formación lutita Uscari).

trebelstrom?

La secuencia superior (Mioceno Superior - Reciente), de tendencia "coarsening upward", caracteriza en general, una secuencia de tipo regresivo progradacional, cuya sedimentación estuvo controlada por la taza de aporte de sedimento, los cambios eustáticos y la subsistencia de la cuenca. Lutitas a la base (Formación lutita Uscari), recubiertas por areniscas (Formación arenisca Río Banano), y estas a su vez recubiertas por arrecifes (Formación caliza coralina Limón) y conglomerados molásicos (Formación conglomerado Suretka), tipifican esta secuencia.

Estructuralmente el área ^{gravel front} de estudio se sitúa en el ^{onschuiting} área de "foothills", al pie del frente de corrimiento, producto del "decollement" de la cobertura sedimentaria oceánica ocurrido durante la orogenia de la Cordillera de Talamanca. Esta fase tectónica afectó a las rocas del Mioceno - Plioceno del área (formaciones marga Senosri, lutita Uscari y arenisca Río Banano). Los esfuerzos compresivos con sentido SSW a NNE originaron el sistema de fallas inversas de alto ángulo con pliegues asociados (Frente de Corrimiento Asunción), así como estructuras distensivas (fallas normales y diaclasas) y de cizalle (fallas con desplazamiento de rumbo).

overbezen

te gebruiken

belangrijk

INDICE

1.	INTRODUCCION	1
2.	GEOLOGIA REGIONAL	3
2.1	<u>ESTRATIGRAFIA</u>	5
a)	Formación Changuinola.....	5
b)	Formación Tuis.....	7
c)	Formación Senosri.....	9
d)	Unidad litoestratigráfica Dacli.....	10
e)	Formación Uscari.....	11
f)	Formación Río Banano.....	12
g)	Formación Limón.....	13
h)	Formación Suretka.....	14
i)	Rocas ígneas.....	14
2.2	<u>TECTONICA</u>	15
3.	DESCRIPCION DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL.....	18
3.1	SISTEMA DEPOSICIONAL TURBIDITICO (Formación marga Senosri)..	18
	Facies 1: Depósitos de turbiditas siliciclásticas	
	(Miembro Río Tercero).....	20
	Facies 2: Depósitos de turbiditas carbonatadas	
	(Miembro Asunción).....	21
3.2	SISTEMA DEPOSICIONAL ^{modélico} LODOSO (Formación lutita Uscari).....	23
	Facies 3: Depósitos de lutitas hemipelágicas	
	(Miembro Río Blanco).....	23
	Facies 4: Depósitos de lutitas de plataforma	
	y talud deposicional (Miembro Río Peje).....	25
3.3	SISTEMA DEPOSICIONAL ARENOSO (Formación arenisca Río Banano).	28
	Facies 5: Depósitos de areniscas de plataforma interna	
	(Miembro Quitaría).....	28
	Facies 6: Depósitos de areniscas de faja costera	
	(Miembro Brazo Seco).....	35
3.4	SISTEMA DEPOSICIONAL CARBONATADO	
	(Formación caliza coralina Limón).....	38
	Facies 7: Depósitos carbonatados someros.....	38
3.5	SISTEMA DEPOSICIONAL CONGLOMERATICO	
	(Formación conglomerado Suretka).....	40
	Facies 8: Depósitos molásicos de "Fan Delta".....	40
3.6	ROCAS IGNEAS.....	42
3.7	ASPECTOS SECUENCIALES Y MODELO DE SEDIMENTACION.....	44
3.8	ASPECTOS ESTRATIGRAFICOS.....	51

4.	GEOLOGIA ESTRUCTURAL.....	52
4.1	ESTRUCTURAS DE COMPRESION.....	53
	El sistema de fallas.....	55
	El sistema de pliegues.....	57
4.2	ESTRUCTURAS DE DISTENSION.....	58
	Fallas normales.....	58
	Fracturas y diaclasas.....	59
4.3	ESTRUCTURAS DE CIZALLE.....	59
4.4	ANALISIS DE ESFUERZOS.....	60
5.	GEOMORFOLOGIA.....	62
5.1	RELIEVE.....	62
	Unidad de planicie.....	62
	Unidad montañosa.....	62
5.2	REDES DE DRENAJE.....	64
6.	HISTORIA GEOLOGICA.....	65
7.	CONCLUSIONES.....	67
8.	AGRADECIMIENTOS.....	70
9.	BIBLIOGRAFIA.....	71
	APENDICE.....	78

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Ubicación geográfica y geotectónica del área de estudio.....	2
Figura 2: Variación de la nomenclatura estratigráfica a través del tiempo en la Cuenca Limón Sur.....	6
Figura 3: Mapa geológico generalizado de la Cuenca Limón Sur.....	16
Figura 4: Relación de facies, edad y espesor de la columna estratigráfica de la Fila Asunción y áreas aledañas.....	19
Figura 5: Interrelación de facies en cortes representativos del área de la Fila Asunción.....	24
Figura 6: Correlación entre las unidades litoestratigráficas y las unidades de sedimentación de la Fila Asunción y alrededores.	29
Figura 7: Modelo esquemático de un "fan delta"(cf. POSTMA, 1984).....	43
Figura 8: Mapa estructural de la Fila Asunción y alrededores.....	54
Figura 9: Perfiles geológicos.....	56
Figura 10: Estereografía del Anticlinal Dómico Victoria - Peje, Fila Asunción y alrededores.....	61
Figura 11: Mapa de unidades geomórficas y redes de drenaje.....	63
Figura 12: Mapa de ubicación de muestras.....	82
Figura 13: Bioestratigrafía de muestras seleccionadas (en base a la clasificación de BLOW, 1969).....	83
Contratapa: Mapa geológico de la Fila Asunción y zonas aledañas, Atlántico Central, Costa Rica (escala 1:200.000).	

1. INTRODUCCION

Este trabajo presenta el cartografiado geológico de una superficie de unos 363 km², situada en el sector central de la Provincia de Limón. Se ubica entre las coordenadas geográficas 9°53'-10°01' Norte y 83°00'-83°15' Oeste (Fig.1) o entre las coordenadas Lambert Costa Rica Norte: 2⁰⁷-2²³ Norte y 6¹⁹-6⁴⁶ Oeste de la hoja topográfica Río Banano, a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional (ver mapa geológico).

El área de estudio es accesible por aire, tierra o mar hasta Puerto Limón y de allí por tierra a los distintos poblados. Las vías de acceso terrestre, son las carreteras nacionales 32 y 36, la regional 241 y los caminos vecinales que conducen a los caseríos de Santa Rosa, Blanco y Peje, así como el ferrocarril que conecta Puerto Limón con Pandora en el Valle de la Estrella.

El método de trabajo consistió en el levantamiento geológico de ríos y quebradas a escala 1:10.000. Se recolectaron muestras para análisis petrográficos y micropaleontológicos, éstos últimos fueron realizados en el laboratorio de micropaleontología de la Refinadora Costarricense de Petróleo. Los resultados del cartografiado geológico se presentan en un mapa de escala 1:50.000, utilizando la base topográfica de la hoja Río Banano. Mediante este cartografiado se pretende contribuir al conocimiento geológico de la región, esclarecer las relaciones estratigráficas de las rocas aflorantes y enfatizar el estudio de los sedimentos marinos someros expuestos en el área de estudio.

Las investigaciones previas en el área de estudio, incluyen campañas exploratorias para petróleo (década de los años cincuenta) y las tesis en geología de TAYLOR (1975) y PIZARRO (1985). Ambas enfatizaron en micropaleontología, la primera para optar al grado de doctorado y la segunda al de Licenciatura.

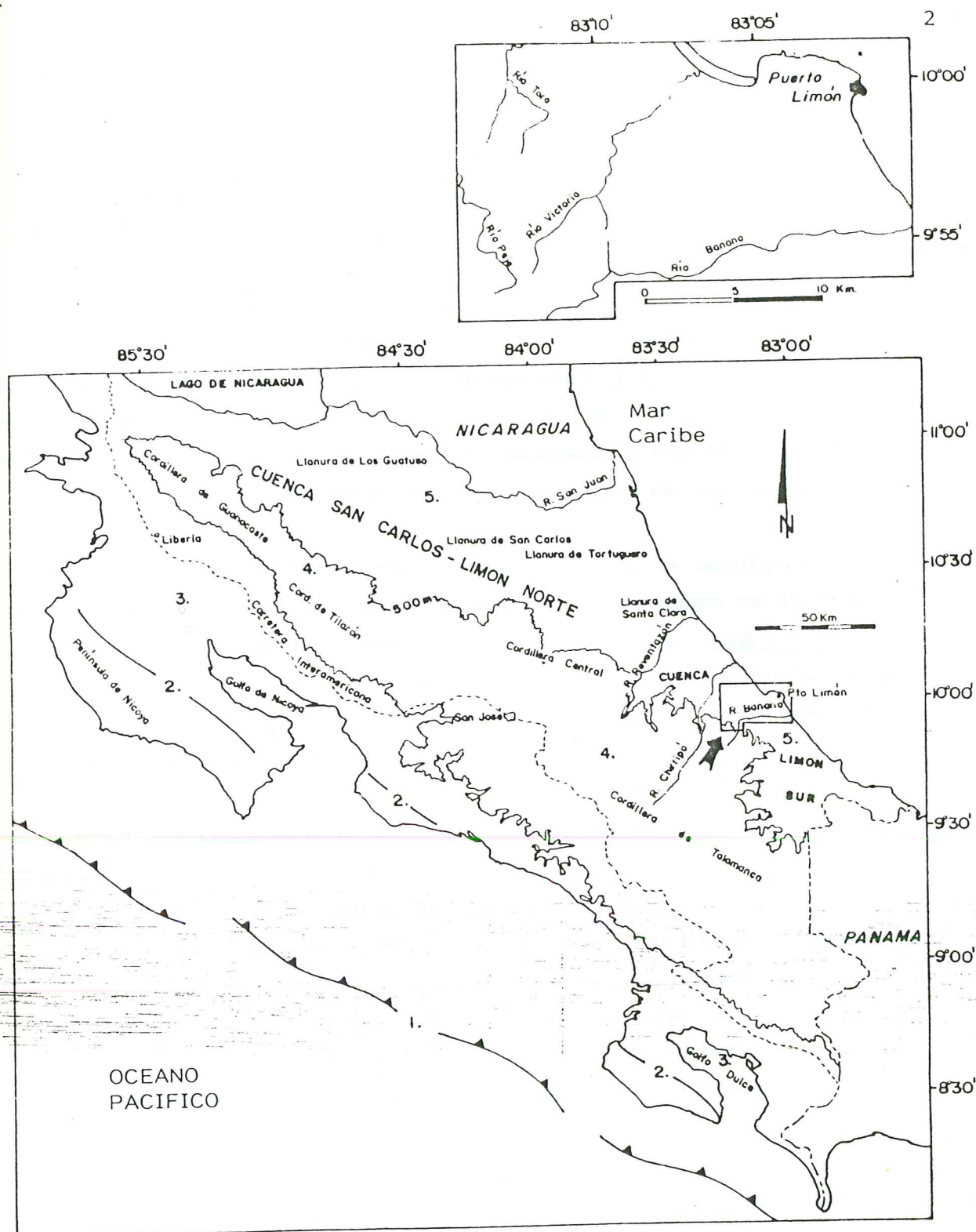


Fig. 1. Ubicación geográfica y geotectónica del área de estudio: 1. Fosa Mesoamericana, 2. Arco Externo, 3. Fosa antearco, 4. Arco interno, 5. Cuenca trasarco, (Basado en WEYL, 1980; CASE & HOLCOMBE, 1980 y MORA, 1981).

2. GEOLOGIA REGIONAL

El área estudiada se localiza en la región trasarco del sistema de arco de islas que conforma la América Central Meridional (sensu KUYPERS, 1979a y MORA, 1981a). La región trasarco se extiende geográficamente desde el sur de Nicaragua hasta el Canal de Panamá. EN Costa Rica está delimitada al oeste por las cordilleras volcánicas de Guanacaste y Central y la Cordillera de Talamanca, mientras que al este se adentra en el Mar Caribe.

A raíz de la sísmica marina realizada en 1983, por la Geophysical Survey Incorporated, para la compañía estatal Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE), se constató que en Costa Rica, la región trasarco está constituida por dos cuencas distintas. Estas cuencas, denominadas San Carlos-Limón Norte y Limón Sur respectivamente, se diferencian principalmente por el grado y estilo de tectonismo que presentan (ROCKWELL, 1985).

La Cuenca San Carlos-Limón Norte, corresponde morfológicamente con las llanuras de Guatuso, San Carlos, Tortuguero y Santa Clara (Fig.1). Está recubierta por una potente secuencia aluvional y volcánica, con la excepción de las ventanas de erosión de Venado y del Río San Juan. En estas áreas de afloramiento se han concentrado la mayoría de investigaciones geológicas, entre estas se citan: DENG, 1962; DONDOLI, 1965; FISHER, 1981; HAYES, 1989; HOFFSTETTER, et al., 1960; MALAVASSI, 1962; MALAVASSI & MADRIGAL, 1970 y WEYL, 1980 in SPRECHMANN, 1984, RIVIER, 1969, 1973 y OBANDO, 1986.

Debido a esta escasez de afloramientos, durante las campañas de exploración petrolera, han tenido que implementarse estudios geofísicos: aeromagnetométricos, gravimétricos y sísmicos. Estos últimos no han obtenido resultados óptimos en la porción terrestre de la cuenca a causa de la cubierta volcánica que no permite la propagación de la energía hacia la profundidad del subsuelo. Por el contrario en la sección marina de la cuenca, sí se ha obtenido una buena resolución. A partir de estos resultados se conoció desde los tiempos de la compañía Elf Petróleos (años setenta) que los marcadores sísmicos establecidos en el área de Moín (zona límite con la Cuenca

Limón Sur), se continuaban hacia la Cuenca Limón Norte. Luego de la sísmica efectuada por la Geophysical Survey Incorporated, se constató la diferencia en el estilo tectónico de ambas cuencas: fallas listricas en la Cuenca San Carlos-Limón Norte y sobrecorrimientos en la Cuenca Limón Sur.

El límite entre ambas cuencas se sitúa a la latitud de Puerto Limón de manera aproximada, en donde una "barrera" discontinua de altofondos (cf. RIVIER, 1973) se continúa hacia el interior del país con un rumbo general E-W. Estos altofondos se manifiestan en los métodos potenciales (magnetometría y gravimetría) como anomalías positivas (HARTMAN & CONDON, 1984) y en las secciones sísmicas como altos estructurales con estratos acuñados a manera de "overlapps" (ROCKWELL, 1985). Uno de estos altofondos es el Alto Moín, perforado en 1975 por la Elf Petróleos (RIVIER, 1985) y al cual ROCKWELL (1985) considera un guyot.

La Cuenca Limón Sur, estudiada desde finales del siglo pasado (entre otros por GABB, 1913), ha sido objeto de exploración petrolera por varias compañías transnacionales: la Sinclair Oil Company a principios de siglo, la Union Oil Company y la Gulf Oil Company entre los años cincuenta y sesenta, la Elf Petróleos entre los sesenta y setenta y desde 1980 por la Refinadora Costarricense de Petróleo.

La Cuenca Limón Sur, ^{uitgestrekt}alargada en sentido ^{richting}NW-SE, está delimitada al oeste por la Cordillera de Talamanca y el río Reventazón, al norte por el inicio de las tierras bajas a la latitud de Puerto Limón y Siquirres, al sur se continúa hacia Panamá y al este se interna en el Mar Caribe (Fig. 1).

La Cuenca Limón Sur puede ser considerada como una cuenca de hundimiento, situada en el flanco oriental de un orógeno en evolución (Cordillera de Talamanca), con un borde "proximal" dirigido hacia el SW y un sentido de profundización hacia el NE. Aunque bastante estudiada con fines petroleros, la Cuenca Limón sur aún conserva importantes incógnitas, especialmente en el campo de geología sedimentaria.

2.1 ESTRATIGRAFIA

Una prueba de la confusión existente en la estratigrafía de esta cuenca, la constituyen los cambios que a través del tiempo se han producido en la jerarquía estratigráfica (Fig.2). Las razones de estos cambios han sido el uso indiferenciado de criterios ^{bioy/prot} litoestratigráficos, ^{biostratig} cronoestratigráficos y bioestratigráficos para denominar formaciones y miembros. Probablemente han contribuido a esta situación, las características propias de la secuencia sedimentaria tales como: a) relativa homogeneidad y monotonía de la secuencia en sentido vertical, b) reconocidos cambios de facies en sentido lateral y c) diacronismo de las facies y otras circunstancias tales como difícil accesibilidad, intemperismo, malos afloramientos, abundante cobertura vegetal fuerte deformación tectónica y mala preservación o escasez de microfauna para la datación.

Los primeros en establecer una columna estratigráfica de la Cuenca Limón Sur, fueron los geólogos de las compañías petroleras transnacionales (ROESELER, 1953). Estos sitúan el inicio de la sedimentación en el Cretácico Superior con la depositación de la Formación Changuinola. Prolongan la sedimentación casi ininterrumpidamente hasta el Plioceno, cuando se acumulan los depósitos de las formaciones Limón y Suretka. La única discontinuidad estratigráfica importante y de carácter local es el límite Eoceno-Oligoceno (cf. RIVIER, 1985).

Resumiendo todos los datos dispersos en los informes de las compañías petroleras y algunos pocos trabajos independientes, se ha elaborado una descripción de las unidades litoestratigráficas de la Cuenca Limón Sur. Para ello se utilizan los criterios de nomenclatura propuestos por Sprechmann (1984b), que a su vez se basan en las recomendaciones de la Guía Estratigráfica Internacional (HEDBERG, 1976).

a Formación Changuinola

Referida originalmente como "Caliza Peña Blanca" por McMILLAN (1958)

fase / levantamiento
tectónica: tectónica de
gravedad;

actividad
magnética

el inicio de la
orogénia de la
C. de T

over-
schuivingen
file de anticlin.
valles de sincl.

CRETACICO SUPERIOR		PALEOCENO		EOCENO			OLIGOCENO			MIOCENO			Plioceno	Pleistoc.	Rocienzo	
Camp.	Maest.	Inf.	Sup.	Inf.	Med.	Sup.	Inf.	Med.	Sup.	Inf.	Med.	Sup.				
					Fm. Senosri											PARIS (1953)
							Mb. Dacli									
								Fm Uscari								
									Fm. Gatun					Fm. Suretka		
					Grupo Tuis											ROESLER (1953)
							Fm. Senosri									
								Fm. Uscari								
								Mb. Dacli						Fm. Limón		
									Fm Gatún					Fm. Suretka		
					Fm Tuis											ENCILBERTS (1968)
							Fm. Senosri							Fm. Limón		
								Fm. Dacli						Fm. Suretka		
									Fm. Uscari							
										Fm. Gatún						
										Fm. Uscari						
														Fm. Río Banano		TAYLOR (1975)
														Fm. Suretka		
					U. Pacuare (Fm. Tuis)											
					U. Qda. Grande (Fm. Las Animas)											
								U. Baio El Tigre y Rio Torito (Fm. Senosri)								
														U. Linda Vista (techo Fm. Senosri)		SAENZ ² (1986)
														U. Piedras de Fuego		
														U. Píllon de Azúcar U. Laías		
					Fm. Changuinola					Litozona San Martín						
					Fm. Tuis					Fm. Uscari						
														Fm. Río Banano		
															Fm. Suretka	
														Brechas La Unión		FERNANDEZ ² (1987)
														Andesitas Poás		
										Fm. Senosri						
														Fm. Río Banano		ESTE TRABAJO ³
														Fm. Limón		
														Fm. Suretka		

Fig. 2. Variación de la nomenclatura estratigráfica a través del tiempo en la Cuenca Limón Sur.

def

y definida por FISHER & PESSAGNO (1965). Se compone principalmente

- ① de pelagitas calcáreas con intercalaciones de tobas pelágicas y sedimentos volcanoclásticos posiblemente turbidíticos, depositados a partir del Campaniano Superior (ver FISHER & PESSAGNO, 1965 o SPRECHMANN, 1984a).

- ② McMILLAN (1958) la describe como una secuencia consistente de 770m de caliza y 210m de areniscas tobáceas muy calcáreas y lutitas, de edad Maastrichtiano. Por su parte FISHER & PESSAGNO (1965), definen a la
- ② Formación Changuinola como formada por 612m de caliza intercalados con dos secuencias volcanosedimentarias distintas de 240 y 428m respectivamente. Las calizas (biomicritas y pelmicritas) son de color claro, blancas, grises o verdes, densas y microcristalinas, de estratificación muy gruesa a maciza (decimétrica a métrica), con intercalaciones de arcilla calcárea o de ceniza verde o marrón oscuro. La unidad volcanosedimentaria inferior consiste de tobas, limolitas ligeramente calcáreas, areniscas, algunos conglomerados y 60m de lavas dacíticas hacia el techo. La unidad superior, se compone de tobas silíceas y tobas calcáreas hacia la base, sobreyacidas por areniscas tobáceas y calizas.

Esta formación aflora en los ríos Changuinola y Peña Blanca, Provincia de Bocas del Toro en Panamá, donde se localiza su sección tipo. Le fue asignada una edad de Campaniano Superior-Maastrichtiano en base a *Globotruncana aegyptiaca* (LALICKER), *Globotruncana contusa* (CUSHMAN) y *Globotruncana ganseri* (BOLLI) por FISHER & PESSAGNO (1965), así como por otras especies de foraminíferos planctónicos.

b) Formación Tuis

Originalmente definida como grupo, por ROESELER (1953), para referirse a una asociación de rocas ígneas extrusivas, sedimentitas volcanoclásticas y carbonatos de edad Paleógeno, de por lo menos 2200m de espesor ROESELER (1953) subdividió y caracterizó a este grupo en tres unidades:

- a) La unidad inferior consiste de aglomerados, basaltos, tobas y alternan-

cias de areniscas y lutitas de composición volcaniclastica que presentan delgadas intercalaciones de calizas pelagicas, lutitas y arcillitas con abundantes macroforaminiferos de edad minima Eoceno Medio.

La **unidad media** incluye las calizas organogenas de Las Animas y del Río Calvery: fosilíferas, color gris claro a crema, con una rica asociación de Orbitoididos y con intercalaciones locales de tobas arenosas de edad Eoceno Superior.

La **unidad superior** fue descrita en el área Suruy-Estrella, donde consiste de un paquete de calizas pelagicas con intercalaciones de aglomerados y brechas de edad Oligoceno Inferior, mientras que en las cercanías de los cerros Senosri, donde también fue descrita esta unidad, consiste de areniscas tobáceas de la misma edad Oligoceno Inferior.

Esta primera definición de la Formación Tuis fue modificada a lo largo de las campañas exploratorias realizadas así como de otros trabajos de índole más académica. En sucesivas campañas, los geólogos de las compañías petroleras, correlacionaron los depósitos de la unidad inferior de ROESELER (1953) con secuencias similares aflorantes en el curso alto del Río Lari, para las cuales determinaron edades de Cretácico Superior-Paleoceno. Para estas mismas rocas FISHER & PESSAGNO (1965) y QUESADA et al. (1980), determinaron edades de Paleoceno y Eoceno Medio respectivamente.

El Grupo Tuis de ROESELER (1953), incluyó por tanto tres unidades litoestratigráficas con apreciables diferencias genéticas y cronoestratigráficas: la unidad superior tal y como está descrita ajusta con la definición de la Formación Senosri (véase siguiente apartado). La unidad media de calizas someras del Eoceno Superior corresponde con la Formación Las Animas (cf. SPRECHMANN, 1984a) y por último, la unidad inferior, volcaniclastica, de edad Paleoceno-Eoceno Medio (FISHER & PESSAGNO, 1965; SHISKEVICH, 1985) y que consiste de facies de talud es a la que debe restringirse la denominación de Formación Tuis.

c) Formación Senosri

En el presente trabajo se propone la utilización del término Senosri para referir a la secuencia carbonatada-siliciclástica redepositada de edad Oligoceno-Mioceno Inferior.

Este término, fue primeramente utilizado por SAPPER (1937 in PARIS, 1953) para referirse a una secuencia constituida predominantemente por calizas que afloraban en el Río Senosri, Provincia de Bocas del Toro, Panamá. Posteriormente el nombre se volvió confuso, pues se utilizó indiscriminadamente tanto en sentido cronoestratigráfico como litoestratigráfico, para referirse a las rocas depositadas entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Superior.

En sentido amplio, la Formación Senosri, ha sido descrita por ROESELER (1953) en el área del Río Reventazón como constituida por tres miembros:

- a) el miembro inferior consiste de lutitas ricas en foraminíferos
- b) el miembro medio es transicional hacia el inferior y consta de intercalaciones de calizas bien estratificadas alternantes con lutitas y con horizontes ocasionales de calizas bioclásticas y
- c) el miembro superior consiste de intercalaciones de calizas orgánicas cristalinas con lutitas y areniscas. Hacia el techo predominan las lutitas, señalando el contacto transicional hacia la Formación Uscari sobreyacente.

Paleontológicamente, la Formación Senosri está caracterizada por una abundante fauna pelágica, con predominio de foraminíferos planctónicos, en tanto que en las facies de calizas bioclásticas abundan las algas calcáreas y los macroforaminíferos. Las algas son principalmente del tipo *Lithotamnium* y *Melobessies* y los macroforaminíferos *Lepidocyclina* y *Amphistegina* (cf. MACOIN, 1970). La fauna planctónica ha proporcionado

do edades de Oligoceno en el área de los ríos Nuevo y Aguas Zarcas (ENGELBERTS, 1955) y de Oligoceno hasta Mioceno Inferior en el área de Turrialba (MACOIN, 1970).

La depositación de la Formación Senosri ocurrió durante la subsidencia de la cuenca recientemente formada como consecuencia del inicio de la orogénia de la Cordillera de Talamanca, en el Eoceno superior. De esta forma la Formación Senosri se superpone localmente discordante sobre los depósitos del Eoceno y origina un ciclo de depositación turbidítica y afín que se prolonga hasta el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior cuando se inicia la depositación de la Formación Uscari, hacia la cual es transicional. ?

d) Unidad litoestratigráfica Dacli

Esta denominación fue primeramente empleada por los geólogos de las compañías petroleras para referirse a las facies de calizas someras de la Formación Senosri (sensu ROESELER, 1953). Posteriormente, PARIS (1954) le asignó una edad de Oligoceno Medio y la incluyó como el miembro inferior de la Formación Uscari, definiéndola así en las áreas Chirripó-Barbilla y Coen-Yorkín-Changuinola: calizas organógenas con intercalaciones esporádicas de areniscas y lutitas y como calizas arcillosas con interestratificaciones de areniscas y limolitas en el área Victoria, Bananito, Suruy y Cerros Senosri..

Dadas las definiciones arriba expuestas de las "formaciones" Senosri y Dacli, debió ser difícil para los geólogos de las compañías petroleras identificarlas en los afloramientos por la complicación tectónica adinámica, así como en los núcleos y cortes de los pozos, de ahí que hicieron la separación entre ambas mediante criterios cronoestratigráficos: Oligoceno Inferior era indicador de Senosri así como el Oligoceno Medio lo era Dacli. A esta mezcla de unidades lito y cronoestratigráficas se sumaba el diacronismo de las formaciones consideradas: las cuales se extienden desde el Oligoceno hasta el Mioceno Inferior e incluyen

depósitos autóctonos (LAURITO & CALVO, 1987) y resedimentados. Actualmente en la región de Siquirres, se está utilizando el nombre de Formación Dacli para referirse a los carbonatos autóctonos del Oligoceno-Mioceno Inferior, por los geólogos de la Refinadora Costarricense de Petróleo, por lo cual se propone en este trabajo que se conserve el término de Formación Senosri para los carbonatos y siliciclásticos resedimentados del Oligo-Mioceno.

e) Formación Uscari

El estratotipo de esta formación fue establecido por OLSSON (1922 in SPRECHMANN, 1984) en la Quebrada Uscari, un afluente del Río Amoura, en el sureste de Costa Rica. Posteriormente PARIS (1953) la describe como una secuencia de 2000m de espesor de lutitas y lutitas arenosas, ambas de color gris verdoso con algunas intercalaciones arenosas y de lentes de caliza y lutitas calcáreas ricas en microfauna y de color café. La divide en tres miembros:

↑ dus niet in de geheel kalkhoudend!

a) El Miembro Dacli y su circunstancia ya fueron discutidos párrafos arriba

KALK
CONCRETIES !!
IN USCART

b) El Miembro Brai está conformado por las típicas lutitas de Uscari, color gris verdoso a café, localmente ricas en microfauna y con abundantes concreciones calcáreas color amarillo mostaza y

mosterd geel

c) el Miembro Yorkín constituye las facies de transición de la Formación Río Banano, consiste principalmente de una serie alternante finamente estratificada de lodolitas y areniscas finas.

lodo = modderig

La edad de la Formación Uscari obtenida por las compañías petroleras en base a foraminíferos bentónicos se extendía del Oligoceno Superior hasta el Mioceno Inferior inclusive, posteriormente TAYLOR (1975) en

edad.

base a *Globorotalia cultrata menardii* y *Sphaeroidinellopsis subdehiscens* le determinó un rango de Mioceno Medio hasta Plioceno. Por su parte PIZARRO (1985) le asigna una edad de Mioceno Medio-Superior y FERNANDEZ (1987) la amplía de nuevo a Oligoceno (Fig.2)

edol

Las relaciones estratigráficas de la Formación Uscari, respecto a las formaciones infra y suprayacentes son transicionales.

?

f) Formación Río Banano

Primeramente descrita como Formación Gatún por OLSSON (in TAYLOR, 1975), fue redefinida por TAYLOR (1975), quien situó el nuevo estratotipo en una ribera del Río Banano, 700m al SE del poblado La Bomba. Esta formación es lateralmente persistente a todo lo largo de la cuenca, manteniendo en general las mismas características:

a) La unidad basal consiste de alternancias irregulares de areniscas y lodolitas y es transicional hacia la Formación Uscari subyacente.

b) La unidad media es muy potente, se compone de areniscas guijarrosas y fosilíferas y,

c) la unidad superior consiste de interestratificaciones de lodolitas y areniscas finas con intercalaciones de capas de carbón centimétricas (cf. PARIS, 1953). El desarrollo de capas carbonosas es particularmente patente en el área de Hone Creek en Baja Talamanca y en Zent. En las zonas más cercanas a la costa actual, las facies carbonosas son más escasas, en su lugar predominan las facies arenosas fosilíferas.

TAYLOR (1975), en su área de trabajo estableció cinco litofacies que incluyó dentro de la formación Río Banano: areniscas, conglomerados, arrecifes de coral, las areniscas Pueblo Nuevo y el Miembro Moin Clay. Le

asignó una edad de Mioceno Superior-Plioceno.

En el presente trabajo no se comparte ^{delin.} la definición de TAYLOR (1975) de la Formación Río Banano, ya que esta incluye facies genéticamente independientes:

a) las facies de areniscas incluyen facies de calizas arrecifales que en este trabajo se consideran como una formación independiente (Formación Limón)

b) las facies de conglomerados han sido ^{suret} previamente descritas en la literatura como parte de la Formación Suretka y

c) el Miembro Moín Clay sobreyace estratigráficamente a la Formación Suretka y por su origen como por su edad no cabe ser incluido dentro de la Formación Río Banano. Por tanto la Formación Río Banano debe restringirse únicamente a las facies de areniscas y limolitas siliciclásticas fosilíferas de edad Mioceno Medio-Superior -Plioceno. Cabe indicar que en áreas más dentro del país, la edad podría extenderse a más antigua.

La Formación Río Banano es transicional respecto a la Formación Usuari infrayacente y respecto a los depósitos sobreyacentes, es concordante bajo la Formación Limón y discordante bajo la Formación Suretka.

g) Formación Limón calizas arrecifales

De carácter inédito, este término aparece primeramente utilizado en ROESELER (1953), quien agrupa bajo este nombre a las calizas arrecifales que aparecen desarrolladas en casi todas las prominencias del área cercana a Puerto Limón. Incluye los afloramientos a lo largo de la línea de ferrocarril, entre el Río Bartolo y Moín y a lo largo de la Quebrada Chocolate, dándole una edad de Plioceno.

En el presente trabajo, se recomienda conservar el término de Formación Limón, para aquellas facies coralinas pliocenas que sobreyacen a las areniscas de la Formación Río Banano.

h) Formación Suretka

SAPPER (1905 in SPRECHMANN, 1984a) señala la presencia de conglomerados en las cercanías de Suretka. BERRY (1921 in TAYLOR, 1975), lo refiere como Conglomerado Suretka. Posteriormente PARIS (1954), definió a esta formación como conglomerática y piroclástica, e incluso con coladas y brechas basálticas a la base en el área Chirripó-Reventazón. Este mismo autor le asignó una edad de Plioceno-Pleistoceno. A su vez TAYLOR (1975), se atribuye una edad Plioceno Tardío-Reciente.

i) Rocas Igneas

La actividad magmática del Cretácico-Paleógeno en la Cuenca Limón Sur, está registrada por dos elementos principales:

I) La presencia de detrito volcanogénico, en la forma de niveles dentro de la Formación Changuinola (FISHER & PESSAGNO, 1965), o bien como componente principal del detrito que constituye a la Formación Tuis (ROESELER, 1953; QUESADA et al., 1980 y FERNANDEZ, 1987).

II) como coladas lávicas basálticas y andesíticas intercaladas dentro de los sedimentos marino-profundos de las formaciones Tuis y Senosri

En el Oligoceno y Mioceno, la actividad magmática es predominantemente intrusiva. Los diques en el Río Lari y en Piedra Grande (Baja Talamanca) fueron datados radiométricamente como oligocénicos (QUESADA

et al., 1980). En el área de Fila Asunción, en base a criterios litoestratigráficos, las intrusiones son presumiblemente del Mioceno Superior.

Un reinicio de la actividad volcánica en el Mioceno Superior-Plioceno, se ^{rich uniginden}colige por la presencia de detrito volcanogénico en los sedimentos de la Formación Suretka (PARIS, 1953).

2.2 TECTONICA

La Cuenca Limón Sur está caracterizada por un ^{opuallend}conspicuo cinturón de empuje, ^{druk}de unos ocho kilómetros de ancho y de un rumbo NW-SE, que se continúa mar adentro por otros ocho kilómetros más (CASE & HOLCOMBE, 1980). Este cinturón se prolonga por la costa de Panamá y Colombia hasta el Este de Venezuela (LU & McMILLEN, 1983). En Costa Rica los límites de este cinturón son: al norte, la "barrera" discontinua de altofondos que delimita a las cuencas San Carlos-Limón Norte y Limón Sur y al oeste, el arco magmático. ^{qordel}

OVERSCHUTTINGEN

Las evidencias para el reconocimiento de este cinturón de plegamiento, en su parte terrestre se dan en: CAMPOS (1983) quien señala la existencia de un sobrecorrimento en el área de Victoria, FERNANDEZ & TEJERA (1984) quienes compilan y corrigen un mapa geológico de parte de la Cuenca Limón Sur, a escala 1:50.000 (Fig. 3); AGUILAR & CAMPOS (1984) señalan la existencia de un patrón generalizado de sobrecorrimientos a todo lo largo de la cuenca y finalmente ROCKWELL (1985), ^{baan/strook}identifica en las secciones sísmicas marinas de la zona, una faja regional de sobrecorrimientos.

Probablemente la causa para el reconocimiento tardío de este cinturón de corrimiento haya sido el deficiente control estratigráfico mantenido por las compañías petroleras (pues utilizaron foraminíferos bentónicos para la datación, cuya evaluación refleja generalmente más cambios ambientales que cronológicos y poseen rangos temporales más largos), el desconocimiento de modelos sedimentológicos que explicaran los cambios de facies observados y la forma de manifestarse de esos corrimientos en superficie (fila de anticlinales con valles sin-

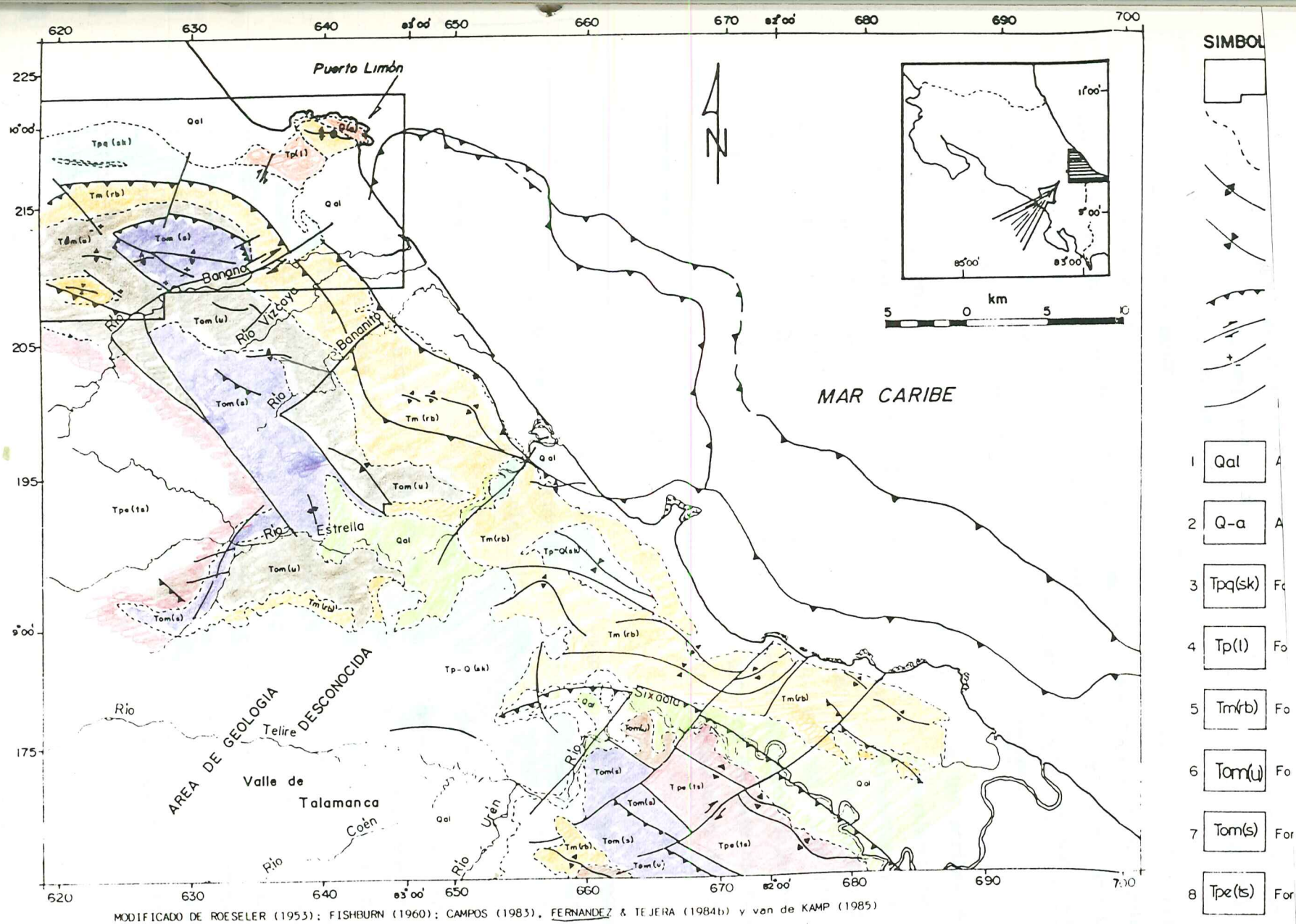


Fig. 3. Mapa geológico generalizado de la Cuenca Limón Sur.

clinales entre sí). Muchas de esas estructuras anticlinales fueron objetivo de perforación, algunas por lo empinado del trazo de falla no cortaron repetición, pero otros pozos si lo hicieron (por ejemplo, Patiño N° 1, Uatsi N° 1 y San José N° 1). La asociación anticlinal - falla de corrimiento, está documentada en varios ejemplos: a) anticlinal Victoria y falla de corrimiento San Francisco (véase Cap. 4), b) falla de corrimiento Teribe y dos anticlinales asociados (MCMILLEN, 1958), c) anticlinal Porvenir y falla de sobrecorrimiento asociada (ROCKWELL, 1985). En todas estas estructuras el rumbo general es NW - SE, siendo paralelos los trazos de falla y los ejes de los pliegues.

El estilo tectónico de este cinturón de empuje no tiene los atributos de grandes cabalgaduras con intenso replegamiento e incluso metaformismo de las rocas. En el área de Costa Rica, se presenta como tajadas deslizadas y superpuestas unas a otras, siendo más comunes el rompimiento y fracturación de los materiales que la constitución de pliegues verdaderos. VAN DE KAMP (1985) estimó que el desplazamiento máximo aparente de estos sobrecorrimientos es mayor a 10 km. Indicando que el espesor de los edificios de tajadas superpuestas puede ser desde 2 km a 8 km, calculando así un acortamiento de la cobertura sedimentaria de hasta un 30 % - 50 %.

Este cinturón de rumbo general NW - SE aparece cortado por frecuentes fallas transcurrentes de rumbo aproximado NE - SW, las cuales coinciden con muchos de los cauces de los principales ríos del área: Banano, Bananito, Estrella y Sixaola (véase Fig. 3).

0 → Miocen sup - Pliocen inf ; *tektonica de gravedad*

El cinturón de corrimiento que se observa en Costa Rica, se continúa a todo lo largo de la costa Caribe de Panamá, Colombia y hasta Venezuela, y según LU & McMILLEN (1983) es consecuencia de una zona de convergencia cuya existencia ha sido documentada por sismica de reflexión marina. Si bien la deformación compresiva regional puede ser explicada mediante una tectónica a nivel de placas, la deformación observada en tierra no parece afectar niveles profundos del subsuelo, más bien se desarrolla dentro de la cobertura sedimentaria, por lo cual es más plausible interpretar esta tectónica como una tectónica de gravedad la cual se había generado a finales del Mioceno Superior - Plioceno Inferior (cf. RIVIER, 1985).

3. DESCRIPCION DE LA SECUENCIA DEPOSICIONAL

En el área de estudio afloran rocas de edad Mioceno Temprano hasta Reciente. Estas rocas han sido agrupadas en cinco diferentes sistemas deposicionales (sensu NUMMEDAL et al., 1986; véase Fig. 6). Los mismos conforman dos secuencias deposicionales marinas distintas. La más antigua, de tendencia "fining and thinning upward", incluye los sistemas deposicionales turbidítico y lodoso. Dichos sistemas deposicionales corresponden con la redefinición de las formaciones Senosri y Uscari, referidas en el Cap. 2. La secuencia superior, de tendencia "coarsening and thickening upward", incluye los sistemas deposicionales someros arenoso, carbonatado y conglomerático, respectivamente equivalentes a las formaciones Río Banano, Limón y Suretka.

La primera secuencia es de carácter transgresivo, mientras que la segunda es de tipo regresivo, marcando con ello una someración regional a partir del Mioceno Medio/Superior, relacionada con el levantamiento del retropais (véase Fig. 4).

La existencia de sedimentos pre-Miocenos es conocida solo a través de las perforaciones Victoria N° 1 y Limón N° 1. Sin embargo, el detalle bioestratigráfico y los aspectos secuenciales de los mismos aún no están establecidos, así como su correlatividad con otros pozos perforados en la cuenca y con los afloramientos mismos, por tanto no serán tomados en cuenta en este trabajo.

3.1 SISTEMA DEPOSICIONAL TURBIDITICO transgresivo (FORMACION MARGA SENOSRI) marga

Es un sistema deposicional profundo, originado por sedimentación turbidítica. Aflora a todo lo largo de la Cuenca Limón Sur. En el área de estudio solo se han obtenido edades de Mioceno Inferior para este sistema deposicional, no obstante se conoce que cubre incluso el Oligoceno? (cf. RIVIER, 1973).

Este sistema deposicional turbidítico, de 1300 m de espesor, identificado con la Formación Senosri (véase Cap. 2), se compone de dos facies turbidíticas

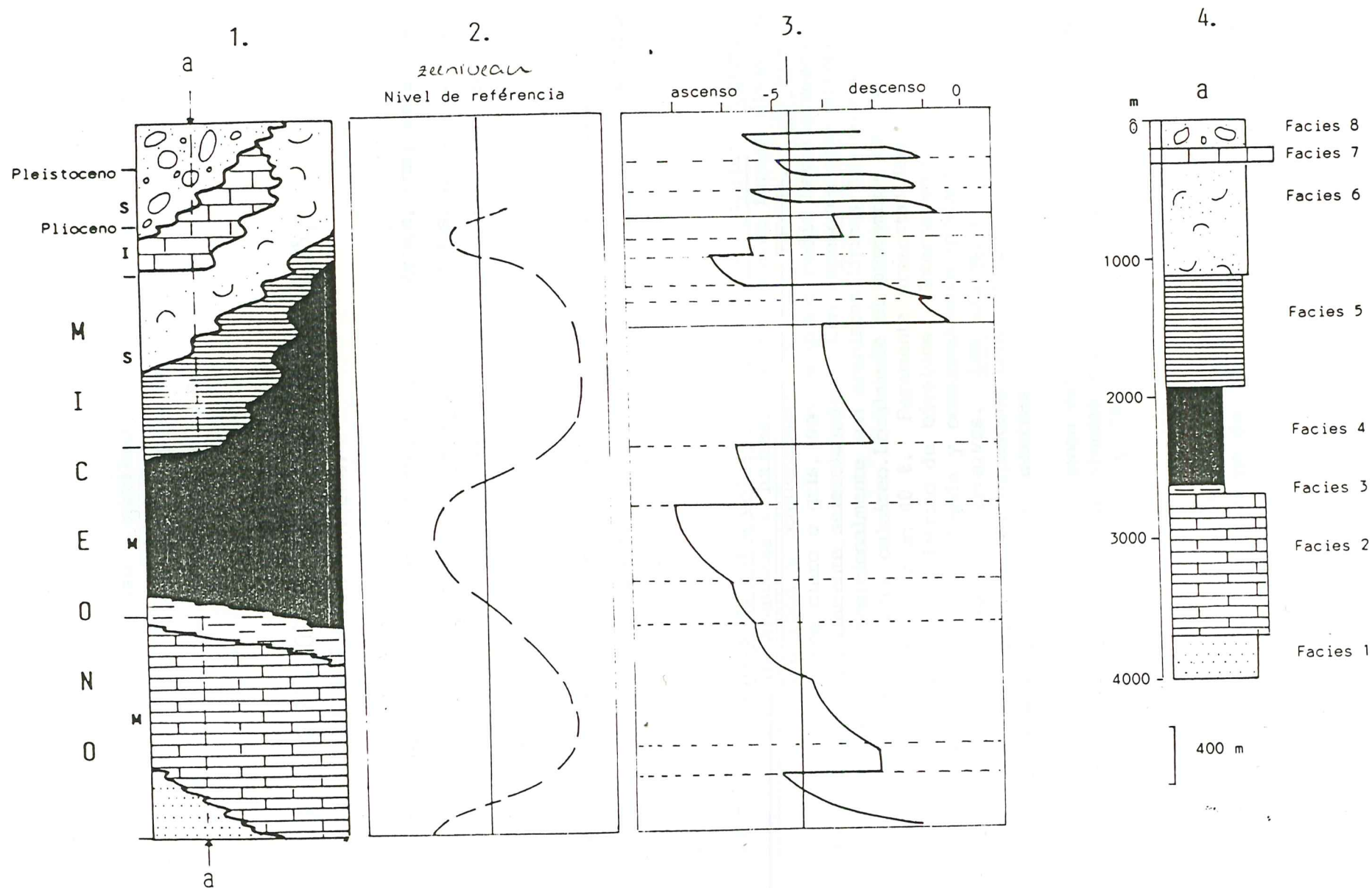


Fig. 4. Relación de facies, edad y espesor de la secuencia sedimentaria de la Fila Asunción y alrededores: 1. Columna cronoestratigráfica de las facies, 2. Curva de fluctuaciones del nivel del mar (de mayor rango), para la zona de estudio, deducida en base al análisis de la secuencia, 3. Tabla de cambios eustáticos globales conforme VAIL et al. (1977), y 4. Columna estratigráfica generalizada para la zona de estudio.

diferentes ^{gerangschikt} jerarquizados como miembros. La primera se ^{benoemen} denomina en el presente trabajo como Miembro Río Tercero y es de composición siliciclástica. La segunda, es de composición carbonatada y se denomina como Miembro Asunción (véase Cap. 2 y Fig. 6).

3.1.1 FACIES 1: DEPOSITOS DE TURBIDITAS SILICICLASTICAS (MIEMBRO RIO TERCERO)

Corresponde con una secuencia turbidítica siliciclástica, compuesta fundamentalmente por alternancias regulares de areniscas y lutitas. Su espesor es de 300 metros. Sus principales afloramientos se encuentran en el área de los ríos Tercero y Victoria.

Dos tipos de depósitos conforman esta secuencia: a) alternancias de areniscas y lutitas, y b) gruesos estratos de areniscas. Ambos definen dos tipos de subfacies, los cuales se intercalan irregularmente.

Subfacies 1a: Turbiditas de estratificación delgada a muy gruesa: Alternancias regulares de areniscas y lutitas, que comunmente forman divisiones de Bouma de tipo Tbcd y ocasionalmente del tipo Tabcde. Las areniscas, de color verde claro o gris, son de grano medio hasta gruesas, de pobre o moderadamente seleccionadas. Con espesores generalmente decimétricos. Composicionalmente son areniscas líticas con cuarzo y glauconita, con cementos calcáreo. Localmente el porcentaje de cuarzo normativo puede alcanzar un 40 %. Raramente presentan laminaciones de materia vegetal y biotritito de bivalvos. Internamente presentan laminación horizontal e inclinada y ocasionalmente gradación normal. Eventualmente sus bases son erosivas. Las lutitas, son de color café rojizo, síliceas, fisibles, de espesores centimétricos hasta decimétricos. No presentan estructuras internas.

En general, estas alternancias tienen estratos tabulares, de base y techo comunmente planos. Eventualmente pueden estar afectados por bioturbación del tipo *Planolites* sp. y *Thalassinoides* sp., generalmente rellenos de glauconita.

Subfacies 1b: Areniscas turbidíticas no organizadas: Estratos de espesor métrico constituidos por areniscas de grano medio a grueso, internamen

002475

te no organizadas. Composicionalmente son semejantes a las areniscas de la subfacies 1a. Ocasionalmente, los estratos pueden presentar niveles de guijarros redondeados de limolitas hacia la base. A escala de afloramiento los estratos tienen geometría tabular, de base y techo planos. También pueden estar afectados por trazas de *Planolites* sp. y *Thalassinoides* sp.

Los depósitos de las subfacies 1b son más comunes hacia la base de la secuencia. La cual, en general marca una tendencia de "fining upward", ^{decreasing grain size} patentizada por una ^{decreasing} disminución de la relación arenisca: lutita hacia el techo (4:1 a la base, y 2:1 hasta 1:1 al techo). Además, hacia la parte superior es común observar intercalaciones delgadas (centimétricas a decimétricas) de turbiditas de grano fino (Facies 2), las cuales evidencian el paso gradual hacia dicha facies. El contacto inferior de esta secuencia no aflora en el área de estudio.

Desde el punto de vista de los procesos deposicionales, la subfacies 1a se interpreta como depósitos de flujos turbulentos areno-lodosos de alta y baja concentración (facies del tipo C2.1, C2.2 y C2.3, cf. PICKERING et al., 1986), depositados como turbiditas de planos de cuenca. La subfacies 1b se asocia con depósitos de flujos turbulentos arenosos de alta concentración (facies B1.1 y B1.2, cf. PICKERING et al., 1986), posiblemente depositados como lóbulos de arenisca.

3.1.2 FACIES 2: DEPOSITOS DE TURBIDITAS CARBONATADAS (MIEMBRO ASUNCION)

Consiste de una secuencia de aproximadamente 1000 m de espesor que aflora en la parte central del área de la Fila Asunción, sobre los ríos Limoncito, René, Victoria - Blanco, Segundo y en la quebradas Andarivel y Lola (véase Mapa Geológico). Se compone, fundamentalmente, de depósitos de turbiditas carbonatadas de grano fino (cf. PICKERING et al., 1986), las cuales a su vez, están constituidas por dos tipos de depósitos principales: a) alteraciones monótonas de margas y pelitas calcáreas, que presentan irregularmente intercalaciones de b) calcarenitas turbidíticas.

Subfacies 2 a: Turbiditas carbonatadas de grano fino: Se componen de una alternancia monótona de margas y pelitas carbonatadas, cuya estratificación varía desde muy delgada a muy gruesa. Las margas, de típico color gris verdoso, son compactas y duras. Composicionalmente consisten de tres fracciones principales: a) Biogénica, con foraminíferos, b) Arcilla calcárea (micrita) y, c) Limos terrígenos. La fracción limosa, puede alcanzar de un 45 a un 60 % y se compone principalmente de plagioclasas, cuarzo, litoclastos volcánicos y clastos de margas resedimentados. Aunque macroscópicamente estas rocas tienen un aspecto macizo, sin estructuras, en lámina delgada presentan: divisiones estratificadas secuencialmente de laminación plana horizontal, divisiones con gradación normal y divisiones alternantes de fracciones limosas y arcillosas milimétricas. Los estratos son de geometría tabular, de base y techo planos, presentándose abundantemente bioturbados por *Planolites* sp. y *Thalassinoides* sp.

Las pelitas carbonatadas, son de color gris verdoso, deleznales, ricas en foraminíferos planctónicos y de estratificación muy delgada a media. Se presentan al techo de los estratos de margas, separados por contactos planos y netos. Su geometría es tabular.

Subfacies 2b: Calcarenitas turbidíticas no organizadas: Son calcarenitas bioterríticas, de estratificación gruesa a muy gruesa, de grano medio a muy grueso. Presentan abundantes fragmentos de macroforaminíferos, algas calcáreas, oncoides, foraminíferos planctónicos, litoclastos de arcillitas con foraminíferos resedimentados y detrito terrígeno (plagioclasas, ortosas, cuarzo, litoclastos volcánicos) además de glauconita. La matriz es de arcilla calcárea, está pobremente lavada y localmente está sustituida a esparita. Internamente los estratos muestran gradación normal y laminación horizontal. La base y el techo son planos. Corresponden con menos del 1 % de los depósitos de la Facies 2.

Hacia la parte basal de la secuencia, son comunes las intercalaciones centimétricas de areniscas turbidíticas siliciclásticas (subfacies 1a). Cerca de la parte media inferior, la relación Marga: Pelita Calcárea es de 4:1, mientras que el techo es de 2:1, marcándose, en términos generales, un paulatino decrecimiento en el espesor de las margas, es decir, una tendencia de "fining upward", la cual culmina con un paso gradual a la Facies 3 (Fig.6).

En términos de procesos deposicionales la Facies 2 se interpreta aquí como originada a partir de flujos de gravedad y deposición pelágica-hemipelágica asociada. Los depósitos de margas, que constituyen las turbiditas carbonatadas de grano fino, se interpretan como depósitos de corrientes de

turbidez lodosas de baja concentración (facies del grupo E2, cf. al modelo de PICKERING et al., 1986), que retrabajan lodos de plataforma y talud deposicional, y los depositan en ambientes de planos de cuenca turbidíticos. Los depósitos de pelitas calcáreas, se interpretan como depositadas por asentamiento pelágico (facies del grupo G2, cf. al modelo de PICKERING et al., 1986), depositadas durante los intervalos de no deposición turbidítica, (Fig. 6).

Los depósitos de las subfacies 2b (Fig. 6), se interpretan como depósitos de flujos turbulentos arenosos (facies del grupo B2, cf. al modelo de PICKERING et al., 1986), que retrabajan sedimentos carbonatados, marino someros, depositados en un ambiente de planos de cuenca turbidíticos como delgados lóbulos.

3.2 SISTEMA DEPOSICIONAL LODOSO ^{moderado} (FORMACION LUTITA USCARI)

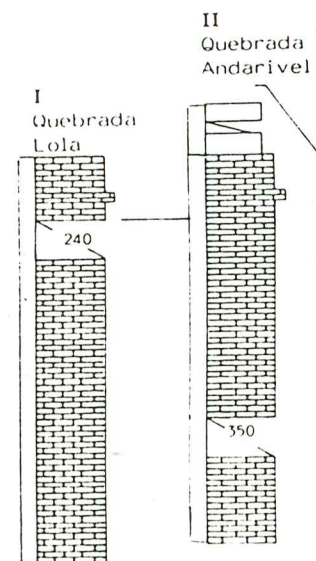
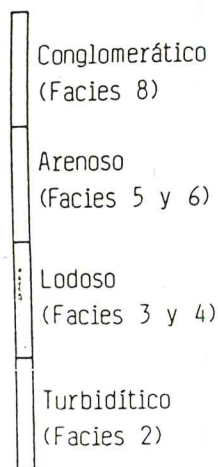
Esta representado por una secuencia de aproximadamente 750 m de espesor de lutitas silíceas laminadas o ^{masivas} macizas. Se correlaciona con el Miembro Brai de la denominada Formación Uscari (cf. PARIS, 1953; véase Cap. 2). En el área de estudio este sistema deposicional de edad Mioceno Inferior Cuspidal a Mioceno Superior, se compone fundamentalmente de dos facies principales, (Fig. 6):

3.2.1 FACIES 3: DEPOSITOS DE LUTITAS HEMIPELAGICAS (MIEMBRO RIO BLANCO)

Esta facies está constituida por cerca de 50 m de lutitas, ^{licht} levemente calcáreas y finamente laminadas, que sobreyacen a través de contacto gradual a las Facies 2. Sus principales afloramientos se encuentran en el Río Victoria-Blanco (Fig. 5).

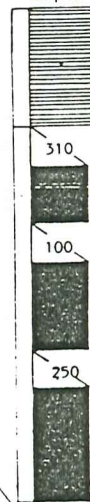
Estas lutitas composicionalmente, varían desde arcillitas limosas con foraminíferos hasta limolitas arcillosas con foraminíferos. Son de color ^{kluge siltstone}

**Sistemas
Deposicionales:**

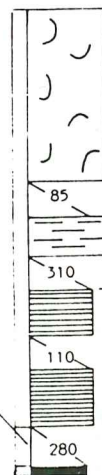


II
Quebrada
Andarivel

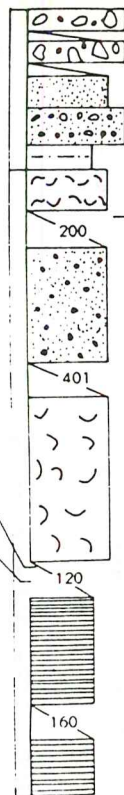
III
Río Peje
(curso
superior)



IV
Río Peje
(curso
inferior)



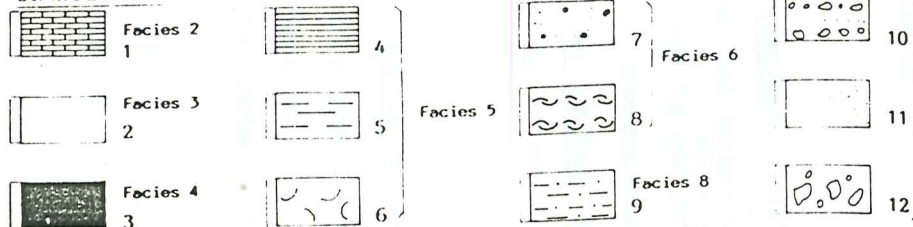
V
Quebrada
Brazo Seco



VI
Río Toro



SIMBOLOGIA:



UBICACION:

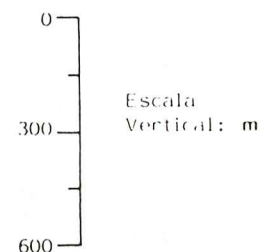
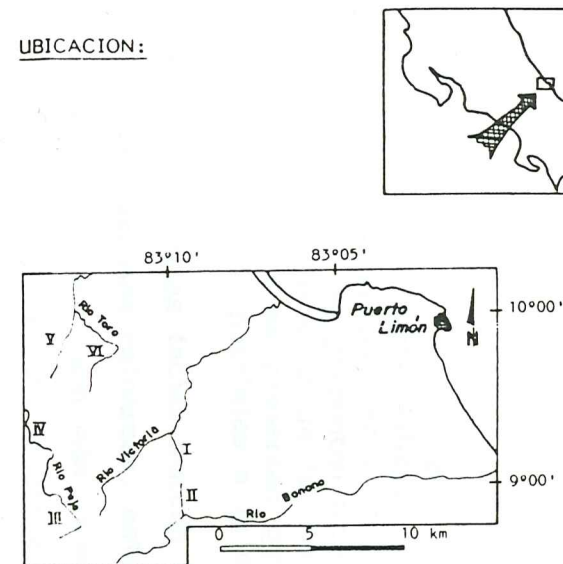


Fig. 5. Interrelación de facies en cortes representativos del área de Fila Asunción: 1. Facies 2: Turbiditas carbonatadas de grano fino; 2. Facies 3: Lutitas hemipelágicas; 3. Subfacies 4a: Lutitas siliciclásticas; 4. Subfacies 5a: Alternancias de areniscas y lutitas con estratificación delgada a media; 5. Subfacies 5b: Alternancias de areniscas y lutitas con estratificación gruesa a maciza; 6. Subfacies 6a: Alternancias de areniscas y areniscas guijarrosas; 8. Subfacies 6b: Alternancias rítmicas de areniscas y areniscas co-guinas; 9. Subfacies 8a: Alternancias de areniscas y lutitas; 10. Subfacies 8b: Alternancias irregulares de conglomerados, areniscas finas y areniscas guijarrosas; 11. Subfacies 8c: Areniscas de estratificación delgada a gruesa; 12. Subfacies 8d: Conglomerados y lutitas guijarrosas.

gris verdoso oscuro. De estratificación gruesa hasta muy gruesa, con estratos de base y techo planos, bien diferenciados, debido, posiblemente a leves variaciones en la composición. Internamente están finamente laminadas. No presentan intercalaciones arenosas, ni macrofauna de moluscos (a diferencia de la Facies 4, véase Apart. 3.2.2). Además, ocasionalmente se presentan concreciones calcáreas tabulares, de tamaño decimétrico, paralelas a la estratificación.

Secuencialmente estas facies marcan la transición entre las facies 2 y 4. Hacia la base, son más calcáreas, estando asociadas a los depósitos de pelitas calcáreas. Al techo son más ricas en limo terrígeno, y de mayor espesor de estratos, estando más asociadas a los depósitos de lutitas silíceas laminadas (véase Apartado 3.2.2).

La Facies 3 se interpreta como depósitos hemipelágicos, donde la sedimentación ocurre grano a grano por ^{asentamiento} (facies del grupo G2, cf. al modelo de PICKERING et al., 1986). Aspectos ^{tales} como la ausencia de macrofauna de moluscos, la ^{carencia} de trazas fósiles, de intercalaciones detriticas gruesas y la abundancia de detrito terrígeno en las lutitas, evidencian una sedimentación por asentamiento partícula por partícula, dentro de un régimen de una relativamente alta tasa de sedimentación.

Las facies con que se asocian estos depósitos: facies de turbiditas de planos de cuenca (2) y facies de talud deposicional y lodos de plataforma (4), permiten inferir que estas lutitas fueron depositadas en un ámbito hemipelágico de talud deposicional, marcando así la transición hacia la Facies 4.

3.2.2 FACIES 4: DEPOSITOS DE LUTITAS DE PLATAFORMA Y TALUD DEPOSICIONAL (MIEMBRO RIO PEJE)

Constituida por una secuencia de cerca de 700 m de espesor de lutitas silíceas, laminadas y macizas. Sus principales afloramientos se encuentran en los cauces de los ríos Segundo, Tercero, Banano, Peje, Victoria y Limoncito y en las quebradas Andarivel, Tigre y Zeledón. Su sección más completa se encuentra en el Río Peje (véase Mapa Geológico y Fig. 5).

Dois subfacies son definidas, las lutitas propiamente dichas y los depósitos de alternancias de areniscas y lutitas, sinsedimentariamente deformados, que se presentan localmente, como depósitos laterales de las lutitas silíceas.

Subfacies 4a: Lutitas silíceas: Granulométricamente, varían desde arcillitas hasta limolitas arcillosas. Son de típico color café oscuro. Su estratificación es maciza (hasta de 3 m), pero generalmente es difícil de observar. No presentan intercalaciones arenosas. Internamente pueden mostrar finísima laminación horizontal o ser de aspecto macizo, sin laminaciones. Presentan frecuentes trazas de tubos verticales (*Skolithos* sp.) y bolsas o concentraciones locales de biotritito (menor de 2 mm) de delgadas conchas de bivalvos ("shell nests"). Son comunes las concreciones calcáreas de formas tabulares y longitudes centimétricas hasta decimétricas. Estas concreciones se disponen en horizontes pseudoestratificados, que por su frecuencia, en muchas ocasiones sirven como único indicador de la estratificación. El núcleo de las concreciones generalmente está formado por "shell nests". Composicionalmente las lutitas, consisten principalmente de smectitas y en menor proporción: Kaolinita, Illita y Clorita (cf. TAYLOR, 1975). Componentes carbonatados (arcillas calcáreas, biotritito arenoso de concha de pared delgada, caparazones de foraminíferos), detrito terrígeno y detrito de madera y hojas.

Subfacies 4b: Alternancias de areniscas y lutitas sinsedimentariamente deformadas: Alternancias regulares de areniscas y lutitas con estratificación muy delgada a muy gruesa. Las areniscas, son de grano medio a fino, siliciclásticas, ocasionalmente enriquecidas por espículas de esponjas, con típico color crema. Internamente no están organizadas o bien presentan laminación horizontal. Además de trazas de *Skolithos* sp. La base de sus estratos muestra el desarrollo de marcas de compactación diferencial. Las lutitas son de color gris oscuro, silíceas, macizas, sin laminaciones. Estas alternancias están afectadas por una deformación sinsedimentaria, caracterizada por el desarrollo de un plegamiento disarmónico y una intensa fracturación en bloques. Lo cual es particularmente notable en los niveles con estratificación delgada, mientras que en los niveles con estratificación gruesa, es menos palpable.

Los depósitos de las subfacies 4b, se presentan localmente, con una extensión lateral limitada, del orden de cientos de metros, Afloran únicamente en el área de Andarivel. Esta subfacies 4b constituye una extensión lateral, que se presentan hacia el techo de la subfacies 4a.

Secuencialmente, los depósitos de lutitas silíceas evidencian un paulatino

galeide-

lyh

kalk concretions
in lutites

no enriquecimiento del detrito terrígeno hacia el techo. En las secciones inferiores de la secuencia, la composición de las lutitas es todavía levemente calcárea, mientras que hacia el techo se vuelve sílicea y más enriquecida en detrito terrígeno, vegetal y calcáreo (fragmentos de conchas más grandes y espinas de erizo).

La Facies 4 tiene contactos ~~tiene~~ contactos gradacionales respecto a las facies infra y suprayacentes.

Desde el punto de vista de procesos deposicionales, esta facies ha sido depositada fundamentalmente por asentamiento grano a grano, y a su vez ha sido ^{gevoel}alimentada por grandes volúmenes de sedimentos terrígenos.

Características de la secuencia como: dominio casi total de sedimentos finos (lodos), ^{gebrek aan}carencia de macrofauna de moluscos de concha gruesa, y la alta abundancia de arcillas terrígenas (que aumentan progresivamente hacia el techo de la secuencia), ^{behensing}permiten inferir que el ambiente de sedimentación de esta secuencia estaba caracterizado por una alta y posiblemente constante tasa de sedimentación terrígena, y por el desarrollo de un fondo blando, probablemente profundo, que impidió el establecimiento de biocenosis.

Además, las facies con las que se encuentran asociadas: secuencias turbidíticas a la base y secuencias de alternancias de areniscas y lutitas, y areniscas fosilíferas someras (Facies 5) al techo, permiten colegir que dicho ambiente de sedimentación puede establecerse en el área de plataforma externa y talud deposicional. Esto último, puede ser correlacionado con los datos paleobatimétricos obtenidos por TAYLOR (1975) para estos sedimentos. En base al análisis de foraminíferos bentónicos, el mencionado autor, concluye profundidades de sedimentación de 200 a 400 metros para estos sedimentos (para más detalle véase TAYLOR, 1975).

Los depósitos de alternancias de areniscas y lutitas ~~sinsedimentariamen-~~

te deformados (subfacies 4b), se interpretan como depósitos de "slump" (facies F2.1, cf. PICKERING et al., 1986) depositadas localmente, en un ambiente de mayor pendiente, asociado a un sistema deltaico o a un talud deposicional. Sin embargo, por su posición estratigráfica relativamente alta, y considerando la posibilidad de la existencia de un progradación deltaica, esta opción interpretativa parece ser la más acertada.

3.3 SISTEMA DEPOSICIONAL ARENOSO (FORMACION ARENISCA RIO BANANO)

Consiste de unos 1700 metros de espesor, de rocas predominantemente arenosas. Estos sedimentos se caracterizan por su contenido en fósiles de moluscos de aguas ^{profundas} someras, cuarzo detrítico y glauconita en porcentajes variables y por su intensa bioturbación. En el área de estudio su edad es de Mioceno Medio a Plioceno Inferior. Se correlaciona con la Formación Río Banano (cf. TAYLOR, 1975; SPRECHMANN, 1984). Secuencialmente este sistema deposicional muestra una clara tendencia "coarsening upward" y se presenta compuesto por dos litofacies principales (véase Fig. 6).

3.3.1 FACIES 5: DEPOSITOS DE ARENISCAS DE PLATAFORMA INTERNA (MIEMBRO QUITARIA)

Es una secuencia de tendencia "coarsening upward" compuesta por alternancias regulares de areniscas y lutitas, que hacia el techo pasan a unidades predominantemente arenosas. Su espesor promedio es de 800 metros. Sus principales afloramientos se encuentran en los cauces de los ríos Peje, Toro, Brazo Seco, en las cercanías de los poblados La Bomba y Quitaria (Fig. 5).

Su estratotipo se localiza en la margen derecha (aguas abajo) del Río Banano, sobre el camino Quitaria - La Bomba, aproximadamente 200 m al E de Quitaria. Los depósitos del Miembro Quitaria corresponden con parte la facies de areniscas de TAYLOR (1975).

<u>Formación</u>	<u>Sistema Depositional</u>	<u>Miembro</u>	<u>Facies</u>	<u>Subfacies</u>
MARGA SENOSRI	TURBIDITICO	Río Tercero	1. DEPOSITOS DE TURBIDITAS SILICICLASTICAS	1a: Turbiditas de estratificación delgada a muy gruesa. 1b: Areniscas turbidíticas no organizadas
		Asunción	2. DEPOSITOS DE TURBIDITAS CARBONATADAS	2a: Turbiditas carbonatadas de grano fino 2b: Calcarenitas turbidíticas no organizadas
LUTITA USCARI	LODOSO	Río Blanco	3. DEPOSITOS DE LUTITAS HEMIPELAGICAS	
		Río Peje	4. DEPOSITOS DE LUTITAS DE PLATA- FORMA Y TALUD DEPOSICIONAL	4a: Lutitas silíceas 4b: Alternancias de areniscas y lutitas sin sedimentariamente deformadas
		Quitaria	5. DEPOSITOS DE ARENISCAS DE PLATAFORMA INTERNA	5a: Alternancias de areniscas y lutitas con estratificación delgada a media 5b: Alternancias de areniscas y lutitas de estratificación gruesa a maciza 5c: Areniscas bioturbadas con estratificación muy gruesa a maciza 5d: Areniscas bioturbadas de estratificación maciza con intercalaciones tempestíticas
ARENISCA RIO BANANO	ARENOSO	Brazo Seco	6. DEPOSITOS DE ARENISCAS DE FAJA COSTERA	6a: Alternancias de areniscas y areniscas guijarrosas 6b: Alternancias rítmicas de areniscas y areniscas coquinoideas
CALIZA CORALINA LIMON	CARBONATADO		7. DEPOSITOS CARBONATADOS SOMEROS	7a: Calizas tipo "Floatstone". 7b: Calizas tipo "Bafflestone".
CONGLOMERADO SURETKA	CONGLOMERATICO		8. DEPOSITOS MOLASICOS DE "FAN DELTA"	8a: Alternancias de areniscas y lutitas 8b: Alternancias irregulares de conglomerados, areniscas finas y areniscas gujarrosas 8c: Areniscas de estratificación delgada a gruesa 8d: Conglomerados y lutitas gujarrosas.

Fig.6. Correlación entre las unidades litoestratigráficas y las unidades de sedimentación de la Fila Asunción y alrededores.

Con base al tipo de estratificación, granulometría dominante, abundancia relativa de macrofauna de moluscos, estructuras sedimentarias y desarrollo de concreciones, esta facies se ha dividido en 4 subfacies principales:

Subfacies 5a: Alternancias de areniscas y lutitas con estratificación delgada a media. Corresponde con una secuencia de cerca de 350 m, compuesta por alternancias regulares de areniscas y lutitas, estratigráficamente equivalentes al denominado miembro Yorkin de la Formación Uscari, ∇ sensu PARIS (1953), véase Capítulo 2. Las areniscas, son de grano fino a medio, de composición siliciclástica, ricas en cuarzo y con cemento calcáreo. Se presentan en estratos de espesores variables, generalmente centimétricos a la base y decimétricos hacia el techo de la secuencia. Internamente pueden estar fuertemente desestratificados por bioturbación indiferenciada, o bien presentar laminación horizontal y eventualmente laminación inclina por "ripples" y laminación convoluta.

\triangleright Las lutitas, de típico color amarillo mostaza, granulométricamente varían desde arcillas limosas hasta limolitas arenosas, son siliciclásticas, con cemento calcáreo. Su estratificación es centimétrica. Internamente son macizas o bien están finamente laminadas. La laminación es horizontal y se caracteriza por la presencia de abundantes láminas de biodeposito vegetal. Estas ocasionalmente están enriquecidos con láminas de biodeposito de 'tests' de bivalvos de pared delgada, así como foraminíferos planctónicos y bentónicos. Los foraminíferos plnctónicos datan esta facies como Mioceno Medio - Superior (véase el Apéndice) en tanto que utilizando foraminíferos bentónicos, TAYLOR (1975) estimó una profundidad de depositación de 100-150 m para estas rocas.

Esta alternancia con estratos de base y techo planos y geometría tabular en las lutitas como en las areniscas, desarrolla una secuencia de tipo "coarsening upward", ^{anticlinal later} patentizada por la variación de las areniscas, arcilla y por el espesor de los estratos. Dicha relación es de 1:2 y 1:1 hacia la base, y de 3:1 al techo. El espesor de los estratos a la base es centimétrico, y al techo es decimétrico para las areniscas y centimétrico para las lutitas.

En las partes basales de la secuencia, estas alternancias presentan "sets" de estratificación cruzada de alto ángulo ($20^\circ - 30^\circ$), de espesor decimétrico hasta métrico y de base tangencial.

Las mediciones de paleocorrientes de estas estructuras, indican dos tendencias principales: una predominante del SE al NW y otra secundaria del SW al NE.

Otras estructuras sedimentarias observadas en estas alternancias incluyen: icnofósiles de *Skolithos* sp. (que atraviesan tanto los estratos arenosos como lodosos). Estratificación flaser y fallamiento sinsedimentario de escala centimétrica.

Heliconeritis
in
RIO CANANO



31

Además, son frecuentes las concreciones calcáreas, que se presentan ^{algunas} de formas muy diversas, cilíndricas, ramificadas hasta redondeadas, con longitudes centimétricas y generalmente paralelas a la estratificación.

Subfacies 5b: Alternancias de areniscas y lutitas de estratificación gruesa a maciza. Intercalaciones irregulares de areniscas y lutitas, con estratificación gruesa a maciza, que conforman una secuencia de cerca de 100 m de espesor.

Las areniscas, composicionalmente son semejantes a las de las subfacies 5a, con abundante cuarzo y biotritito vegetal, y además, asociaciones alotópicas de bivalvos desarticulados y gastrópodos. Internamente los estratos son macizos, posiblemente desestratificados por bioturbación, aunque eventualmente pueden presentar laminación horizontal milimétrica. Los estratos son tabulares, con base y techo planos. Sus espesores varían de 30 cm hasta más de 1 m. Confor-

man hasta un 60 - 70 % de la subfacies. Las lutitas, granulométricamente son limolitas arcillosas, de composición silíceas con cemento calcáreo y de típico color gris verdoso. Internamente no presentan estructuras, pero presentan asociaciones faunísticas similares a las de las areniscas. Sus estratos tienen de 30 a 50 cm de espesor. Constituyen un 30 - 40 % de la subfacies.

Subfacies 5c: Areniscas bioturbadas con estratificación muy gruesa a maciza. Secuencia de aproximadamente 250 metros de espesor, compuestas por

areniscas de grano fino a grueso, de estratificación muy gruesa hasta maciza y sin intercalaciones finas. Internamente no están organizadas, debido a una intensa desestratificación por bioturbación indiferenciada. Estas areniscas, de color gris verdoso azulado, son siliciclásticas, de moderada a bien seleccionadas. Presentan asociaciones tafocenóticas alotópicas de formas juveniles y adultas de bivalvos y gastrópodos indiferenciados, generalmente mal preservados (ya sea como conchas enteras o como fragmentos). La fauna se presenta irregularmente dispersa en los estratos (constituyendo menos de un 10 % del volumen), o bien como concentraciones locales, formando el relleno de "Shell Nests". En estos últimos, además de la fauna se presentan acumulaciones locales de gránulos de cuarzo y glauconita detríticas. También dentro de los estratos de arenisca, en ciertos niveles de areniscas finas, se encuentra detrito de madera e incluso improntas de hojas.

En esta secuencia, son comunes también las concreciones calcáreas, que presentan formas variadas, desde esferoidales hasta tabulares, sus longitudes van desde centimétricas hasta métricas y por lo general son paralelas a la estratificación. Sus núcleos corresponden con "Shell Nests" y horizontes con mayor contenido faunístico.

Subfacies 5d: Areniscas bioturbadas de estratificación maciza con intercalaciones tempestíticas: Consiste de una secuencia de aproximadamente

100 metros de espesor, compuesta fundamentalmente por areniscas finas, bioturbadas, que presentan irregularmente interestratificadas capas de areniscas ricas en conchas.

Las areniscas, son de color gris verdoso, moderadamente seleccionadas, de grano predominantemente fino, aunque en ciertos niveles pueden pasar a areniscas con guijarros, y eventualmente presentar delgadas intercalaciones de lutitas, no cementadas, ^{mixend} carentes de macrofauna de moluscos. Internamente, son de forma tabular con la base y el techo planos, están fuertemente bioturbadas a lo largo de casi toda la sección y únicamente en el techo de la misma se observan areniscas con estratificación horizontal y desarrollo de foreset planares decimétricos de alto ángulo (20° - 30°). Mediciones de paleocorrientes de estos foresets señalaron rumbos NW-SE, indicadores de una dirección costaparealela (véase Geología Regional).

Basado en el porcentaje de fauna presente en las areniscas pueden diferenciarse dos tipos de niveles: los estratos de arenisca bioturbada con bajo contenido macrofaunístico (5-10%) dispersos dentro del estrato y las capas de tests propriadamente dichas que contienen hasta un 35-40% de fósiles. Estas últimas se interpretan como tempestitas, internamente, estas capas de conchas presentan gradación normal y orientación preferencial de los fósiles: imbricación de conchas, alineamiento de lumaquelas, lo cual evidencia una sedimentación por corrientes. En las capas de tests los fósiles se presentan como asociaciones tafocenóticas de alotópicas hasta heterotópicas, de bivalvos desarticulados y gastrópodos. Pueden presentarse completos, a veces bien preservados, o como fragmentos. Las mezclas de formas adultas y juveniles, son comunes. La mayoría de los niveles fosilíferos, presentan gran variedad de especies mezcladas, entre los que se incluyen los géneros: *Conus* sp., *Strombus* sp., *Natica* sp., *Architectonica* sp., *Cardita* sp., *Oliva* sp., *Tellina* sp., *Turritella* sp., *Terebra* sp., *Pecten* sp., *Arca* sp., y restos de erizos irregulares.

No obstante esta variedad, algunos niveles fosilíferos son monoespecíficas (por ejemplo, horizontes con *Turritella*, horizontes con erizos, horizontes con *Conus*, etc.). En el horizonte de *Turritella*, se midió la orientación de sus ejes, obteniéndose una dirección de paleocorrientes NW-SE, similar a la obtenida en los "foresets". La bioturbación que afecta las areniscas, es generada principalmente por *Thalassinoides* sp., *Chondrites* sp., *Skolithos* sp., 'Shell Nests' y otros tipos de bioturbación indiferenciada.

En los depósitos de esta subfacies, TAYLOR (1975) determinó foraminíferos bentónicos indicadores de profundidades progresivamente más someros: formados de 50-20 m y de 20-10 m de profundidad inclusive. En análisis de formas planctónicas, se determinó una edad de Mioceno Superior - Plioceno para estos depósitos (véase el Apéndice).

Secuencialmente considerada, la Facies 5 (Miembro Quitaría, véase Fig. 6) está constituida a la base por alternancias de areniscas y lutitas de estratificación delgada a media (subfacies 5a). Esta subfacies presenta contactos gradacionales hacia las lutitas de plataforma y talud deposicional (Facies 4, Miembro Río Peje) infrayacentes, y hacia las alternancias de areniscas y lutitas de estratificación gruesa a maciza (subfacies 5b) suprayacentes (Fig. 6). Las subfacies de areniscas bioturbadas con estratificación muy gruesa a maciza (subfacies 5c) y de areniscas bioturbadas con estratificación maciza e intercalaciones tempestíticas (subfacies 5d) son lateralmente equivalentes y sobreyacen concordantemente a la subfacies 5b. La primera de ellas aflora en la Quebrada Brazo Seco y la segunda sobre las márgenes del Río Banano, entre los poblados de Quitaría y La Bomba. Esta última constituye el estratotipo de la Formación Río Banano definida por TAYLOR (1975).

La Facies 5 (Miembro Quitaría) se caracteriza por una serie de variantes que ocurren paulatinamente hacia el techo de la secuencia:

- ^{decrece orden}engrosamiento de los estratos de arenisca ^{converge}proporcional a la ^{decrece orden}disminución de las intercalaciones lutíticas,
- paulatino ^{decrece orden}incremento en el contenido faunístico (casi nulo en la subfacies 5a y abundante en la subfacies 5b), y
- aumento en la intensidad de bioturbación, que se traduce en una mayor actividad de la endofauna marina.

De esta forma, se evidencia que la Facies 5 es de una clara tendencia "coarsening upward", producto de una progresiva somerización, tal y como lo confirman los resultados paleobatimétricos obtenidos por TAYLOR (1975) y discutidos en el Apartado 3.3.1.

Desde el punto de vista de procesos deposicionales, la Facies 5 (Miembro Quitaría) se ha interpretado como una secuencia progradante depositada en un ^{ambiente}ámbito marino somero que progresivamente se acerca a la costa (véase Apartado 3.7).

Las subfacies 5a, textural y composicionalmente es considerada como

los depósitos de transición entre los sedimentos lodosos de la Facies 4 (Miembro Río Peje) y los sedimentos arenosos de la Facies 5 (Miembro Quitaria, véase fig. 6). Evidencia una sedimentación por corrientes, las cuales tienen dos sentidos principales del SE al NW y del SW al NE. La primera posiblemente corresponda con un patrón de dispersión paralelo a la costa y la segunda con la dirección de entrada de sedimento a la cuenca.

En este trabajo no se detalla sobre el tipo de depósitos marinos someros a que corresponden. Sin embargo, por las características de los depósitos, tales como su gran espesor secuencial, como de sus estratos, así como también ciertas estructuras sedimentarias; se interpreta que las tasas de sedimentación eran relativamente altas.

Asimismo, dentro del contexto de las facies asociadas: depósitos lodosos de talud deposicional y plataforma externa (Facies 4, Miembro Río Peje) y depósitos marino costeros (Facies 6, Miembro Brazo Seco; Facies 7, Formación Limón), es posible situar el ambiente de deposición de la Facies 5 (Miembro Quitaria) como transicional entre los depósitos de plataforma externa y los depósitos costeros, es decir, un ambiente de plataforma interna.

La subfacies 5b en términos secuenciales, puede ser considerada como la continuación vertical de las alternancias de areniscas y lutitas que conforma la subfacies 5a (Figs. 5 y 6). La diferencia entre ambas estriba, en el grosor de la estratificación y la ausencia de estratificación cruzada en las subfacies 5b. El aumento del grosor de los estratos puede tener dos explicaciones alternativas: a) que el volumen de sedimento aportado aumente, y por tanto la estratificación se engrosa, o b) que las alternancias más gruesas representen facies más cercanas a la costa que están progradando sobre la subfacies 5a.

En el contexto de la evolución geodinámica del área, (véase SEYFREID et al., 1987 y Apartado 3.7), el segundo aspecto es más probable, coligiéndose por tanto, que esta subfacies es también transicional, pero más inter-

namente ubicada dentro de la plataforma, que la subfacies 5a.

Las subfacies 5c y 5d lateralmente equivalentes entre sí, se componen fundamentalmente de areniscas de estratificación gruesa a métrica, bioturbadas y fosilíferas. La subfacies 5c con relativamente menor contenido faunístico, es de grano más grueso que la subfacies 5d y con mayor contenido de detrito de madera.

La subfacies 5d se caracteriza por la intercalación irregular de capas de tests, interpretados como niveles tempestíticos. A causa de la escasez de estructuras sedimentarias, sea por bioturbación y/o mala condición de afloramiento, no es posible detallar el tipo de litotopo donde se originó esta subfacies. No obstante, ciertos criterios como lo son:

- tipo de estratificación (gruesa a muy gruesa),
- granulometría (arenas generalmente finas a medias),
- presencia de intercalaciones tempestíticas,
- relativamente alto contenido faunístico, de moluscos de aguas someras, como tafosenosis isotópicas,
- presencia de detrito de madera e incluso improntas de hojas en algunos estratos, y
- el desarrollo de la "small scale trough cross lamination", además

de los datos paleobatimétricos obtenidos por TAYLOR (1975), permiten interpretar, de manera general, que estos sedimentos fueron depositados en un ambiente marino somero de plataforma interna. La subfacies 5c posiblemente fue depositada en un ambiente algo más cercano a la costa que la subfacies 5d. Y en general, ambas subfacies fueron depositadas más cerca de la costa que las subfacies 5a y 5b. Asimismo, los depósitos de todas estas subfacies estuvieron afectados por corrientes paralelas a la costa de sentido SE - NW, tal y como lo indican la orientación de fósiles y la estratificación cruzada.

3.3.2 FACIES 6: DEPOSITOS DE ARENISCAS DE FAJA COSTERA (MIEMBRO BRAZO SECO)

Esta unidad litoestratigráfica consiste de aproximadamente 850 m de espesor. Se compone fundamentalmente de areniscas gruesas hasta guijarrosas,

fosilíferas, de estratificación métrica, que hacia el techo se hacen cada vez más carbonatadas. Se denominan Brazo Seco, por ser en la quebrada de este nombre donde está mejor expuesta la secuencia. Las facies constituyentes del Miembro Brazo Seco equivalen estratigráficamente a las facies de areniscas definida por TAYLOR (1975) para la Formación Río Banano.

En base a la granulometría predominante y la variación del contenido faunístico, esta facies se divide en dos subfacies principales:

Subfacies 6a: Alternancias de areniscas y areniscas guijarrosas: Consiste de unos 500 m de alternancias irregulares de areniscas finas a medias y areniscas guijarrosas. Su estratificación es maciza (1.5 m de espesor como promedio). Ocasionalmente se intercalan lentes de longitud métrica y espesor centimétrico de limolitas ricas en detrito vegetal (limolitas carbonosas).

Tanto las areniscas propiamente dichas, como la "matriz" de areniscas guijarrosas, son de grano fino a medio, y eventualmente grueso. Su color es gris verdoso, son de moderadas a mal seleccionadas y de composición siliciclástica, siendo por lo general, ricas en cuarzo y glauconita. Los guijarros de las areniscas guijarrosas, tienen un tamaño promedio de 1 - 3 cm, formas bien redondeadas y una típica esfericidad discoidal (característica de ambientes marino costeros, véase por ejemplo SEY-FRIED & SPRECHMANN, 1985). Los clastos son de cuarzo y volcanogénicos, algunos de formas subangulares también.

Ambos tipos de sedimentos, contienen asociaciones alotópicas de bivalvos desarticulados y gastrópodos, generalmente mal preservados. Estos se presentan irregularmente dispersos, en un porcentaje de 10-15% del depósito.

Internamente los estratos, están desestratificados por bioturbación indefinida. Aunque, eventualmente se observa laminación plana horizontal. Los estratos son tabulares, de base y techo planos. Hacia el techo las areniscas guijarrosas se hacen más frecuentes.

coquina = kleine mss.

Subfacies 6b: Alternancias rítmicas de areniscas y areniscas coquinoides: Con siste de unos 350 m de alternancias rítmicas de areniscas de grano fino hasta grueso y areniscas coquinoides (40% - 50% de fósiles) fuertemente cementadas. La estratificación es muy gruesa a maciza. Hacia arriba, se patentiza con mayor regularidad de los niveles coquinoides.

Las areniscas y las areniscas de los niveles coquinoides, son de grano fino a grueso, mal seleccionadas, color gris verdoso, siliciclásticas con cuarzo, y fuertemente cementadas por calcita (en los niveles coquinoides), formando estratos de concreciones. Ambos tipos de rocas contienen fósiles de fauna marina somera irregularmente distribuidos. Los restos esqueléticos se presentan en porcentajes de 10-15 en las areniscas y de 40-50 en los niveles coquinoides.

Las asociaciones tafocenóticas son de isotópicas a alotópicas. La fauna se compone, además de los los bivalvos desarticulados y gastrópodos, de balanídeos, corales solitarios y detrito de espongiarios. Hecho que las hace fácilmente diferenciables de las subfacies infrayacentes.

Internamente los estratos de ambos depósitos, sin macizos, sin estructuras. Sus estratos son tabulares, de base y techo planos.

La subfacies 6a tienen un contacto gradual, tanto con la subfacies 5d como con la subfacies 6b. Esta última, marca hacia arriba, un paulatino cambio hacia un sistema deposicional carbonatado (Facies 7, Formación Limón, véase Fig. 6 y Apartado 3.4).

Al igual que para la Facies 5 (Miembro Quitaría), la carencia de estructuras sedimentarias en los depósitos observados en afloramiento de la Facies 6 (Miembro Brazo Seco), no ha sido posible interpretar con suficiente grado de detalle el ambiente y condiciones de depositación de estos sedimentos. No obstante, analizando los factores secuenciales, tales como:

- granulometría característica (generalmente gruesa),
- enriquecimiento paulatino del contenido de carbonato hacia el techo,
- estratificación,
- presencia de fauna marina somera y grado de bioturbación,
- extensión lateral de las facies, y
- facies relacionadas: Facies 5, infrayacente, interpretada como depósitos de plataforma interna) y Facies 7, subrayacente, interpretada como depósitos de calizas arrecifales, que
- sumado a los resultados paleobatimétricos de TAYLOR (1975), que

indican profundidades de depositación de menos de 20 metros, es posible inferir que, los sedimentos de estas facies fueron depositados en un ambiente marino somero, muy probablemente de tipo costero.

La subfacies 6a, de alternancias de areniscas y areniscas guijarrosas,

probablemente fue depositada en un área más cercana a la costa, regularmente alimentada por carga guijarrosa. La cual eventualmente y de manera local presentaba estados de sedimentación de tipo marisma (limolitas carbonosas).

La subfacies 6b, constituida por alternancias rítmicas de areniscas y areniscas coquinoides, se interpreta como alternancias de niveles tempestíticos (areniscas coquinoides) y areniscas depositadas en un ambiente de plataforma interna. Estos sedimentos, por su granulometría y poco sorteo, posiblemente se depositaron en litotopos cercanos a la costa.

De esta manera, en la Facies 6 (Miembro Brazo Seco), se interpreta un retrogradación, probablemente causada por un ascenso importante del nivel del mar (véase Apartado 3.7).

3.4 SISTEMA DEPOSICIONAL CARBONATADO (FORMACION CALIZA CORALINA LIMON)

Este sistema deposicional está conformado exclusivamente por los depósitos de la Facies 7.

FACIES 7: DEPOSITOS CARBONATADOS SOMEROS

Esta facies consiste de una sección de cerca de 100 m de espesor de calizas "arrecifales". Son depósitos de apenas unos kilómetros de extensión lateral. Aflora principalmente en el área de Finca Islas, la quebrada Brazo Seco y los bajos de la quebrada Chocolate (véase mapa Geológico). Se compone de dos tipos de sedimentos carbonatados, que conforman dos subfacies principales:

Subfacies 7a: Calizas tipo "Floatstone": Consiste de dos niveles tabulares, con base y techo planos, de calizas tipo "floatstone", con estratificación (maciza) que alcanza hasta un 40% de la roca.

El nivel inferior, de 2 m de espesor, consiste de una tofocenosis alotópica de bivalvos, gastrópodos y fragmentos de corales coloniales, indiferenciados.

El nivel superior, de 4 m de espesor, se compone principalmente de asociaciones euisotópicas de corales solitarios, indiferenciados, levemente orientados por la influencia de corrientes.

Subfacies 7b: Calizas tipo "Bafflestone": De aproximadamente 100 m de espesor, consiste de dos estructuras arrecifales estratigráficamente separadas por un paquete de limolitas y areniscas fosilíferas.

La estructura arrecifal inferior, corresponde con un "patch reef" de 2 m de espesor observado de estructura homogénea, que se halla muy intemperizado. Sobreyace concordantemente a un paquete de limolitas color café rojizo, ricas en fauna (bivalvos, gastrópodos, indiferenciados y ostras de hasta 12 cm de longitud).

La estructura arrecifal superior, cuenta con unos 40 m de espesor, consiste de calizas del tipo "bafflestone", constituidos casi exclusivamente por corales coloniales. TAYLOR (1975) reconoció entre estos, los tipos: *Montastrea* sp., *Acropora* sp., *Porites* sp. y *Diploria* sp. Estos depósitos se presentan macizos, sin evidencias de estratificación.

La sección clástica intercalada entre ambos cuerpos arrecifales cuenta con unos 60 m de espesor. Consiste de areniscas medias a finas, siliciclásticas, ricas en cuarzo, con laminación horizontal, ricas en megafauna y con estratificación muy gruesa a métrica.

Entre los afloramientos de Finca Islas (subfacies 7b) y las construcciones arrecifales que bordean el promontorio de Limón, se observan pequeños y meteorizados afloramientos de calizas, que evidencia una sedimentación relativamente continua.

Desde el punto de vista de ambiente deposicional las subfacies 7a y 7b se sitúan en un ámbito marino somero caracterizado por aguas limpias y cálidas con presencia de un fuerte oleaje. Todas estas condiciones permitieron el desarrollo de las construcciones arrecifales coralinas.

Por las características exhibidas, la maciza subfacies 7b puede ser considerada como la porción nuclear o central del arrecife mientras que los sedimentos finos y estratificados de la subfacies 7a puede ser imaginados como las fa-

cies "lagunares" del "back reef".

La falta de afloramientos impide relacionar por medio de una sección continua a las subfacies 7a y 7b, no obstante de acuerdo a su disposición espacial (veáse Mapa Geológico), la subfacies 7a conforma una faja situada por detrás del arrecife propiamente dicho (subfacies 7b). La región de sotavento se sitúa al N del área de estudio, donde eventualmente podrían ser encontrados los depósitos del frente arrecifal, probablemente ^{be-graven} enterrados por el aluvión reciente.

La Facies 7 (Formación Caliza Coralina Limón) es sobreyacida por la Facies 8 (Formación Conglomerado Suretka) por una discordancia paralela.

3.5 SISTEMA DEPOSICIONAL CONGLOMERATICO (FORMACION CONGLOMERADO SURETKA)

FACIES 8: DEPOSITOS MOLASICOS DE "FAN DELTA"

Es una secuencia siliciclástica de cerca de 200 m de espesor que constituye la facies de transición entre los depósitos marinos y continentales. Aflo- ra en los sectores NW y N del área de estudio, en la quebrada Brazo Seco, en los ríos Toro, Bartolo y Madre y el Tajo Sandoval. Se compone de 4 subfacies:

Subfacies 8a: Alternancias de areniscas y lutitas: Consiste aproximadamente de 30 m de alternancias rítmicas de areniscas y lutitas con estratificación delgada a media.

Las areniscas son de grano predominantemente fino, siliciclásticas, ricas en cuarzo, de color verde azulado e internamente desorganizadas. Las lodolitas son también de color verde azulado y contienen abundantes láminas de detrito vegetal. Ambos tipos de depósitos carecen de fauna y de bioturbación. Se presentan en estratos tabulares, comúnmente planos.

Subfacies 8b: Alternancias irregulares de conglomerados, areniscas finas y areniscas guijarrosas: Cuenta con alrededor de 50 m de conglomerados, are-

niscas finas y areniscas guijarrosas que conforman una secuencia irregularmente alternada de estratificación media hasta muy gruesa.

Los conglomerados son organizados, polimodales y polimícticos. El soporte es de clastos y la matriz de bajo porcentaje, es arenosa, mal seleccionada. Los clastos de tamaño guijarro están bien redondeados y tienen la esfericidad litoral. Se compone de calcilutitas, conglomerados finos, andesitas, fragmentos de coral, basaltos y otros igneoclastos. Por lo general los clastos se presentan imbricados y orientados. Los conglomerados se presentan en estratos con espesores de grueso a muy gruesos.

Las areniscas son siliciclásticas, de grano fino y con matriz arcillosa. Internamente son organizadas, con frecuente laminación horizontal. Algunas láminas consisten de biodeposito vegetal y pueden alcanzar espesor centimétrico. La estratificación es media a gruesa.

Las areniscas guijarrosas son siliciclásticas. Los guijarros son bien redondeados, con diámetros promedios de 2 cm - 3 cm y consisten principalmente de material intrusivo, cuarzo y bioclastos. Internamente estas areniscas son organizadas, con gradación normal y laminación inclinada. Se presentan en estratos tabulares, con la base y el techo planos y con estratificación media a gruesa.

Subfacies 8c: Areniscas de estratificación delgada a gruesa: Se compone de unos 30 m de areniscas medias hasta gruesas. Las areniscas son siliciclásticas con abundante cuarzo, de color gris claro y pátina blancuzca y de moderadas a bien seleccionadas. Internamente son desorganizadas, macizas, aunque ocasionalmente muestran guijarros orientados de lodolitas.

Son frecuentes los niveles de concreciones. Estas son calcáreas, paralelas a la estratificación y generalmente presentan en sus núcleos moldes internos y externos de bivalvos indeterminables. La estratificación es delgada a gruesa.

Subfacies 8d: Conglomerados y lodolitas guijarrosas: Consiste de paquetes métricos de conglomerados interdigitados con lodolitas guijarrosas.

Los conglomerados son polimodales y polimícticos internamente desorganizados con soporte de clastos y matriz arcillosa. La matriz de color azulado se encuentra en bajo porcentaje (menos del 5%). Los clastos son redondeados, de tamaño guijarroso a bloque decimétrico.

Las lodolitas guijarrosas, son de color verde azulado, muy plásticas, sin organización interna y con estratificación gruesa a muy gruesa.

Secuencialmente esta Facies 8 muestra una clara tendencia 'coarsening upward', en la cual los contactos entre subfacies son concordantes, la 8d sobre

la 8c, ésta sobre la 8b que a su vez sobreyace a la 8a. Esta sucesión evidencia una progradación de los depósitos proximales sobre los depósitos distales.

Desde el punto de vista deposicional, la facies 8, se interpreta como un depósito molásico de origen aluvional depositado en un ámbito marino costero: un "fan delta" sensu POSTMA (1983, 1984). De acuerdo al mencionado modelo (véase fig. 7), la subfacies de areniscas y lutitas alternantes (8a), se correlaciona con los sedimentos de la sección superior del "fan delta distal" (facies VD ó VC). La subfacies 8b, de alternancias irregulares de conglomerados, areniscas finas y areniscas guijarrosas, se colige como del grupo de facies VB, también localizadas en la sección superior del "fan delta" distal (Fig. 7). Respecto a la subfacies 8c, constituida por areniscas de estratificación delgada a gruesa, ésta se compara con los depósitos de la Facies IV del modelo, acumulada en la sección inferior externa del "fan delta" proximal. En cuanto a la subfacies 8d, de conglomerados y lodolitas guijarrosas, se podrían considerar depósitos similares a los de la Facies IV o bien de la Facies IIIB, ambas sedimentadas en la parte inferior del "fan delta" proximal (Fig. 7).

3.6 ROCAS IGNEAS

En el área de estudio son comunes las intrusiones básicas. Diques de basalto son frecuentes en el curso medio del Río Banano y curso superior del Río Victoria y en menor proporción en la quebrada Chimu y en los ríos Peje y segundo. Estos diques oscilan en espesor de 0.5 m - 5 m. Su rumbo varía de NE 20° a NW 20°, resultando así perpendiculares a la dirección de plegamiento (Véase Cap. 4). De esta condición se colige su asociación a fracturas de tensión generadas por el campo de esfuerzos que afectó el área de estudio.

Aparentemente las intrusiones fueron de carácter hipoabisal, ya que solo cortan rocas de los sistemas deposicionales Turbidítico (Formación Marga Senosri), Lodoso (Formación Lutita Uscari) y Arenoso (Formación Arenisca Río Banano); actualmente expuestos al intemperismo por el ascenso de los terrenos.

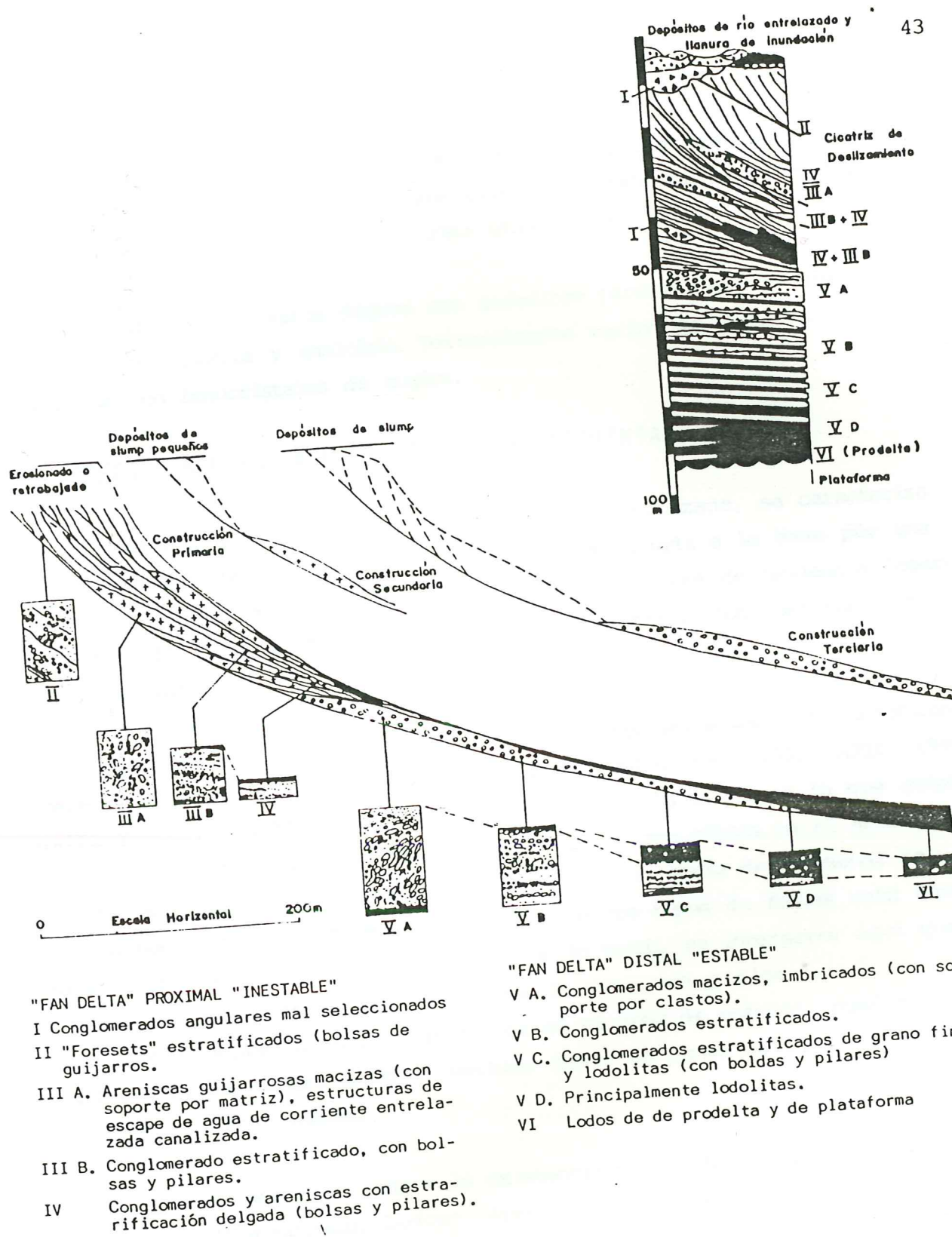


Fig. 7. Modelo esquemático de un "Fan-Delta" (sensu POSTMA, 1984).

Estas intrusiones afectan principalmente a las lutitas de la Facies 4 (Miembro Río Peje, Fig. 6), en las que producen metamorfismo de contacto, con abundantes mineralizaciones de pirita idiomórfica.

Petrográficamente estos diques son andesitas piroxénicas con biotita o andesitas con biotita y analcima. Texturalmente varían de afaníticos a porfiríticos con fenocristales de augita.

3.7 ASPECTOS SECUENCIALES Y MODELO DE SEDIMENTACION

En términos generales, la serie estratigráfica analizada, se caracteriza por el desarrollo de una bisecuencia simétrica conformada a la base por una secuencia de tendencia "fining upward" y al techo por una de tendencia "coarsening upward". Esta última marca un sentido de somerización casi continuo hasta la actualidad.

Comparando la serie deposicional estudiada con secuencias estratigráficas correlacionables de otros sectores de la cuenca (ROESELER, 1953; PARIS, 1955; LAURITO Y CALVO, 1987 y FERNANDEZ, 1987) se concluyó que en lo que respecta al Neógeno (única parte de la columna geológica que aflora en el área de estudio), las tendencias sedimentarias mayores de la serie deposicional de la cuenca son bastante uniformes, y de ahí que los tipos de facies sean bastante similares a lo largo de la misma. Por lo tanto, se interpreta aquí que el análisis de los factores que controlaron la evolución y dinámica de los cinco sistemas deposicionales establecidos en el área de estudio, pueden ser enfocados, de manera general, también desde un punto de vista regional, a nivel de la Cuenca Limón.

Cabe mencionar, que aunque la existencia misma de estos cinco sistemas deposicionales (Turbidítico, Lodoso, Arenoso, Carbonatado y Conglomerático), patentizan cambios en los patrones y tipos de sedimentación, estos no evidencian dentro de la serie sedimentaria el desarrollo de importantes discontinuidades estratigráficas. Es decir, que es posible afirmar que, por lo menos

en la región de la cuenca a la que pertenece el área de estudio, prácticamente la sedimentación fue continua durante casi todo el Neógeno. Pudiéndose colegir por lo tanto, que las condiciones de sedimentación marina prevalecieron, pese a los cambios de algunos de los factores que la controlaban. Asimismo, comparando los relativamente grandes espesores sedimentarios que tienen las secuencias analizadas, con el hecho, de que la cuenca de sedimentación se refiere a una cuenca de retropaís de un orógeno en rápido ascenso (véase RIVIER, 1973; WEYL, 1980 y SEYFREID et al., 1987), se concluye que las tasas de aporte de sedimento desde el mismo debieron haber sido relativamente altas y constantes.

Es importante enfatizar en este último aspecto, ya que la tasa de aporte de sedimento fue lo suficientemente grande para compensar la relativamente alta subsidencia que afectaba a la cuenca. Esta subsidencia, ocurría como respuesta al ascenso del orógeno, que de acuerdo a RIVIER (1973) y SEYFRIED et al. (1987) se había iniciado desde el Eoceno y alcanzó su clímax a partir del Mioceno.

El efecto de los cambios eustáticos absolutos (sensu NUMMENDAL et al., 1986), en la sedimentación del área de estudio, son particularmente notables durante las caídas y ascensos del nivel del mar más importantes, particularmente asociadas al Mioceno Medio y al Plio-Pleistoceno (cf. VAIL et al., 1977).

Los detalles de las variables que intervienen en la sedimentación profunda, no se analizan en este trabajo, ya que han sido detalladamente estudiadas por SEYFREID et al. (1987) y ASTORGA (1987).

Respecto a la sedimentación en la plataforma, de acuerdo al modelo de NUMMEDAL et al. (1986), las principales variables que la controlan son:

-tasas de entrada de sedimento (S), que en el caso en cuestión, y como se mencionó anteriormente, para el área de estudio podría considerarse alto y constante.

-el gasto del poder del flujo (P), es decir, el desarrollo de corrientes

(de oleaje, de tormenta, de marea) que distribuyen el sedimento en la plataforma. En el caso del área de estudio, los pocos datos de corrientes observados en las facies neógenas, indican predominio de corrientes costa paralelas (de oleaje) y corrientes de tormenta, que desarrollan los niveles tempestíticos observados en la Facies 5 (Miembro Quitaria - Formación arenisca Río Banano). La influencia de las corrientes de marea no es tan notable (a este respecto, compárese la situación actual de la costa atlántica de Costa Rica);

- la tasa de ascenso o descenso del nivel del mar. Esta incluye los movimientos corticales verticales, fundamentalmente la subsidencia. De acuerdo a NUMMEDAL et al. (1986), se deben distinguir entre cambios eustáticos absolutos (relacionados a fenómenos estrictamente eustáticos, generalmente de tipo global) y relativos (en donde intervienen fenómenos locales, por ejemplo, levantamientos tectónicos y subsidencia). Para el caso del área de estudio, las variaciones del nivel del mar (cf. VAIL et al., 1977) son comparadas con la columna estratigráfica (véase Fig. 4).

En función de estas variables, los sistemas deposicionales de plataforma, conforme a NUMMEDAL et al. (1986), pueden ser considerados dentro de dos sistemas principales: transgresivos y regresivos.

Los sistemas deposicionales transgresivos (autóctonos), son aquellos donde el nivel del mar asciende más rápido de lo que el piso marino puede progradar, dada la tasa existente de entrada de sedimento a la cuenca (cf. NUMMEDAL et al., 1986). Considerando un sistema clástico transgresivo, los depósitos costeros típicos son los estuarios. Las barreras de arena y las lagunas, en este sistema, son paulatinamente recubiertas por depósitos de arenas gruesas de plataforma.

Los sistemas deposicionales regresivos (alóctonos), ocurren donde está entrando sedimento a la plataforma en grandes cantidades y a la vez éste puede ser acomodado por compactación, por ascenso del nivel del mar o por subsidencia. De otra forma puede ser barrido por corrientes de marea y de tormenta (NUMMEDAL et al., 1986). En un sistema clástico, los sedimentos costeros característicos son los depósitos de deltas de desembocadura de ríos, planos deltaicos y depósitos de "stradplain" que progradan sobre los mantos de arena de la plataforma interna y éstos a su vez sobre los sedimentos lodosos de la plataforma externa.

Integrando las características de los factores que controlan la sedimentación de la plataforma para el área de estudio, junto con los conceptos de sistemas deposicionales transgresivos y regresivos de NUMMEDAL et al. (1986), la bisecuencia sedimentaria neógena analizada en este trabajo puede ser interpretada en los siguientes términos:

a) La secuencia basal, de carácter "trángresivo" y de edad Mioceno Inferior-Mioceno Medio, está controlada por factores de sedimentación profunda. Sin embargo, por sus características secuenciales (secuencia de "fining upward" donde facies de turbiditas arenosas a la base son recubiertas por turbiditas lodosas y estas a su vez por lutitas de cuenca) se interpreta que en las áreas de aporte posiblemente se desarrollaba un estado alto del nivel del mar, es decir, que posiblemente existía una transgresión marina (véase Fig. 4). La progresiva evolución de esa transgresión marina se refleja en la secuencia sedimentaria profunda a través de una importante disminución en el aporte de sedimentos gruesos (por ejemplo arenas) hacia las áreas profundas (compárese el paso de la Facies 1 (Miembro Río Tercero) a la Facies 2 (Miembro Asunción)).

De esta manera, se interpreta que para esta área de la cuenca, la sedimentación del Sistema Depositional Turbidítico (Formación marga Senosri) y la parte inferior y media del Sistema Depositional Lodoso (Formación lutita Uscari), aconteció concomitantemente a una transgresión marina en la plataforma. Es decir, un ascenso del nivel del mar que se extiende a lo largo del Mioceno Inferior y Medio (compárese VAIL et al., 1977; Fig. 4).

b) La secuencia superior, de carácter general "regresivo" y de edad Mioceno Superior al Reciente, se interpreta como una secuencia de sedimentos de plataforma de carácter progradante. Esta afirmación se basa en los siguientes elementos:

- clara tendencia "coarsening upward", donde los sedimentos lutíticos de la Formación Uscari son paulatinamente recubiertos por depósitos más arenosos (Formación Río Banano),
- aumento progresivo del contenido faunístico hacia el techo del sistema deposicional arenoso, que en términos secuenciales se interpreta como una somerización o bien como una progradación de facies someras (véase Apartado 3.3.1);
- el paso hacia arriba de los sedimentos arenosos de la Formación Río Banano hacia depósitos de limolitas carbonosas (lagunas) o bien arrecifes coralinos (Formación Limón).;
- la cobertura y calescencia de esta secuencia por sedimentos de "Fan Delta" (Formación Conglomerado Suretka), que culmina la secuencia;
- y por último, los resultados paleobatimétricos de TAYLOR (1975), que indican una progresiva somerización desde los 400 m hasta menos

de 20 metros de profundidad.

Sobre esta base, se interpreta que la secuencia superior es el producto de la sedimentación de un régimen de plataforma regresivo (cf. al modelo de NUMMEDAL et al., 1986). Por lo tanto, de una manera general, dicha secuencia sedimentaria puede ser correlacionada con la posible columna de un sistema de plataforma alóctono. Esto claro está, sería válido para los sedimentos del Mioceno Superior hasta el Reciente del área de estudio.

Interpretando las principales unidades de roca implicadas en la secuencia superior a la luz del modelo mencionado, se deducen las siguientes hipótesis:

1. Los sedimentos del Sistema Depositional Lodoso (Formación lutita Uscari), correspondería con una típica sedimentación de plataforma externa lodosa y un talud deposicional. Esto explicaría el gran espesor de esta unidad (700m) y su riqueza en detrito terrígeno, que no podría ser satisfactoriamente explicado en ambientes hemipelágicos-pelágicos típicos.
2. La secuencia compuesta por las alternancias de areniscas y lutitas, constituyen la transición entre las facies de lutitas y las areniscas finas intercaladas con niveles tempestíticos. Su conjunto conforma la Facies 5 (Miembro Quitaria). Estos sedimentos, relativamente más arenosos; se interpretan como depósitos de "mantos de arena" depositados en la plataforma interna (cf. NUMMEDAL et al., 1986).
3. Por otro lado, los depósitos gruesos de la Facies 6 (Miembro Brazo Seco), se interpretan como los sedimentos característicos de fajas costeras en sistemas de depositación regresivos. Estos están caracterizados por el desarrollo de depósitos de deltas de desembocadura de ríos, generalmente modificados a depósitos de "strand plains" por la acción de las corrientes paralelas a la costa (sensu NUMMEDAL et al., 1986).

Cabe destacar, que en un ambiente regresivo como el que se analiza en el área de estudio, para ese período, las facies costeras han progradado paulatinamente sobre las facies de plataforma interna y externa, tal y como lo dejan ver los afloramientos actuales.

En general, es posible afirmar que desde el Mioceno Medio Terminal hasta el Reciente, con algunas pequeñas interrupciones, en el área de la Cuen-

ca Limón que aquí se analiza, ha ocurrido una regresión marina, la cual se refleja por la progradación de las facies (véase Fig. 4). Este efecto de regresión marina en el área se asocia con el levantamiento del arco magmático, es decir, la orogenia de la Cordillera de Talamanca, cuya migración ocurría en un sentido del Oeste al Este para la región atlántica (para más detalles véase RIVIER, 1973, WEYL 1980 Y SEYFREID et al., 1986).

En otro orden de cosas, desde el punto de vista de evolución de los sistemas deposicionales descritos, se debe resaltar el cambio en la composición de los sedimentos, lo cual también refleja variaciones en el patrón de sedimentación en la plataforma. Así por ejemplo, en el Sistema Depositional Turbidítico, la Facies 1 (turbiditas siliciclásticas, Miembro Río Tercero) se diferencia de la Facies 2 (turbiditas carbonatadas, Miembro Asunción), no solo por su granulometría, sino por su composición. La primera es siliciclástica, mientras que la segunda es carbonatada. La explicación para este cambio en el tipo de sedimento aportado a las áreas profundas de la cuenca puede ser relacionada a la implantación de biostromos de algas rojas con macroforaminíferos encrustados de edad Oligoceno Superior - Mioceno Inferior, que MACOIN (1970) y LAURITO & CALVO (1987) han descrito en el área de Siquirres y Turrialba. Estas bioconstrucciones carbonatadas se desarrollaron en las áreas marginales de la cuenca, es decir en la antigua plataforma del Oligoceno - Mioceno Inferior, y fueron las suministradoras de detrito carbonatado hacia las cuencas profundas durante gran parte de esos periodos. Por lo tanto, preliminarmente, pueden ser consideradas como las responsables del cambio en el tipo de sedimentación profunda que ocurre en el área durante el Mioceno Inferior basal (Fig. 4).

A finales del Mioceno Inferior, se pasa gradualmente a una sedimentación esencialmente clástica fina, cesa el aporte de lodos carbonatados. Se inicia la sedimentación del Sistema Depositional Lodoso (Formación lutita Uscari). Este cambio en la sedimentación, evidencia una nueva variación en el sistema de depositación de la plataforma, posiblemente asociados al desarrollo de la transgresión marina mencionada más arriba.

En este período (Mioceno Inferior terminal/Mioceno Medio), caracterizado por una serie de estados altos del nivel del mar (cf. VAIL et al, 1977), es posible que en las áreas marginales de la cuenca se hubiesen instaurado sistemas de depositación característicos de regímenes autóctonos (cf. NUMMEDAL et al, 1986), es decir, sistemas de barras arenosas y estuarios en el área costera, y sedimentación de "sábanas de arenas gruesas" y lodos en el área de plataforma interna y externa respectivamente.

Por su parte el paso del Sistema Depositional Lodoso (Formación lutita Uscari) al Sistema Depositional Arenoso (Formación Arenisca Río Banalutita Uscari) está marcado por una secuencia "coarsening upward" transicional. Este paso secuencial, no se interpreta aquí como un cambio en el tipo de sedimento aportado, sino como el producto de la progradación de las facies arenosas sobre las lodosas. Asimismo esta progradación, como se mencionó anteriormente, se considera producto del desarrollo de un sistema alóctono (cf. NUMMEDAL et al., 1986).

Internamente, a nivel de la secuencia, las subfacies del Sistema Depositional Arenoso, muestran una secuencia casi continua de progradación (véase Apartado 3.3.2). Únicamente en la Facies 6 (Miembro Brazo Seco) aparentemente el sistema fue, por un relativamente corto período, de tipo transgresivo. Esto se interpreta así, porque los depósitos costeros (subfacies 6a), son sobreyacidos por depósitos de areniscas de plataforma con intercalaciones tempestíticas (subfacies 6b).

A finales del Mioceno Superior, principios del Plioceno se produce otro nuevo cambio en el patrón de sedimentación del área de estudio. El mismo es sincrónico con el desarrollo de una fase deformación tectónica compresiva (véase Capítulo 4). En general, para ciertos sitios de la costa, protegidos del aporte terrígeno, los sistemas deposicionales arenosos pasan a una sedimentación carbonatada (Formación Caliza coralina Limón). Este cambio, es de carácter local, pues simultáneamente a la depositación del Sistema Depositional Carbonatado, se depositaba un nuevo tipo de sedimentación clástica, más gruesa y proximal, de carácter molásico, constituida por el Sistema Depositional Conglomerático (Formación Conglomerado Suretka). Por lo tanto, estos

dos sistemas deposicionales son temporal y espacialmente coalescentes.

3.8 ASPECTOS ESTRATIGRAFICOS

Con el fin de obviar los problemas estratigráficos tradicionales en la Cuenca Limón Sur (véase Capítulo 2), en el presente trabajo se optó por analizar la columna sedimentaria del área de estudio en función de sus características sedimentarias y genéticas. De esta forma las rocas aflorantes en el área de estudio, de edad Mioceno Inferior - Pleistoceno, fueron agrupadas en cinco sistemas deposicionales distintos. Entendiéndose como sistema deposicional, una asociación de facies generadas por procesos relacionados entre sí (sensu NUMMEDAL et al., 1986). Se aplica pues un concepto genético (cf. SPRECHMANN, 1984 b).

De esta forma, para cierto periodo de tiempo, una serie de facies depositadas por procesos relacionados, adquieren una configuración que las individualiza del resto de los depósitos en un área determinada. Esta área puede ser incluso toda una cuenca.

La correspondencia entre los sistemas deposicionales establecidos en el área de estudio y la terminología estratigráfica existente es la que sigue:

Sistema Depositional Turbidítico (Mioceno Inferior a más antiguo): este sistema de facies marinas profundas, corresponde con las descripciones existentes en la literatura de la Formación Senosri. Está conformado por dos facies principales: la Facies 1, denominada en este trabajo Miembro Río Tercero, consiste de depósitos de turbidíticos siliciclásticos. La Facies 2, llamada aquí Miembro Asunción, se compone de turbiditas carbonatadas y constituye el equivalente lateral alóctono de los depósitos carbonatados someros autóctonos de edad Oligoceno - Mioceno Inferior (véase Apartado 3.7). Para estos últimos, se ha recomendado emplear el término de Formación Dacli (véase Capítulo 2). Por tanto, el término Senosri se conserva para identificar las facies turbidíticas de carbonatos y depósitos siliciclásticos asociados de edad Oligoceno-Mioceno Inferior.

Sistema Depositional Lodoso (Mioceno Medio - Superior): se compone de dos facies principales; Facies 3 y 4 respectivamente correspondientes a los miembros Río Blanco y Río Peje (Fig. 6). Este sistema depo-

sional se identifica con la descripción existente de la Formación Uscari, más aún el Miembro Río Peje (lutitas siliciclásticas de plataforma externa y talud deposicional) se correlaciona con el Miembro Brai de la mencionada Formación (cf. PARIS, 1953; Capítulo 2).

Sistema Depositional Arenoso (Mioceno Medio - Superior, Mioceno Superior Plioceno): incluye depósitos atribuidos por PARIS (1953) a la Formación Uscari y a la Formación Gatún (Formación Río Banano de TAYLOR, 1975). Consta de dos facies principales: facies 5 y 6. La Facies 5 que consiste de depósitos de plataforma interna, ha sido jerarquizada como Miembro Quitaría. Su subfacies más inferior (Subfacies 5a) se correlaciona con el miembro Yorkín de PARIS (1953). Las demás subfacies 5b, 5c y 5d, así como la Facies 6 (Miembro Brazo Seco), eran consideradas pertenecientes a la Formación Gatún por el mismo autor y atribuidos a la Formación Río Banano por TAYLOR (1975).

Sistema Depositional Carbonatado (Plioceno): Esta facies de calizas arrecifales equivale a los depósitos más antiguos (Pliocénicos) de la Formación Limón de ROESLER (1954), no así los carbonatos recientes que este autor también incluye en el término Formación Limón. Por su parte TAYLOR (1975), incluyó las calizas arrecifales del Plioceno dentro de la Formación Río Banano, criterio no compartido en este trabajo por tratarse de un evento sedimentario totalmente distinto del que originó al Sistema Depositional Arenoso que les infrayace y al Sistema Depositional Conglomerático suprayacente. Por tanto se recomienda la utilización del término Formación Caliza Coralina Limón para referirse al Sistema Depositional Carbonatado en las condiciones indicadas en el Capítulo 2.

Sistema Depositional Conglomerático (Plio-Pleistoceno): corresponde con la Formación Suretka de la literatura (véase Capítulo 2). Ambos términos se refieren a una secuencia predominantemente conglomerática de origen molásico, asociada a la erosión de la cordillera emergida en forma total a finales del Mioceno Superior - inicios del Plioceno (RIVIER, 1973; SEYFREID et al., 1987).

4. GEOLOGIA ESTRUCTURAL

El área de estudio está ubicada en una compleja zona de frente de corrimiento y de límite entre cuencas (véase capítulo 2). El análisis profundo de la tectónica de esta zona está fuera de los objetivos de este trabajo. No obstante, en base a la información adquirida, es posible trazar los rasgos estructurales más sobresalientes de la misma.

En el área de investigación solo están expuestas rocas de edad mínima Mioceno Inferior. En estas sólo se observan evidencias de una única fase tectónica.

Los depósitos pre Mioceno Inferior en el área solo son conocidos por referencia a la perforación Victoria Nº 1 (ENGELBERTS, 1958 y SHISHKEVISH, 1985). Las inferencias o interpretaciones de la fase tectónica del Eoceno (RIVIER, 1973) solo pueden hacerse en un contexto regional, lo cual va más allá de los propósitos de este trabajo.

Acerca de la deformación observada en el área de estudio, los esfuerzos tectónicos han originado tres tipos de estructuras: de compresión, de distensión y de cizalle. Las primeras han tenido su origen en la tectónica de gravedad (sensu HILLS, 1977 y MATTAUER, 1976) que afectó a la Cuenca Limón Sur. Esta tectónica de gravedad se produjo a raíz del ascenso de la Cordillera de Talamanca, ocurrida a finales del Mioceno Superior principios del Plioceno (cf. RIVIER, 1985). Las estructuras de distensión y de cizalle se originaron como una respuesta mecánica de reacción a los esfuerzos compresivos generados en una etapa ligeramente anterior.

4.1 ESTRUCTURAS DE COMPRESION

La estructura de compresión más evidente es el Frente de Corrimiento Asunción, con sus fallas inversas de alto ángulo y pliegues asociados. Este frente de corrimiento constituye la terminación norte del Cinturón de Plegamiento de las cuencas Colombiana y Venezolana (cf. HOLCOMBE & CASE, 1980). En Costa Rica este cinturón posee un rumbo general NW - SE (Fig. 8) y se extiende a todo lo largo de la Cuenca Limón Sur (AGUILAR & CAMPOS, 1984 y ROCKWELL, 1985). En el área de estudio adquiere una forma ligeramente curvada de orientación general E - W, con su parte cóncava hacia el sur (véase Mapa Geológico). Cabe anotar que este giro en la orientación general del cinturón se produce en las proximidades del área límite entre las Cuencas San Carlos - Limón Norte y Limón Sur,

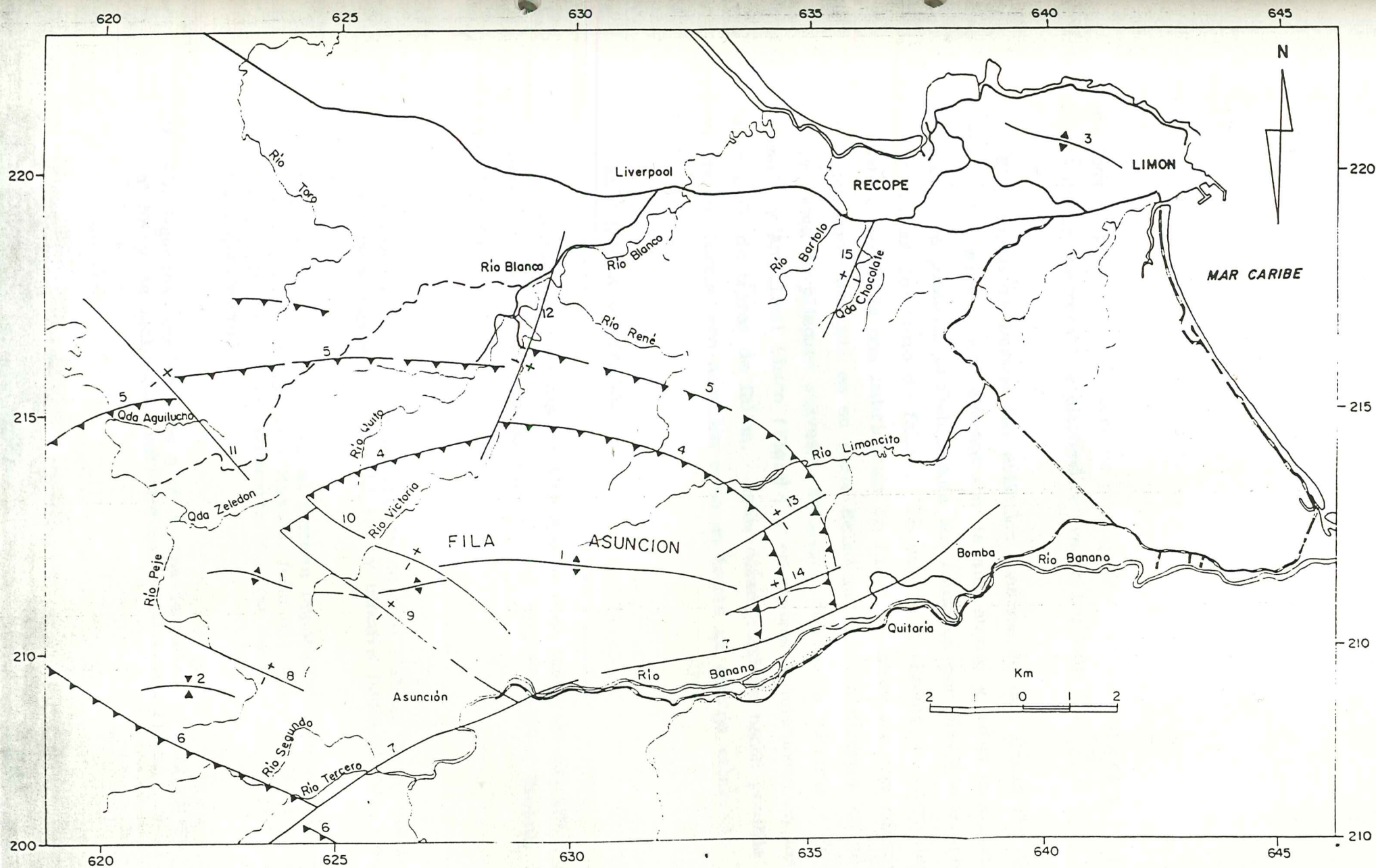


Fig. 7. Mapa Estructural de la Fila Asunción y alrededores: 1. Anticlinal cóncavo Victoria - Peje, 2. Sinclinal Venado, 3. Anticlinal Limón, 4. Falla San Francisco, 5. Falla Trebol, 6. Falla Río Segundo, 7. Falla Río Banano, 8. Falla Peje, 9. Falla Torcida, 10. Falla Andarivel, 11. Falla Mona, 12. Falla Blanco, 13. Falla Guabo, 14. Falla Tigre, 15. Falla Chocolate.

probablemente por la incapacidad de propagación de los esfuerzos comprensivos más allá de la "barrera" de altofondos (véase Capítulo 2).

El Cinturón de Empuje del Atlántico consiste de una asociación de fallas inversas. Las mismas generalmente son de alto ángulo y están asociadas con anticlinales. Los pliegues probablemente son causados por arrastre y abultamiento en las cercanías del trazo de fallas. En cuanto, al Frente de Corrimiento Asunción, éste consiste de una imbricación de fallas inversas con una relativamente poca deformación asociada en su parte delantera. Dicha deformación se manifiesta en la forma de pliegues suaves: Anticlinal domiforme Victoria - Peje, Sinclinal Venado y Anticlinal Limón (Fig. 8) y en ligeras ondulaciones en las tierras bajas allende de trazas de fallas. Estas características hacen posible clasificar al Frente de Corrimiento Asunción como un frente de empuje enterrado (sensu MORLEY, 1986).

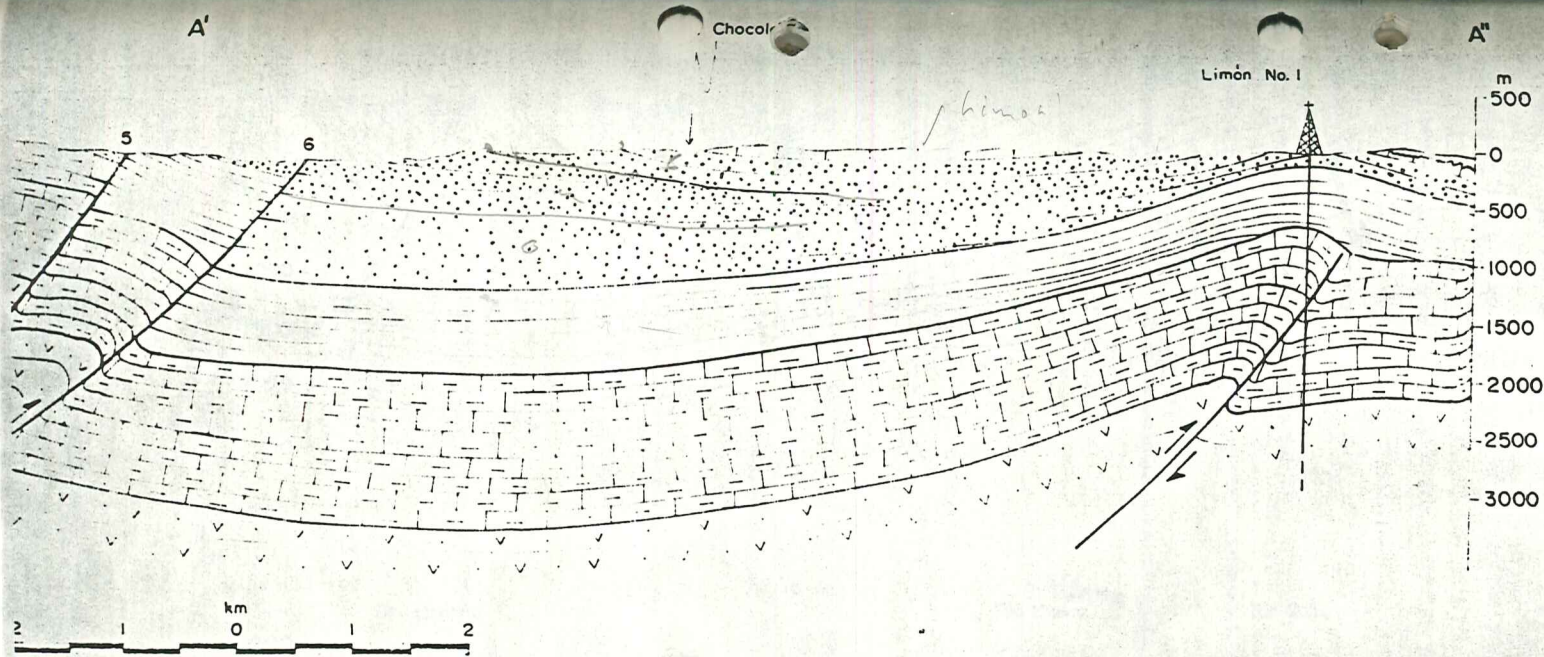
EL SISTEMA DE FALLAS

Las fallas son inversas de alto ángulo (del orden de los 50° - 70°) y generalmente buzantes al SW (fallas Río Segundo, San Francisco, Trébol, Limón), (véase Fig. 9).

Falla San Francisco: es la más importante de este sistema de corrimiento. Es trazable al menos por unos 12 km, y cóncava hacia el Sur, tiene un rumbo general E - W.

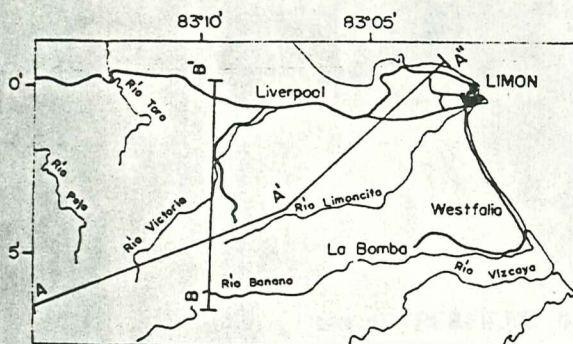
Esta falla hace sobreyacer al Sistema Depositional Turbidítico (Formación marga Senosri: Oligoceno - Mioceno Inferior) sobre el Sistema Depositional Lodoso (Formación lutita Uscari: Mioceno Medio - Superior), (véase Mapa Geológico).

Falla Río Segundo: corresponde a otra zona de fallas de corrimiento, buzantes al SW y de inclinación variable entre 45° y 75° (Figs. 8 y 9). En el

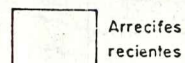


Escala Horizontal y Vertical: 1:50.000

Ubicación de los Perfiles



Simbología



Arrecifes
recientes



Sistema Depositional Conglomerático
(Formación conglomerado Suretha)



Sistema Depositional Carbonatado
(Formación caliza coralina Limón)



Sistema Depositional Arenoso
(Formación arenisca Río Banano)



Sistema Depositional Lodoso
(Formación lutita Uscari)



Sistema Depositional Turbidítico
(Formación marga Senosri)



Sistema Depositional Volcanoclástico
(Formación volcanoclástica Tuis).



Rocas Igneas
(Diques)



Falla, con sentido
del movimiento



Falla con desplazamiento
de rumbo



Pozo Exploratorio

69

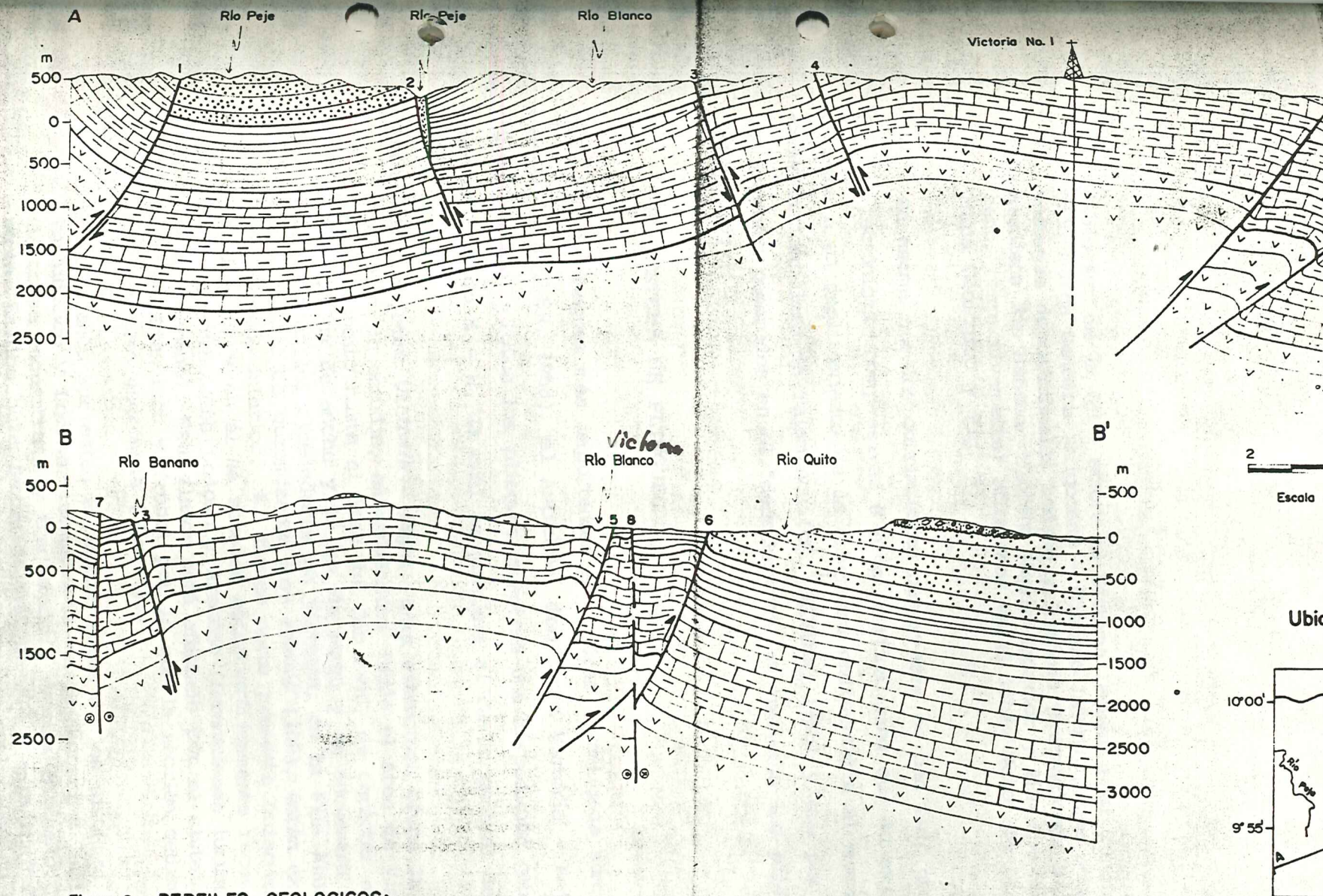


Figura 8. PERFILES GEOLOGICOS:

1. Falla Rio Segundo, 2. Falla Peje, 3. Falla Torcida, 4. Falla Andarivel,
5. Falla San Francisco, 6. Falla Trébol, 7. Falla Rio Banano, 8. Falla Rio Blanco.

labio sur de la falla aflora el Sistema Depositional Turbidítico (Formación marga Senosri: Oligoceno - Mioceno Inferior) que sobrecorre a los sistemas deposicionales Lodoso y Arenoso (formaciones lutita Uscari y arenisca Río Banano: Mioceno Medio-Superior y Mioceno Superior - Plioceno, respectivamente) aflorantes en el labio Norte de la falla (véase Mapa Geológico y Fig. 9).

Se asume que los corrimientos observados no han sido generados por fuerzas tectónicas compresivas a nivel cortical sino que su emplazamiento obedece a un deslizamiento de la cobertura sedimentaria al momento de levantarse la Cordillera de Talamanca (cf. RIVIER, 1985) y que por los esfuerzos compresivos generados en el "decollement", se formaron los pliegues (cf. HILLS, 1977).

EL SISTEMA DE PLIEGUES

Los pliegues más importantes en el área investigada son el Anticlinal Limón (ROESELER, 1953), el Anticlinal domiforme Victoria - Peje, y el Sinclinal Venado. Todos los pliegues muestran una disposición general de sus ejes en sentido E - W, la cual es paralela al rumbo general de las fallas.

Anticlinal domiforme Victoria - Peje: esta estructura ocupa la mayor parte del área de estudio, extendiéndose desde el área de Victoria y del Río Limoncito hasta el área del Río Peje, de carácter asimétrico tiene unos 12 km de ancho y 15 km de largo y se encuentra más claramente definida en los alrededores de Victoria, en la Fila Asunción. En su área crestal de buzamientos muy suaves (10°), están expuestas rocas del Mioceno Inferior. El flanco norte presenta buzamientos del orden de los 20° y en él se suceden estratigráficamente rocas de los sistemas deposicionales Lodoso y Arenoso (formaciones lutita Uscari y arenisca Río Banano). Este flanco está afectado por el sistema de fallas inversas San Francisco y Trébol por lo que la sección sedimentaria aparece anormalmente engrosada (Fig. 9).

En el flanco sur están expuestas rocas de los sistemas deposicionales Turbidítico y Lodoso (formaciones marga Senosri y lutita Uscari). Este flanco se encuentra muy fracturado y es más enpinado que el flanco norte. Exhibe buzamientos de más de 30° y está limitado por la falla transcurrente dextral del Río Banano, la cual causó su deformación.

La Falla Asunción separa a este pliegue en dos sectores: Victoria y Peje. El cambio de litología de margas bien estratificadas en el primero a lutitas generalmente macizas en el segundo, dificulta la delineación de la estructura en el sector de Peje.

Este anticlinal posee un eje de rumbo E - W que se deduce al ver el patrón de buzamientos en el mapa geológico y también el análisis estereográfico de los buzamientos (Fig.10). El eje anticlinal se sumerge hacia el Oeste en las vecindades del Río Peje (véase Mapa Geológico).

Anticlinal Limón: Este anticlinal de rumbo general también E - W, actualmente es difícil de cartografiar debido a los asentamientos urbanos que han cubierto los afloramientos en los alrededores de Puerto Limón. No obstante se conoce su existencia desde los trabajos de ROESELER (1953). Este anticlinal está constituido en su región central por rocas del Sistema Depositional Arenoso (Formación Río Banano) y por el Sistema Depositional Carbonatado (Formación Limón) en sus flancos (ROESELER, in ibid). Sus dimensiones son de unos 5 km de largo y 3 km de ancho aproximadamente y fue una estructura perforada en 1957 por la Union Oil Company (WORLES, 1957).

Sinclinal Venado: Esta es una pequeña estructura de unos 3 km de largo por unos 2 km de ancho. Su eje sigue un rumbo casi E - W franco y está ligeramente curvado al SE. En su parte central afloran rocas del Sistema Depositional Arenoso (Formación arenisca Río Banano) y en sus flancos rocas del Sistema Depositional Lodoso (Formación lutita Uscari). Su flanco Sur choca contra la zona de falla Río Segundo.

4.2 ESTRUCTURAS DE DISTENSION

FALLAS NORMALES

Estas fallas conforman un sistema conjugado que corta transversalmente al Frente de Corrimiento Asunción. Una familia de fallas sigue un rumbo predominantemente NW - SE, y la otra un rumbo general NE - SW.

Entre las primeras las más importantes son las fallas: Peje, Mona, Torcida y Andarivel. Estas fallas presentan el rasgo común de que su bloque descendido es el bloque NE. Son de longitud kilométrica y buzantes al NE.

Las fallas de rumbo NE - SW, poseen un componente longitudinal importante. Entre estas se encuentran las fallas Blanco, Chocolate, Guabo y Tigre.

Este sistema de fallas normales fue generado por el mismo campo de esfuerzos compresivos SW- NE que generó el Frente de Corrimiento Asunción.

FRACTURAS Y DIACLASAS

Estos son fenómenos de distensión local asociados al plegamiento, o sea formadas bajo el mismo campo de esfuerzo que éste (cf. MATTAUER, 1976). Son particularmente abundantes y bien desarrolladas en la cresta del anticlinal Victoria - Peje, donde originan un típico patrón en forma de rombo, siendo las direcciones principales NNE - SSW y WNW - ESE. Estas diaclasas se encuentran espaciadas unos 20 cm - 25 cm entre sí, generalmente son abiertas aunque algunas se encuentran rellenas de calcita.

4.3 ESTRUCTURAS DE CIZALLE.

Se trata de fallas con un desplazamiento horizontal preponderante. La más importante dentro de este sistema es la falla transcurrente del Río Banano. Esta falla corta transversalmente al Frente del Corrimiento Asunción. Este mismo patrón de fallas de cizalle cortando las fallas inversas, se presenta a lo largo de toda la Cuenca Limón Sur, donde casi todos los ríos importantes Bananito, Estrella, Sixaola, corren por trazos de fallas transcurrentes (cf. FERNANDEZ Y TEJERA, 1984). Todos los ríos, incluido el Río Banano son normales al rumbo NW - SE del Cinturón de Plegamiento.

La falla transcurrente del Río Banano es una falla dextral del rumbo NE - SW y de por lo menos 20km de longitud. El desplazamiento horizontal observable es del orden de las centenas de metros, siendo especialmente evidente en la zona de Asunción donde se observa el

desplazamiento de un contacto entre sedimentos y un dique, de una a otra rivera del río.

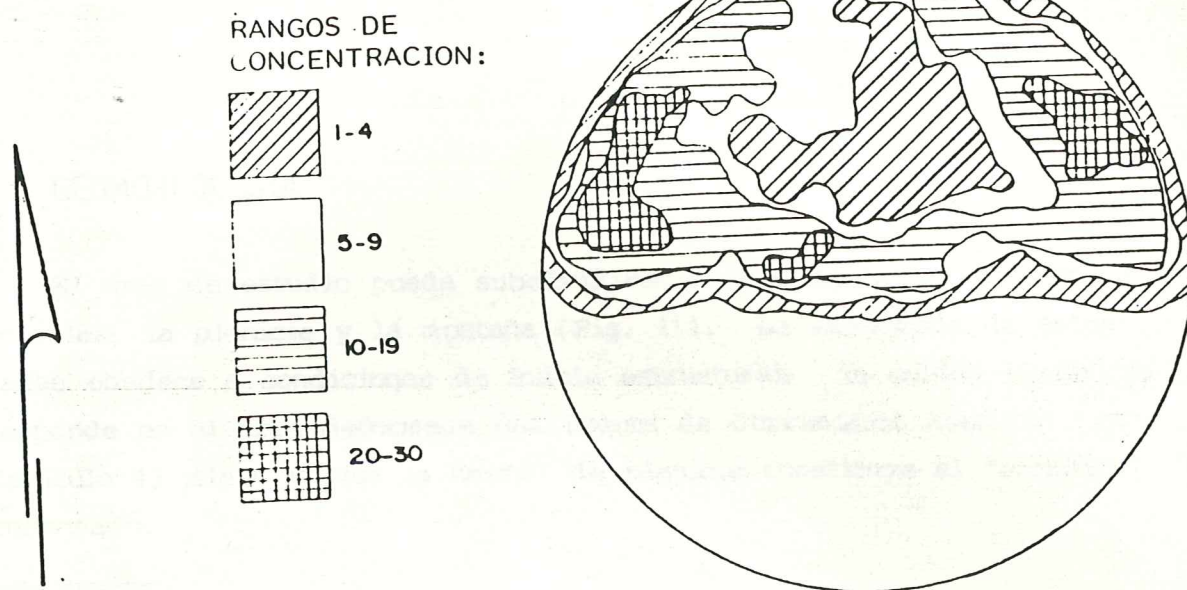
4.4 ANALISIS DE ESFUERZOS

Las rocas en el área de estudio han sido deformada por una tectónica de edad Mioceno Superior - Plioceno. Son de esta misma edad, las rocas más jóvenes que han soportado deformaciones. La deformación tectónica en el área de estudio ha producido estructuras de compresión, de distensión y de cizalle.

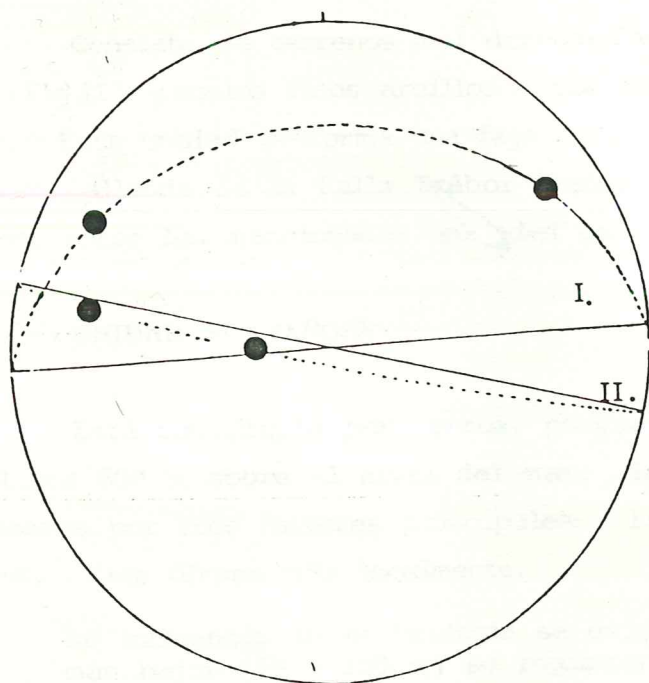
Las estructuras compresivas más importantes del área de estudio muestran una orientación NWW - SEE hasta NW - SE señalando que los esfuerzos que le dieron origen, procedían del SWW hacia el NNE. Estos esfuerzos compresivos fueron causados por el "decollement" de la cobertura sedimentaria del flanco noroeste de la Cordillera de Talamanca (cf. RIVIER, 1985), hacia las partes internas de la cuenca. La cicatriz o área de ruptura de este deslizamiento gravitacional se ubica al SW del área de estudio y sería la zona de más intensa deformación, en tanto que el área investigada se encontraría en las inmediaciones de este frente de corrimiento enterrado, en la zona de los "foothills" (sensu MORLEY, 1986).

En forma ligeramente subsecuente se produjeron los esfuerzos que causaron las estructuras distensivas : fallas normales, fracturas y diaclasas. Todas estas estructuras exhiben un patrón conjugado, orientado en forma general NNE - SSW y NNW - ESE, fueron originadas por el mismo campo de esfuerzos compresivos procedentes del SSW al NNE que generó el Frente de Corrimiento Asunción.

Las estructuras de cizalle de orientación normal al eje del 'decollement' (NW - SE), se produjeron por el desgarre de la cobertura sedimentaria que se deslizaba diferencialmente hacia las partes centrales de la ya colmatada Cuenca Limón Sur.



a) Diagrama de concentración de buzamientos.



b) Nótese como lo máximos obtenidos conforman dos ejes anticlinales bien diferenciados: uno (I) de rumbo aproximado E - W, buzante hacia el N, y otro (II) de rumbo NWW-SEE, buzante al S.

Fig.10. Estereografía del anticlinal dómico Victoria - Peje, Fila Asunción y alrededores.

5. GEOMORFOLOGIA

El área de estudio puede subdividirse en dos unidades geomórficas principales: la planicie y la montaña (Fig. 11). La existencia de estas unidades obedece a condiciones de índole estructural: la unidad montañosa corresponde en el área deformada del Frente de Corrimiento Asunción (véase Capítulo 4) mientras que la unidad de planicie constituye el "antepaís" no deformado.

5.1 RELIEVE

UNIDAD DE PLANICIE

Consiste de terrenos mal drenados con una red de drenaje poco densa (Fig. 11) y suelos finos arcillosos que favorecen el desarrollo de ciénagas. Esta unidad conforma una faja de tierra que bordea a la unidad montañosa, allende de la Falla Trébol (véase Mapa Geológico) que sirve como límite entre las mencionadas unidades geomórficas.

UNIDAD MONTAÑOSA

Está constituida por cerros, colinas y filas con alturas desde 150 m hasta 800 m sobre el nivel del mar. Las diferencias en elevación son causadas por tres factores principales: litológicos, tectónicos y metamórficos. Este último más localmente.

La influencia de la litología se evidencia de esta manera: las alturas más bajas (50 - 150 m) se registran en las áreas de afloramiento de los sistemas deposicionales Arenoso y Conglomerático (formaciones arenisca Río Banano y conglomerado Suretka, respectivamente). Estos poseen lodolitas y areniscas mal cementadas en alta proporción (Cap. 3). Colinas con alturas moderadas de 150 m a 500 m corresponden con afloramientos de lutitas y lutitas - cornubianitas del Sistema Depositional Lodoso (Formación lutita Uscari), en donde el metamorfismo de contacto

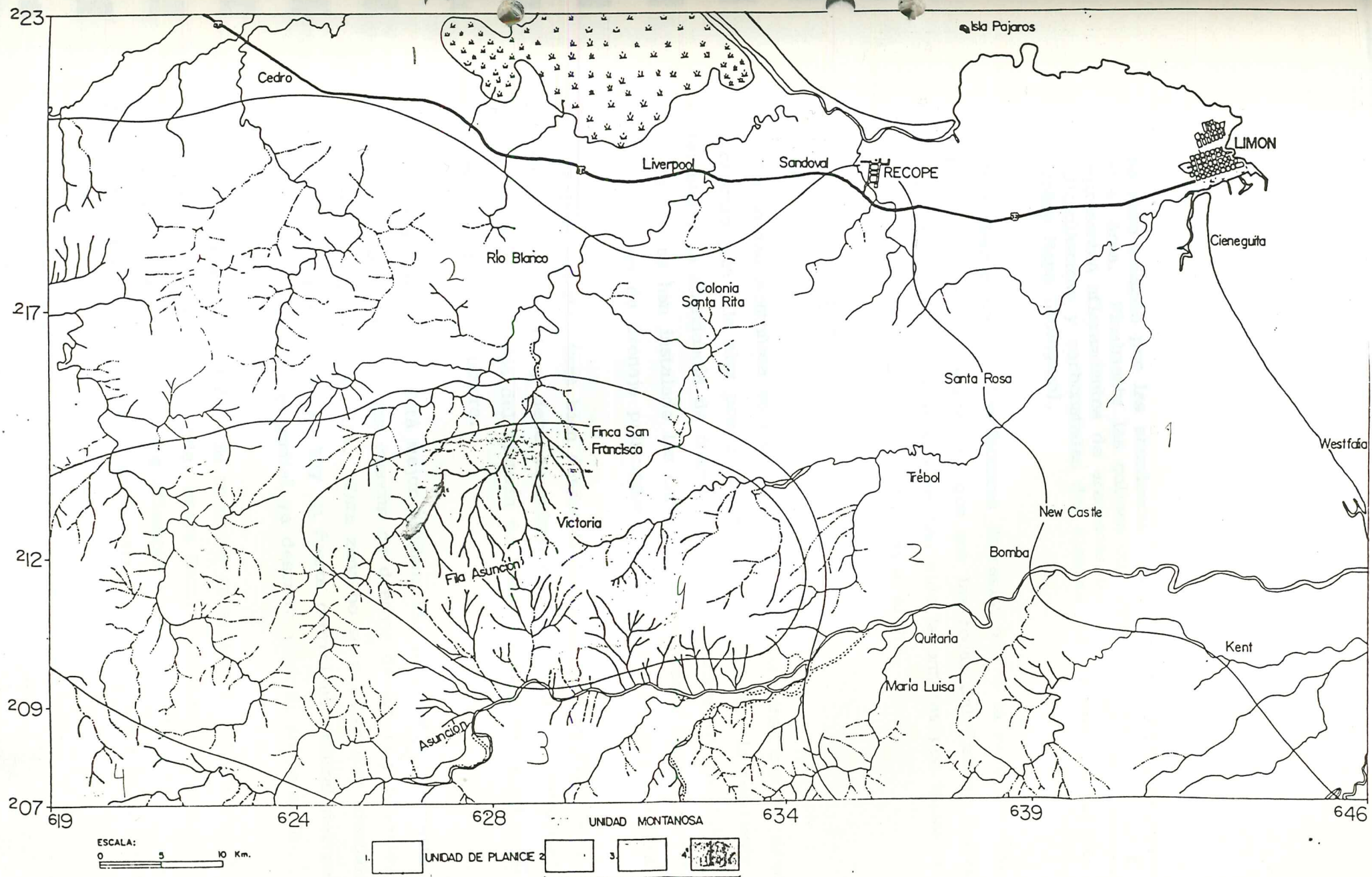


Fig. 10. Mapa de unidades Geomórficas y Redes de Drenaje: 1. Zonas con alturas menores a 50 m.s.n.m. 2. Zonas con elevaciones entre 50 y 150 m.s.n.m. 3. Zona entre 150 y 500 m de altura s.n.m. 4. Zona con elevaciones entre 200 y 800 m.s.n.m.

ha sido causado por las abundantes intrusiones basálticas existentes en el área. Finalmente las colinas con alturas entre 200 y 700 m representan afloramientos de areniscas bien cementadas y turbiditas siliciclásticas y carbonatadas del Sistema Depositional Turbidítico (véase Mapa Geológico).

Coincidentemente con los factores de resistencia a la meteorización, funcionan los factores tectónicos, ya que son las rocas del Sistema Depositional Turbidítico las que generalmente han sido levantadas por fallas o plegamientos y conforman las colinas de mayor altura.

5.2 REDES DE DRENAJE

La unidad montañosa está caracterizada por una densa red de drenaje favorecido por: la alta precipitación (3400 mm / año), la pendiente del terreno y la abundancia de fracturas, fisuras y zonas de debilidad sobre las que se han instalado los cauces de quebradas y ríos. Se reconocen tres patrones de drenaje principales: radial, dendrítico y subparalelo.

Patrón radial: Está bien desarrollado en el área de Victoria y Fila Asunción (véase Fig. 11) y debe su origen a la disección del anticlinal dómico Victoria a lo largo del sistema de fracturas NE - SW y NW - SE que afectan a dicha estructura.

Patrón dendrítico: Está mejor evidenciado en el sector suroeste del área de estudio. Conforman las cuencas de drenaje de los ríos Segundo, Peje, Victoria y Quito (Fig. 11). Esta zona no se muestra muy afectada por la tectónica por lo cual no hay un fuerte control estructural del patrón de drenaje como ocurre en el radial ya descrito y en el subparalelo.

El patrón subparalelo: Se reconoce en el sector noroeste del área de estudio, (área Río Toro - Qda. Braza Seco), donde se nota una marcada orientación E - W y N - S de los afluentes (Fig. 11). La dirección E - W puede ser causada por el rumbo de la estratificación (véase Mapa Geológico),

o por la dirección de las fallas inversas asociadas al Frente de Corrimiento Asunción que en las cercanías de este sector tienen una orientación E - W. Los cauces NW - SE y NE - SW se asocian al sistema de fallas inversas.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Este capítulo se refiere, principalmente, a la evolución geológica de la Fila Asunción y sus vecindades. En esta área, la historia de las rocas aflorantes en superficie se remonta al Mioceno Inferior. Como continuación de un proceso de sedimentación más antiguo (véase FERNANDEZ, 1987), se sigue depositando una serie marina profunda de carácter turbidítico (Formación marga Senosri). Esta serie se compone de facies de turbiditas siliciclásticas y carbonatadas (Facies 1 y 2, respectivamente); y como se mencionó en el Apartado 3.7, el cambio en la composición del sedimento que constituye dichas turbiditas, se atribuye al desarrollo en las áreas marginales de la cuenca, de bioconstrucciones de algas y macroforaminíferos de edad Oligoceno-Mioceno Inferior (cf. MACOIN, 1971; LAURITO & CALVO, 1987). En el caso del área de estudio, esas edificaciones carbonatadas ubicadas en la plataforma de la cuenca, proveyeron sedimento a las cuencas profundas durante el Mioceno Inferior. Donde como principal "detonante" para el cambio de la sedimentación, se relaciona la caída del nivel del mar acaecida durante el Mioceno Inferior basal (cf. VAIL et al., 1977; Fig. 4).

A finales del Mioceno Inferior, el aporte de detrito carbonatado cesa. Contemporáneamente dejan de desarrollarse facies carbonatadas someras en el borde de la cuenca (véase MACOIN, 1971; LAURITO & CALVO, 1987). Las causas para la extinción de estos biostromos pueden ser asociadas al ascenso del nivel del mar (transgresión del Mioceno Medio, cf. VAIL et al., 1977), y un aumento del aporte clástico desde las áreas emergidas. Como producto de esto, en las áreas de plataforma de la Cuenca Limón, se desarrolló un sistema de depositación clástico de tipo transgresivo (autóctono), conforme al modelo de NUMMEDAL et al. (1986), el cual perduró a lo largo del Mioceno Medio.

Para este período, la porción de la cuenca a que corresponde el área

de estudio, estuvo dominada por una sedimentación de lodos terrígenos (Sistema Depositional Lodoso, Formación Lutita Uscari), que fueron depositados en un ambiente de talud deposicional y de plataforma externa (véase Capítulo 3). Mientras que en las áreas de plataforma, ubicadas al W del área de estudio, se desarrollaban sedimentación de estuarios, lagunas y barras arenosas en el área costera, y de sábanas de arenas gruesas en la plataforma interna (cf. al modelo de NUMMEDAL et al., 1986).

A finales del Mioceno Medio, el nivel del mar desciende (VAIL et al., 1977, Fig. 4), iniciándose un regresión marina. Esta regresión es reforzada por el aumento en el aporte de sedimento desde las áreas emergidas, que se acentúa aún más a lo largo del Mioceno Superior, como producto del diastrófismo de la Cordillera de Talamanca (RIVIER, 1973; WEYL, 1980; SEYFREID et al., 1987).

Con el establecimiento de un régimen regresivo se instaure, en la plataforma, un sistema de depositación de tipo alóctono (sensu NUMMEDAL et al., 1986; véase Cap. 3). Este sistema, caracterizado por el desarrollo de fajas costeras arenosas compuestas por deltas de desembocadura de ríos, planos deltaicos y depósitos de "strand plain", así como de mantos de arena fina en la plataforma interna y de una plataforma lodosa externa; para el área de estudio, se caracteriza además, por el desarrollo de una rápida progradación. De esta manera los depósitos arenosos costeros y de plataforma interna (Sistema Depositional Arenoso, Formación arenisca Río Banano) prograda y recubre los depósitos de lodos de plataforma externa y talud deposicional (Sistema Depositional Lodoso, Formación lutita Uscari), a lo largo del Mioceno Superior.

Hacia el término del Mioceno, principios del Plioceno la orogenia de la cordillera ha alcanzado su clímax. Se producen esfuerzos compresivos por el deslizamiento gravitacional de la cobertura oceánica del macizo y se originan las estructuras de corrimiento y plegamiento asociadas. Se crea el Cinturón de Plegamiento que afecta a toda la Cuenca Limón Sur.

De esta forma, por causas tectónicas, durante el Plioceno se produce la casi total emersión de las áreas centrales del país (RIVIER, 1973, SEY-FRIED et al., 1987). No obstante, durante el Plioceno Medio se producen también, un ascenso global del nivel del mar (VAIL et al., 1977, Gih. 4). Como producto este ascenso, en ciertas localidades del área de estudio, se implanta un sistema deposicional carbonatado (Formación caliza coralina Limón) de tipo arrecifal. Este sistema debió instaurarse en pequeños altos estructurales, que los protegían del aporte terrígeno; ya que contemporaneamente ocurría sedimentación siliciclástica. La misma era de origen molásico, pues su sedimento procedía directamente de los frentes tectónicos recientemente levantados. Se generaron así las facies de "fan delta" del Sistema Depositional Conglomerático (Formación conglomerado Suretka).

Los depósitos de la Formación conglomerado Suretka solo están afectados por una tectónica distensiva: fallas normales generadas por el mismo campo de esfuerzos compresivos, pero en una fase avanzada, a manera de relación de los esfuerzos.

El paisaje final del área de estudio, sería modelado por las fluctuantes variaciones eustáticas del Cuaternario. Una de las cuales, de carácter transgresivo, permitió el establecimiento de los arrecifes recientes que se observan en las costas circundantes a Puerto Limón.

7. CONCLUSIONES

Al término de esta investigación se obtuvo un Mapa Geológico de 363 km², con sus dos respectivos cortes geológicos. Además, se describieron un total de ocho facies, agrupadas en cinco sistemas deposicionales distintos: turbidítico, lodoso, arenoso, carbonatado y conglomerático. Dichos sistemas deposicionales pudieron ser correlacionados con las unidades litoestratigráficas redefinidas para el área. Respectivamente corresponden a las formaciones: marga Senosri, lutita Uscari, arenisca Río Banano, caliza coralina Limón y conglomerado Suretka. Así mismo fueron definidas 6 nuevas unidades litoes-

tratigráficas en calidad de miembros (Río Tercero, Asunción, Río blanco, Río Peje, Quitaria y Brazo Seco). Finalmente se reconstruyeron los ambientes deposicionales de las unidades sedimentarias establecidas.

Como resultados más específicos del trabajo en la zona de estudio, se citan los siguientes:

1. La bisecuencia deposicional simétrica analizada en el área de estudio, atestigua un cambio importante en el régimen de sedimentación, patentizado por un paso de un ámbito marino profundo en el Mioceno Inferior, a un ambiente marino somero (transicional) en el Mioceno Superior - Reciente.
2. Los tres factores más importantes que ha controlado la sedimentación de la columna estudiada han sido el aporte, la subsidencia-tectonismo y los cambios eustáticos.
3. El factor aporte fue particularmente importante a partir del Mioceno Medio terminal, que fue el elemento determinante para el desarrollo de un sistema progradante de sedimentación de plataforma, que compensó la subsidencia y las fluctuaciones del nivel del mar de menor rango.
4. A su vez el aporte a la cuenca estuvo controlado por el desarrollo de terrenos emergidos recientemente (Orogenia de la cordillera de Talamanca).
5. El efecto de la subsidencia de la cuenca de retropaís favoreció la acumulación de espesos paquetes de sedimento; compensando parcialmente los efectos de las altas de aporte.
6. Los cambios eustáticos globales de mayor rango ejercieron importantes efectos en la implantación de nuevos sistemas deposicionales. Durante el Mioceno Inferior basal, una abrupta caída del nivel del mar propició un cambio en la sedimentación turbidítica (de siliciclástica a carbonata-

da. El resto del Mioceno Inferior y gran parte del Mioceno Medio, como producto de un ascenso global del nivel del mar, se instaure un régimen de sedimentación de plataforma de tipo autóctono. A partir del Mioceno Medio terminal, con solo algunas pocas excepciones (Plioceno Medio) se implantó un sistema de depositación de plataforma de tipo regresivo.

7. En el Plioceno Medio, el ascenso del nivel del mar favoreció el desarrollo de arrecifes coralinos, que se edificaron localmente en áreas protegidas del aporte terrígeno.
8. En general la columna sedimentaria analizada está conformada por dos secuencias. La inferior (Mioceno Inferior - Mioceno Medio), de clara tendencia "fining upward", caracteriza una secuencia transgresiva, con depositación de turbiditas (Formación marga Senosri) a la base y de lutitas (Formación lutita Uscari) al techo. Mientras tanto, la superior (Mioceno Superior - Reciente), en términos generales, caracteriza una secuencia de carácter regresivo. Lutitas a la base (Formación lutita Uscari), recubiertas por areniscas (Formación arenisca Río Banano) y éstas a su vez por arrecifes y depósitos de "fan delta" (formaciones caliza coralina Limón y conglomerado Suretka, respectivamente) evidencian claramente una típica secuencia "coarsening upward" de somerización.
9. La edad de generación de las estructuras tectónicas en el área de estudio es relativamente joven: Mioceno Superior - Plioceno.
10. Esta tectónica fue causada por el deslizamiento gravitacional de la cobertura oceánica sedimentaria de las áreas próximas al orógeno.
11. Se originaron estructuras de compresión, de distensión y de cizalle. Entre las primeras las más importantes son: el Frente de Corrimiento Asunción y sus pliegues asociados: Anticlinal domiforme Victoria - Peje y Anticlinal Limón. La estructura de cizalle más importante la constituye la falla transcurrente del Río Banano. Entre las estructuras de disten-

sión más relevantes están las fallas: Peje, Mona, Torcida, Andarivel, Blanco, Guabo y tigre, aparte de fracturas y diaclasas.

11. Los esfuerzos causantes de la deformación compresiva tuvieron un sentido de SWW a NEE.
12. Las estructuras distensivas y de cizalle fueron generadas dentro del mismo campo de esfuerzos que las compresivas. Las primeras a modo de relajación y las segundas por el avance diferencial de las masas deslizadas.
13. El área de estudio se sitúa en el área de los "foothills" al pie del frente de corrimiento.

8. AGRADECIMIENTOS

Se agradece especialmente a los asesores de tesis: Profesor Dr. Hartmut Seyfreid, Profesor Dr. Francois Rivier, Profesor Dr. Peter Sprechmann, Profesora Dra. María Elena Alvarado, Profesor Dr. Seifried Kussmaul y Profesora Licda. Teresita Aguilar por la revisión y sugerencias para el trabajo realizado.

Se agradece también a la Gerencia de Producción Primaria de la Refinadora Costarricense de Petróleo por el apoyo financiero para la ejecución de este estudio.

Especial reconocimiento para la Sra. María Haydeé de Briceño por el mecanografiado y dibujo de las figuras. También al Sr. Ricardo Briceño por el dibujo de figuras y al Sr. Allan Astorga por el apoyo y consejos brindados.

9. BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, A. & CAMPOS, L., 1984: Geología y evaluación del potencial petrolífero de la zona de Campo Diablo, Baja Talamanca, Provincia de Limón, Costa Rica. - Inf. técn. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 36 pp.; San José, Costa Rica (inédito).
- ALVARADO, F., 1984: Vulcanismo del Plio - Pleistoceno en la Cuenca de Limón. - En: SPRECHMANN, P. (ed). Manual de geología de Costa Rica. - 1: 259 - 262; San José, Costa Rica (Edit. Univ. Costa Rica).
- ANONIMO, 1973: Informe Segundo Semestre 1973.- Inf técn. Elf Petróleos de Costa Rica S. A: 13 pp., San José Costa Rica (inédito).
- ANONIMO, 1975: Informe Segundo Semestre 1975. - Inf técn. Elf Petróleos de Costa Rica S. A.: 19 pp, San José, Costa Rica (inédito).
- ASTORGA, A. F., 1987: El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente Pacífica de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: origen, evolución y dinámica de las cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica. - Tesis de Licenciatura, Univ. Costa Rica: 115 pp.; San José, Costa Rica; (inédita).
- BROWNE, H. L., 1961: Paleontological and Stratigraphic Report of Limon Province, Costa Rica and northeastern Panama. - Union Oil Company Costa Rica Government Report (GRCR-59): 20 pp.; (inédito).
- CAMPOS, L., 1983: Levantamiento Geológico del área al norte del Río Banano, Hoja Río Banano, Provincia de Limón. - Inf técn. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 23 pp.; San José, Costa Rica (inédito).

CASE, J. E. & HOLCOMBE, T. L., 1980: Geologic. Tectonic map of the Caribbean region. - U. S. Geol. Surv., Misc. Ser.: Map I - 1100 (1:2500.000); Menlo Park, California (U.S. Geol. Surv).

DE BENEDETTI, J. J., 1961: Geological Report of the Province of Limon, Costa Rica, C.A. - Union Oil Company Costa Rica Government Report (GRCR - 62): 44 pp.; San José, Costa Rica (inédito).

DICKINSON, W. R., 1974: Plate Tectonics and sedimentation. - En: DICKINSON, W. R. (ed): Tectonics and Sedimentation. - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., 22: 1 - 27; Tulsa, Oklahoma (Soc. Econ. Paleont. Miner.).

ENGELBERTS, F. G., 1955: Informe de exploración N° 7: Primer Sevaestre 1955. - Inf técn. Union Oil Company: 26 pp.; San José, Costa Rica (inédito).

FERNANDEZ, J.A., 1987: Geología de la hoja topográfica Tucurrique (1:50.000, I.G.N.C.R., N° 34451). - Tesis Licenciatura Univ. Costa Rica: 206 pp.; San José, Costa Rica (inédito).

FERNANDEZ, J.A. & TEJERA, R.A., 1984: Informe Geológico de la hoja topográfica Cahuita. -Inf. técn. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 26 pp.; San José, Costa Rica (inédita).

FERNANDEZ, J.A. & TEJERA, R.A., 1984: Mapa Geológico de la Parte Sur de la Cuenca de Limón. -Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): Lámina "A" (1:50.000); San José, Costa Rica (inédito).

FISHER, S.P. & PESSAGNO, E.A., 1965: Upper Cretaceous strata of northwestern Panama.- Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 49, 4: 433-444; Tulsa, Oklahoma.

- FISCHBURN, H., 1960: Compilación geológica de la Provincia de Limón.- Compañía Petrolera de Costa Rica. (1:100.000); San José, Costa Rica (inédito).
- GABB, W.M., 1913: Informe sobre la exploración de Talamanca verificada durante los años de 1873 - 1874.- Instituto Fis. Geograf. Nal. Costa Rica., 1913, 5: 71 - 90; San José, Costa Rica.
- HARTMAN, R. & CONDON, R., 1984: Interpretation report including aeromagnetic, gravity and landsat studies. - Inf. técn. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 92 pp., (inédito).
- HEDBERG, H.G. (Ed.), 1976: International stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure. --John Wiley & Sons, New York. Traducción al español: Guía Estratigráfica Internacional: guía para clasificación, terminología y procedimientos estratigráficos. Ed. Reverté, Barcelona, (1980).
- HILLS, E.S., 1972: Elements of Structural Geology. (Chapman and Hall Ltd. 7 Science Paperbacks, London). Traducción española: Elementos de Geología Estructural: 576 pp.; Barcelona (Edit. Ariel): 1977.
- HOLDRIDGE, L.R., 1973: Potencial para la ordenación técnica del bosque natural de Costa Rica. -Notas técnicas y económicas Centro Científico Tropical: 19 pp.; San José, Costa Rica.
- LAURITO, C. & CALVO, C., 1987: Sedimentología de la secuencia del Río Barbilla, en el margen norte de la Cuenca de Limón, Costa Rica. - Inf. técn. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 8 pp., San José, Costa Rica (inédito).

- LU, R.S. & MACMILLEN, K.J., 1983: Multichannel seismic survey of the Colombia Basin and adjacent margins. En: WATKINS, J.S. & DRAKE, C.L. (eds): Studies in continental margin geology. - Memoir 34: 395 -410, Tulsa, Oklahoma (Amer. Assoc. Petrol. Geol.).
- MACOIN, P., 1970: Mission de terrain Costa Rica 1969: Etude micropaleontologique. - Inf. técn. Elf Petroleos de Costa Rica: 54 pp.; (inédito).
- MATTAUER, M., 1976: Les deformations des materiaux de l'ecorce terrestre, (herman, Editerurs des sciences et des arts, Paris). Traducción española: Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. -xvi + 524 pp.; Barcelona (Edic. Omega): 1976.
- Mc MILLEN, R., 1958: Geologic Evaluation Champlin Oil & Refining Company Concession Bocas del Toro Province Republic of Panamá. - Inf técn. Champlin Oil & Refining Co: 77 pp.; Denver, Colorado (inédito).
- MORA, S., 1981 Clasificación morfotectónica de Costa Rica. - Inf. semest. Inst. Geogr. Nac., 1981, 2: 35 - 55; San José, Costa Rica.
- MORLEY, C.K., 1986: A classification of thrust fronts. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 70, 1: 12 - 25; Tulsa, Oklahoma.
- NUMMEDAL, D., SWIFT, D.J. & WRIGHT, R., 1986: Depositional sequences and shelf sandstones in Cretaceous strata of the San Juan basin, New Mexico. -Field guide 7a Annual Research Conference Gulf cost section (Soc. Econ. Paleont. Mineral.): 277 pp; Corpus Christi.
- OBANDO, L.G., 1986: Estratigrafía de la formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno - reciente). Provincia de Alajuela, Costa Rica. -Rev. Geol. Amer. Central, 5: 73 - 104; San José.

- PARIS, P.H., 1953: Informe segundo semestre 1953.- Inf. técn. Union Oil Company: 11 pp.; San José, Costa Rica (inédito).
- PARIS, P.H., 1954: Quinto reporte geológico del Primer Semestre 1954. - Inf. técn. Union Oil Company: 8 pp., San José, Costa Rica (inédito)
- PICKERING, K., STOW, D, WATSON, M & HISCOTT, R., 1986: Deep - Water Facies, Processes and Models: A Review and Classification Scheme for Modern and Ancient Sediments. - Earth - Sci. Reviews, 23: 75 - 174; Amsterdam (Elsevier).
- PIZARRO, D. M., 1985: Bioestratigrafía de la Formación Uscari en base a foraminíferos planctónicos (Mioceno Medio a Superior, Costa Rica).- Tesis Licenciatura Univ. Costa Rica: 34 pp.; San José, Costa Rica (inédito).
- POSTMA, G., 1983: Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain).- Sedimentology, 30: 91 - 103; Oxford.
- POSTMA, G., 1984: Mass flow conglomerates in a submarine canyon: Abrioja fan-delta, Pliocene Southeast Spain. - En: KOSTER, E. H. & STEEL, R. J. (eds: Sedimentology of gravels and conglomerates. - Memoir 10: 237 - 258; (Canad. Soc. of Petrol. Geol).
- QUESADA, M., LOPEZ, A., DIAZ, J & SIU, D., 1980: Informe preliminar sobre el levantamiento geológico realizado en una sección del Río Lari, Cordillera de Talamanca, Provincia de Limón. - Inf. técn. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 10 pp.; San José, Costa Rica (inédito).
- RIVIER, F., 1969: Informe Primer Semestre 1969. - Inf. técn. Elf Petróleos de Costa Rica S.A.: 8 pp.; San José, Costa Rica (inédito).

- RIVIER, F., 1973: Contribución estratigráfica sobre la geología de la Cuenca de Limón, zona de Turrialba, Costa Rica. - Publ. geol. ICAITI 4: 149 - 159; Guatemala.
- RIVIER, F., 1985: Sección geológica del Pacífico al Atlántico a través de Costa Rica. - Rev. geol. Amer. Central, 2: 23 - 32; San José.
- ROCKWELL, D., 1985: Interpretation of land and marine seismic data Final Report. - Inf. técn Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 29 pp; Lobato, California (inédito).
- ROESELER, W. T., 1953: A detailed report of the Limon Anticline Dome with a reconnaissance report of the area between the lower Río Blanco and Tuba Creek and Cahuita along the coastal zone. - Union Oil Company Costa Rica Government Report (GRCR - 20). pp.; San José, Costa Rica (inédito).
- SAENZ, L.F., 1985: Estudio geofísico para la factibilidad del Proyecto Hidroeléctrico Angostura. -Tesis de Licenciatura Univ. Costa Rica: 74 pp.; San José, Costa Rica (inédito).
- SEYFRIED, H., ASTORGA, A. & CALVO, C., 1987: Sequence stratigraphy of deep and shallow water deposits from an evolving island arc: the Upper Cretaceous and Tertiary of Central America. -Facies, 17: 203 - 214; Erlangen.
- SEYFRIED, H. & SPRECHMANN, P., 1985: Acerca de la formación del puente istmo centroamericano meridional, con énfasis en el desarrollo acaecido desde el Campaniano al Eoceno. -Rev. Geol. Amer. Central, 2: 63 - 87; San José.
- SHISHKEVISH, L., 1985: Victoria # 1, Costa Rica.- Estudio Micropaleont. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 14 pp. (inédito).

SPRECHMANN, P. (ed.), 1984a: Manual de Geología de Costa Rica, 1: Estratigrafía: 320 pp.; San José (Edit. Univ. Costa Rica).

SPRECHMANN, P., 1984b: Estratigrafía de Costa Rica (América Central), III: Normas de clasificación y ambientes antiguos de clasificación. Memoria III Congreso Latinoamericano de Paleontología: 612 - 623; México, DF.

TAYLOR, G.D., 1975: The geology of the Limon area of Costa Rica. - Doctor of Philosophy Thesis Louisiana State Univ: 116 pp; Louisiana (inédito).

VAIL, P.R. & MITCHUM, R. M., 1977: Global Cycles of Relative Changes of Sea level from Seismic Stratigraphy.- En WATKINS, J. S., MONTADERT, L. & DICKERSON, P. W. (eds): Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins.- AAPG Mem. 29: 469 - 472; Tulsa (ed AAPG).

VAN DE KAMP, P., 1985: Evaluation of Stratigraphy, source rocks potential, tectonics, structure and reservoir potential for hydrocarbon exploration in Costa Rica.- Inf. téc. Refinadora Costarricense de Petróleo (RECOPE): 325 pp; Napa, California (inédito).

WORLES, R., 1957: Informe Primer Semestre 1957.- Inf técn. Union Oil Company: 39 pp; San José, Costa Rica (inédito).