ESPOL
CIB
D-10028
T
551.36866
R763

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

"ESTUDIO ESTRATIGRAFICO DETALLADO DE LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA, PROVINCIA DE MANABI"

COORDENADAS: **LONGITUD OESTE 80 48' 03"**
LATITUD SUR 01 29' 44"
LONGITUD OESTE 80 46' 54"
LATITUD SUR 01 28' 45"

TESIS DE GRADO

Previa a la obtención del Título de:

INGENIERO EN GEOLOGIA

Presentada por:

Jorge Eduardo Romero Gramajo

Guayaquil - Ecuador

1990

DEDICATORIA

BIBLIOTECA

A mis padres: Miguel y Estela.

A mis hermanos: Nora, Manuel y Miguel.

A mis sobrinos.

"No te creas el centro del universo pensando que eres inteligente, bueno y hermoso. En lugar de ello, busca la inteligencia, la belleza y la bondad en todas partes, para poderlas honrar".

Proverbio Chino.

AGRADECIMIENTO

Hago público mi agradecimiento al Gobierno de Guatemala, el que a través del Ministerio de Energía y Minas, me brindó la oportunidad de obtener el Título Profesional, mediante una beca de estudios en la República del Ecuador.

A PETRO-ECUADOR, en especial al Laboratorio de Geología, por proporcionarme la ayuda técnica necesaria en la elaboración de láminas petrográficas, identificación micropaleontológica y microscopía electrónica; agradeciendo la atención personal que se me proporcionó por parte de su calificado equipo humano: Ing. Stalin Benítez, Dra. Marta Ordóñez, Ing. Galo Montenegro, Ing. Guillermo Toala y colaboradores.

Al Dr. René Maroco (ORSTOM, Francia) por sus valiosas charlas y explicaciones, las que contribuyeron a un mejor desarrollo sedimentológico del presente trabajo.

A la Cia. Amoco Production, por la identificación de algunos especímenes de radiolarios y la bibliografía proporcionada a través de M.C. Wendy Hale-Erlich.

Al Ing. Edison Navarrete por su ayuda y acertada dirección en el presente estudio.

A mis compañeros Gustavo Morales, Paula Tagle y Marlon Alonso por su desinteresada ayuda en la logística y trabajo de campo; gracias por esos soleados días de teodolito, brújula y abstracción.

Un especial agradecimiento a la Arq. Claudia Arenas por su empeño y desinteresada actitud en el dibujo de la columna estratigráfica levantada, y el rotulado de todas las figuras de ilustración del presente trabajo.

A Andrés Ruilova por su paciencia y eficiencia en el tipeado y corrección computarizada del texto.

A todas las personas que de una u otra manera contribuyeron con su "granito de arena" al presente estudio.

Ing. Ricardo Gallegos Orta

DECANO DE LA FACULTAD DE I.C.T

Ing. Edison Navarrete Cuesta

DIRECTOR DE TESIS

Ing. Jorge W. Calle

TRIBUNAL EXAMINADOR

Ing. Hugo Egüez Alava

TRIBUNAL EXAMINADOR

DECLARACION EXPRESA

"La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente, y el patrimonio intelectual de la misma a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL".

(Reglamento de Exámenes y Titulos Profesionales de la ESPOL).



JORGE EDUARDO ROMERO GRAMAJO

RESUMEN

La serie estratigráfica de la Formación Cayo, expuesta en los acantilados de Machalilla, Provincia de Manabi, corresponde a sedimentos depositados en un abanico submarino con profundidades mayores a 250 metros, productos de la erosión de un arco volcánico insular durante el Campaniano superior (71-72 m.a.).

El estudio petrográfico y secuencial, evidencia una subsidencia progresiva en la cuenca sedimentaria, que se traduce en un efecto de retroceso del área fuente y una profundización de los depósitos, con ocurrencias intermitentes de actividad volcánica durante la sedimentación. Se detectaron además, tres activaciones sísmicas de importancia en el área fuente que hicieron posible el aporte de sedimentos muy gruesos a la cuenca. Es importante anotar que los clastos de conglomerados gruesos, exhiben un metamorfismo de bajo grado de facies pumpellyita-zeolita que afectó el arco insular.

La otra unidad litoestratigráfica aflorante en los acantilados de Machalilla, es la Fm. San Mateo, cuya edad se determinó como correspondiente al Eoceno medio medio (45 m.a.) y yace en discordancia angular sobre la primera unidad mencionada.

INDICE GENERAL

	Pag.
RESUMEN	VII
INDICE GENERAL	VIII
INDICE DE ABREVIATURAS	XI
INDICE DE FIGURAS	XII
INDICE DE FOTOGRAFIAS	XV
INDICE DE TABLAS	XIX
INTRODUCCION	20
AREA DE ESTUDIO	20
ESTUDIOS ANTERIORES	24
GEOLOGIA DEL AREA	28
OBJETIVOS DEL ESTUDIO	32
METODOLOGIA	32
I. MICROPALEONTOLOGIA	37
1.1 UBICACION DE LAS MUESTRAS	37
1.2 MICROFAUNA PRESENTE	37
1.2.1 Foraminíferos de la Formación Cayo	39
1.2.2 Radiolarios de la Formación Cayo	48
1.2.3 Foraminíferos de la Formacion San Mateo	54
1.2.4 Radiolarios de la Formación San Mateo	54

Pag.

1.3 DATACION 57

1.3.1 Formación Cayo 57

1.3.2 Formación San Mateo 58

II. AMBIENTE SEDIMENTARIO DE DEPOSITACION 65

2.1 TURBIDITAS Y CORRIENTES TURBIDITICAS 65

2.1.1 Definición y medios de depositación 65

2.1.2 Escala de los depósitos de corrientes turbidíticas 71

2.1.3 Iniciación de las corrientes turbidíticas, velocidad del flujo y distancias alcanzadas 73

2.2 DEPOSITACION DE SEDIMENTOS A PARTIR DE CORRIENTES TURBIDITICAS 74

2.2.1 Turbiditas de alta y baja densidad y mecanismos de depositación 74

2.2.2 Mecanismos de depositación y estructuras sedimentarias asociadas 77

2.3 FACIES TURBIDITICAS Y ASOCIACION DE FACIES 83

2.4 FORMACION CAYO 118

2.4.1 Facies presentes 118

2.4.2 Modelo sedimentario de depositación 129

2.4.3 Petrografía de la Formación Cayo 138

Pag.

2.4.3.1 Areniscas 148

2.4.3.2 Clastos de conglomerados gruesos 149

2.5 FORMACION SAN MATEO 158

2.5.1 Facies presentes 158

2.5.2 Petrografía 159

III. ANALISIS SECUENCIAL 161

3.1 ASPECTOS TEORICOS 161

3.2 ANALISIS SECUENCIAL DE LA FORMACION CAYO 165

3.2.1 Descripción 165

3.2.2 Interpretación 172

IV. MARCO PALEOGEOGRAFICO 182

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 192

ANEXOS 196

BIBLIOGRAFIA 254

INDICE DE ABREVIATURAS

aff.	:	Afinidad con
bs-T.	:	Bosque seco tropical
cf.	:	Comparado con
Clg.	:	Conglomerado
ej.	:	Ejemplo
Fm.	:	Formación
Km.	:	Kilómetros
m.	:	Metros
m.a.	:	Millones de años
m.m.	:	Milímetros
Ms.	:	Areniscas masivas
N, S, E, W:		Puntos cardinales
pp.	:	Páginas
Prov.	:	Provincia
Ps.	:	Areniscas guijarrosas
seg.	:	Segundos
s.s.	:	Sensu stricto
sp.	:	Especie
Ta-e.	:	Turbiditas de Bouma
vol.	:	Volumen

INDICE DE FIGURAS

No.		Pag.
1	MAPA DE UBICACION	21
2	MAPA GEOLOGICO	29
3	VARIEDAD DE AMBIENTES DEPOSICIONALES ASOCIADOS CON TURBIDITAS	69
4	DEPOSITACION DE UN FLUJO DE ALTA CONCENTRACION	82
5	SECUENCIA DE BOUMA	84
6	COMPARACION DE LAS TURBIDITAS FINAS LAMINADAS CON LAS TURBIDITAS CCC	93
7	ANALISIS GRAFICO COMPARATIVO DE LAS FACIES DE MUTTI, WALKER, SECUENCIAS DEPOSICIONALES DE LOWE Y MECANISMO DE DEPOSITACION DE MIDDLETON	100
8	ORIGEN DE LAS ALFOMBRAS DE TRACCION	103
9	DEPOSITO IDEAL DE CORRIENTE TURBIDITICA ARENOSA DE ALTA DENSIDAD	103
10	MODELO DE ABANICO SUBMARINO DE MUTTI Y RICCI LUCCHI	114

No.		Pag.
11	MODELO DE ABANICO SUBMARINO DE WALKER	115
12	COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA Y EVOLUCION DEL MODELO SEDIMENTARIO DE DEPOSITACION PARA LA FORMACION CAYO	139
13	SECUENCIAS DE PRIMER ORDEN EN UN ABANICO SUBMARINO	163
14	MIGRACION DE UNA CANAL Y SU CORRESPONDIENTE SECUENCIA DE SEGUNDO ORDEN	164
15	RELLENO DE UN CANAL CON FORMACION DE MALECONES	164
16	SECUENCIAS DE TERCER ORDEN QUE REFLEJAN UNA PROGRADACION DE ABANICO SUBMARINO	166
17	CORRELACION DE DOS ABANICOS SUBMARINOS DISTINTOS (SECUENCIAS DE 4TO. Y 5TO. ORDEN)	167
18	SERIE NATURAL DE ALTA DENSIDAD CON GRADACION NORMAL	169
19	SERIE NATURAL DE BAJA DENSIDAD CON GRADACION NORMAL	169
20	SECUENCIA DE SEGUNDO ORDEN CON ARREGLO GRANO-ESTRATO DECRECIENTE	171

No.		Pag.
21	COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA CON EL MODELO SEDIMENTARIO Y EL ANALISIS SECUENCIAL PARA LA FORMACION CAYO	173
22	RETROCESO DEL AREA FUENTE Y ELEVACION RELATIVA DEL NIVEL DEL MAR	175
23	MODELO DE DEPOSITACION DE CUERPOS SEDIMENTARIOS DEBIDO A LA SUBSIDENCIA	178
24	RELACION ENTRE ENERGIA SISMICA DEL AREA FUENTE Y LAS SECUENCIAS DE III Y IV ORDEN	180
25	MARCO PALEOGEOGRAFICO DURANTE EL CAMPANIANO SUPERIOR, CORRESPONDIENTE A LOS SEDIMENTOS DE LA FORMACION CAYO EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA	183
26	CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR EN LOS DIFERENTES PERIODOS GEOLOGICOS	184
27	MODELO GEOTECTONICO DE LEBRAT, PARA EL PRINCIPIO Y FINAL DEL CRETACICO SUPERIOR	190

INDICE DE FOTOGRAFIAS

No.		Pag.
In. 1	VISTA PARCIAL DEL POBLADO DE MACHALILLA	22
In. 2	VISTA PARCIAL DE LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA	22
In. 3	DISCORDANCIA ANGULAR ENTRE LA FORMACION CAYO Y LA FORMACION SAN MATEO	31
In. 4	MICROSCOPIO ELECTRONICO DE BARRIDO	35
In. 5	ACCESORIOS DE LA MICROSONDA ELECTRONICA	35
I. 1	AMPHIPYNDAX PSEUDOCONULUS	59
I. 2	AMPHIPYNDAX TYLOTUS	59
I. 3	STYLOSPONGIA VERTEROENSIS	60
I. 4	PODOCYRTIS TRACHODES	61
I. 5	PERIPHAENA DELTA	61
I. 6	PODOCYRTIS AMPLA	62
I. 7	DISCORDANCIA ANGULAR ENTRE LA FORMACION CAYO Y LA FORMACION SAN MATEO, CON DATACION PRECISADA	64
II. 1	CONGLOMERADOS GRUESOS DE FACIES A	120

No.		Pag.
II. 2	GRADACION NORMAL EN CONGLOMERADOS DE FACIES A	121
II. 3	ARENISCAS GUIJARROSAS DE FACIES A	122
II. 4	CLASTOS INTRAFORMACIONALES EN CONGLOMERADOS MEDIOS DE FACIES A	123
II. 5	ARENISCAS GRUESAS LAMINADAS DE FACIES B	125
II. 6	ARENISCAS GRUESAS CON ESTRATIFICACION CRUZADA DE FACIES B	125
II. 7	VISTA PANORAMICA DE FACIES C	126
II. 8	TURBOGLIFO EN LA BASE DE UNA TURBIDITA DE FACIES C	127
II. 9	TURBIDITA CCC	128
II. 10	ALFOMBRA DE TRACCION	130
II. 11	ARREGLOS EN DIVISIONES DE BOUMA EN LAS FACIES C	131
II. 12	DETALLE DE UN FLUJO DE DETRITOS	132
II. 13	TURBOGLIFOS EN LA BASE DE UNA ARENISCA EN LOBULOS DE ABANICO EXTERNO	135
II. 14	CANALIZACIONES EN FACIES DE CANAL DE ABANICO MEDIO	136

No.		Pag.
II. A	FACIES DE CANAL DE ABANICO INTERNO	140
II. B	FACIES DE CANAL DE ABANICO MEDIO	141
II. C	LOBULOS DE ABANICO EXTERNO	142
II. D	CONTACTO EROSIVO EN FACIES DE CANAL DE ABANICO MEDIO	143
II. E	LOBULOS DE ABANICO EXTERNO (PUNTO D)	144
II. F	CONTACTO FALLADO DE FACIES DE CANAL DE ABANICO INTERNO CON LOBULOS DE ABANICO EXTERNO	145
II. G	LOBULOS DE ABANICO EXTERNO (PUNTA CABUYA)	145
II. 15	ESTRUCTURA DE CARGA EN LOBULOS DE ABANICO EXTERNO	146
II. 16	ESTRUCTURA DE CARGA EN LOBULOS DE ABANICO EXTERNO	146
II. 17	WACKA LITICA, MUESTRA PTS2	150
II. 18	BRECHA VOLCANICA, MUESTRA PTA1	150
II. 19	BASALTO AMIGDALOIDE, MUESTRA PTA1	153
II. 20	RELLENOS DE VACUOLAS, MUESTRA PTA1	153
II. 21	CRISTALES DE ESTILBITA, MUESTRA PTA1	154

No.		Pag.
II. 22	AUMENTO DE LA FOTOGRAFIA II. 21	154
II. 23	AMIGDALAS DE PUMPELLYITA, MUESTRA PTA1	155
II. 24	DETALLE DE FOTOGRAFIA ANTERIOR	155
II. 25	CRISTALES DE NONTRONITA, MUESTRA PTB3	156
II. 26	PSEUDOMORFO DE NONTRONITA, MUESTRA PTA5	156
II. 27	FENOCRISTALES DE LABRADORITA Y VESICULAS DE PUMPELLYITA, MUESTRA PTA12	157
II. 28	TEXTURA AFIELTRADA EN UNA DIABASA TOLEITICA, MUESTRA PTA10	157
II. 29	FACIES D DE LA FORMACION SAN MATEO	160
II. 30	LUTITA DE LA FORMACION SAN MATEO	160
IV. 1	DETALLE DE BIOTURBACION	186
IV. 2	BIOTURBACION VERTICAL, PUNTO C	186

INDICE DE TABLAS

No.		Pag.
1	ABUNDANCIA RELATIVA Y ESTADO DE CONSERVACION DE LA MICROFAUNA EN LAS DISTINTAS MUESTRAS DE LA FORMACION CAYO	38
2 - 9	GENEROS Y ESPECIES DE FORAMINIFEROS CON SUS RESPECTIVOS RANGOS ESTRATIGRAFICOS EN LAS DIFERENTES MUESTRAS DE LA FORMACION CAYO	40-47
10	TENDENCIA BATIMETRICA CLASICA DE ALGUNOS GENEROS DE FORAMINIFEROS BENTONICOS DE LA FORMACION CAYO EN MACHALILLA	49
11 - 13	GENEROS Y ESPECIES DE RADIOLARIOS CON SUS RESPECTIVOS RANGOS ESTRATIGRAFICOS EN LAS DIFERENTES MUESTRAS DE LA FORMACION CAYO	51-53
14 - 15	RADIOLARIOS DE LA FORMACION SAN MATEO CON SUS RESPECTIVOS RANGOS ESTRATIGRAFICOS (MUESTRA JR3)	55-56

INTRODUCCION

AREA DE ESTUDIO

Ubicación.

Los acantilados del presente estudio (foto In. 2) forman parte del Parque Nacional Machalilla y están ubicados a 2 Km. al SW del poblado de Machalilla (fig. 1, foto In. 1).

El poblado en mención está integrado al sistema vial del país por una carretera asfaltada que une las poblaciones de Jipijapa - Puerto López y Libertad. El acceso a los acantilados puede hacerse en vehículo, o a pie por un camino lastrado que se encuentra a 800 m. al sur del poblado. También puede llegarse a pie desde el poblado, caminando por la playa.

Clima.

El clima está determinado por la situación ecuatorial, la influencia de las corrientes marinas y las condiciones orográficas del área.

Datos meteorológicos indican que la temperatura anual media es de 24 °C, con precipitación anual media de 424 mm. La evaporación alcanza un promedio anual de 879 mm. y

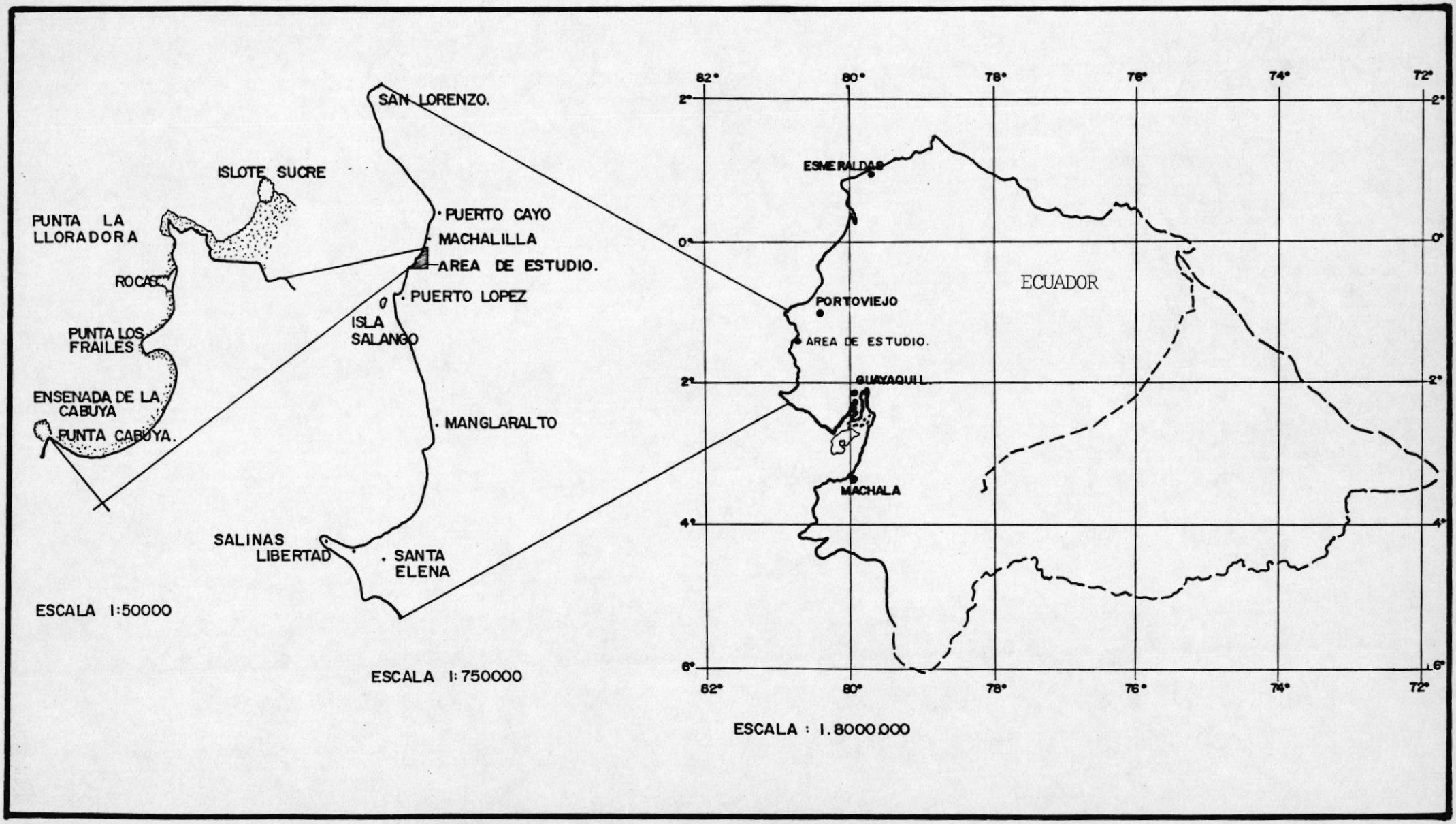


FIGURA 1.

MAPA DE UBICACION

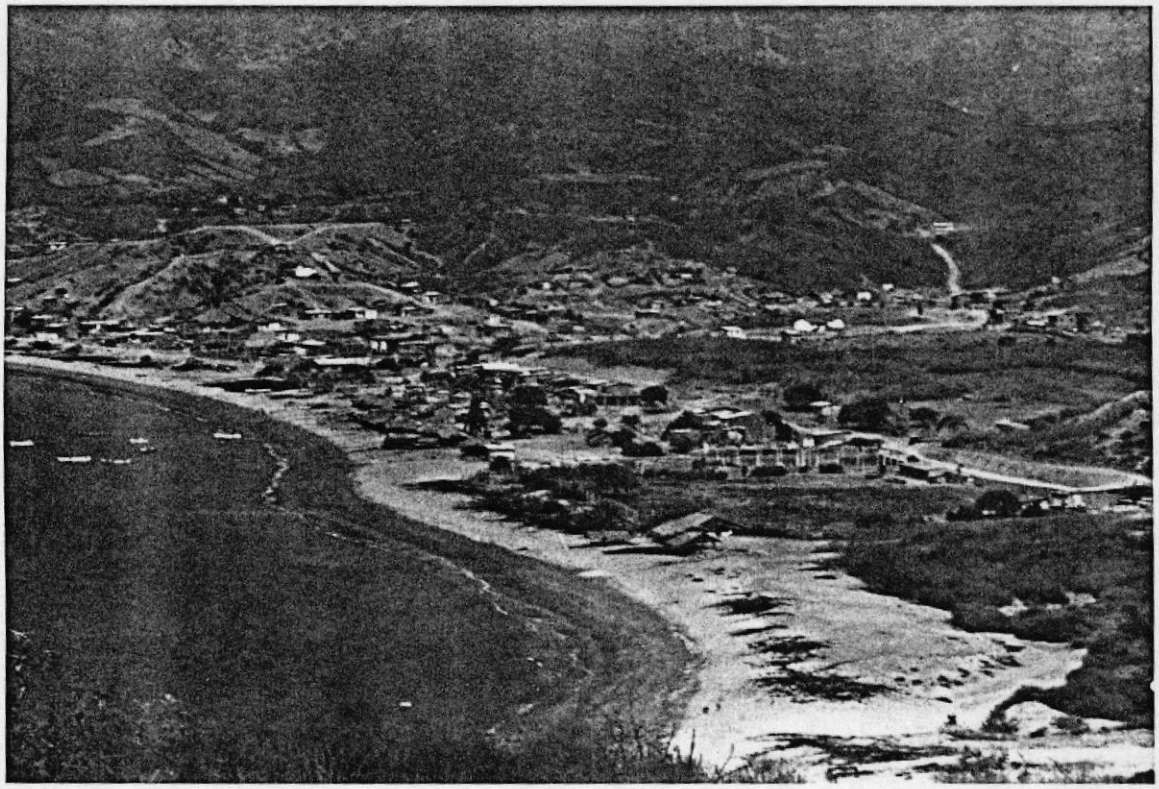


FOTO IN. 1. VISTA PARCIAL HACIA EL NORTE DEL POBLADO DE MACHALILLA, PROVINCIA DE MANABI.



FOTO IN. 2. ACANTILADOS DE MACHALILLA, VISTOS DESDE EL POBLADO DEL MISMO NOMBRE (VISTA HACIA EL SUR). EN EL EXTREMO DERECHO SE OBSERVA PUNTA LA LLORADORA.

la humedad relativa alcanza un promedio anual del 84 %.

Las dos épocas del año, lluviosa y seca (invierno y verano de la costa, respectivamente), determinan el ciclo hidrológico de los ríos, que en época seca permanecen sin agua y en la época lluviosa adquieren un cierto caudal.

RECURSOS NATURALES

Flora.

Según la clasificación de Holdrige, corresponde al tipo de Bosque Seco Tropical (bs-T) que en algunas partes del parque se encuentra en estado casi primario y único a lo largo de la costa ecuatoriana.

Fauna.

En las zonas cercanas a los acantilados, la fauna es escasa, relegándose a especies como guatusa (Dasyprecta punctata), ardilla (Sciurus sp.) y otros roedores pequeños. La avifauna en ciertas especies es numerosa y común, como: perico (Forpus coelestis), loro (Aratinga wagleril), cacique (Casicus hemorrhous), pelícano (Pelecanus occidentalis), fragata (Fragata minor), y otros.

El área se caracteriza por poseer varias especies de ga-

vilanes, así como también algunas especies de reptiles. La pesca es el principal recurso natural cuya actividad se mantiene durante todo el año. (Informativo Turístico de la Unidad Informativa del Parque Nacional Machalilla, 1988).

ESTUDIOS ANTERIORES

Formación Cayo.

Definida por A.A. Olsson en 1942, su localidad tipo se encuentra al SW del poblado de Cayo, orilla sur de la Bahía de Cayo en las coordenadas 5 295, 98 510. Desde ese punto la Formación sigue la Cordillera Chongón Colonche hasta las cercanías de Guayaquil. Más referencias al respecto se citan en el Léxico Estratigráfico Internacional, Vol. V, 12ava edición por R. Bristow y R. Hoffstetter; páginas 79 a 81, 1977.

Thalmann (1946) estudiando los afloramientos de los alrededores de Guayaquil, dividió la Fm. Cayo en un miembro basal Calentura y en el miembro Cayo sensu stricto, asignándole al conjunto Cayo-Guayaquil una edad Cenomaniano-Maestrichtiano.

Sigal (1969) al oeste de Soledad (5 356, 98 328-5 354, 98 327) encontró Rzehakina epigona, Bolivinopsis grzybowskii, Eponides aff. bolli y otros que indican el Maestrichtiano.

La litología aquí es predominantemente de arcilla silicificada y posiblemente es mejor correlacionarla con el miembro Guayaquil. Los planctónicos Globigerina sp. y Guembelina sp. sugieren el Daniano. En el corte a lo largo del río Buena Vista aparece una fauna de foraminíferos del Senoniano; aunque también, Sigal piensa que los planctónicos Globotruncana sp., Globigerina sp., y Guembelina sp., sugieren el Daniano.

R. Bristow (1976) basado en dataciones radiométricas hechas por Snelling (1970) del tope de la Fm. Piñón, cercano al contacto transicional con la Fm. Cayo en la Provincia de Manabí, concluye que la Fm. Cayo no puede ser más vieja que el Senoniano y bién puede ser Campaniano (Senoniano Superior).

Alvarado y Santos (1983) encuentran que la base de Cayo s.s. tendría una edad probable de Cenomaniano Superior a Turoniano Medio, basándose en el hallazgo de Globotruncana cf. praehelvetica Trujillo.

N. Jimenez (1988) realizó el estudio de siete muestras correspondientes a las localidades de Agua Blanca, Machalilla y Puerto Cayo; llegando a determinar que dichos sedimentos pertenecen al Cretácico Superior (no más antiguos que el Santoniano Superior) y un ambiente de sedimentación marino de plataforma, basándose en la presencia de

foraminíferos bentónicos, tales como: Globorotalites spineus, Bolivina incrassata, Globulina lacrima, Pullenia cretácica, Chrysalogonium eximiun, Rzehakina epigona y otros.

S. Benitez (1988) en su trabajo "Estratigrafía de las Formaciones Cayo y Guayaquil en la Cordillera Chongón Colonche: Hacia una Redefinición", presenta nuevos datos sobre potencias, secuencias, paleocorrientes, paleoambientes y edades de estas unidades, que lleva a una redefinición de ambas. Establece la existencia de un abanico submarino (Fm. Cayo) alimentado por un arco insular ubicado al Este de Guayaquil, que funcionó desde el Cenomaniano al Maestrichtiano (inferior ?). En este mismo trabajo, interpreta la Fm. Cayo s.s. como lóbulos de progradación de abanico submarino que hacia la parte superior correspondería a la zona de abanico interno. Para la realización de este trabajo, incluyó un corte en los acantilados de Machalilla y el Río Bachillero, entre otros.

Más recientemente, F. Alvarado (1989) en un trabajo de tesis titulado "Geología de los Cerros de Durán" estudia de manera general la Fm. Cayo aflorante en estos Cerros.

Por último, M. Ordoñez (comunicación personal, 1989) trabajando con dos muestras micropaleontológicas de la Fm. Cayo aflorante en la zona de la presa Chongón, en base a

la población de radiolarios encontrada, asignó una edad de Campaniano Superior a esta unidad.

Formación San Mateo.

El autor de esta Formación fue A. Olsson, tomando como localidad tipo el pueblo de San Mateo (coordenadas 5 213, 98 945), ubicado 10 Km. al oeste de Manta. Más referencias al respecto se encuentran en el Léxico Estratigráfico (Bristow y Hoffstetter, 1977).

T. Feininnger y R. Bristow (1980), publicaron un artículo en el que consideran a la Fm. San Mateo como depositada en aguas someras. S. Benitez (1983) considera los depósitos de la Fm. San Mateo, pertenecientes a un ciclo de depositación profundo.

E. Navarrete (Tesis de Grado, 1985) concluye que los afloramientos de la Fm. San Mateo entre Puerto López y Salango, constituidos por secuencias de areniscas, secuencias de lutitas, secuencias de conglomerados con intercalaciones de lutitas, corresponden a sedimentos depositados desde el Eoceno Medio Superior hasta el Eoceno Superior en una cuenca de talud de fosa. En este mismo trabajo se hace un buen resumen de los estudios anteriores realizados en la Fm. San Mateo, tanto paleontológicos como sedimentológicos.

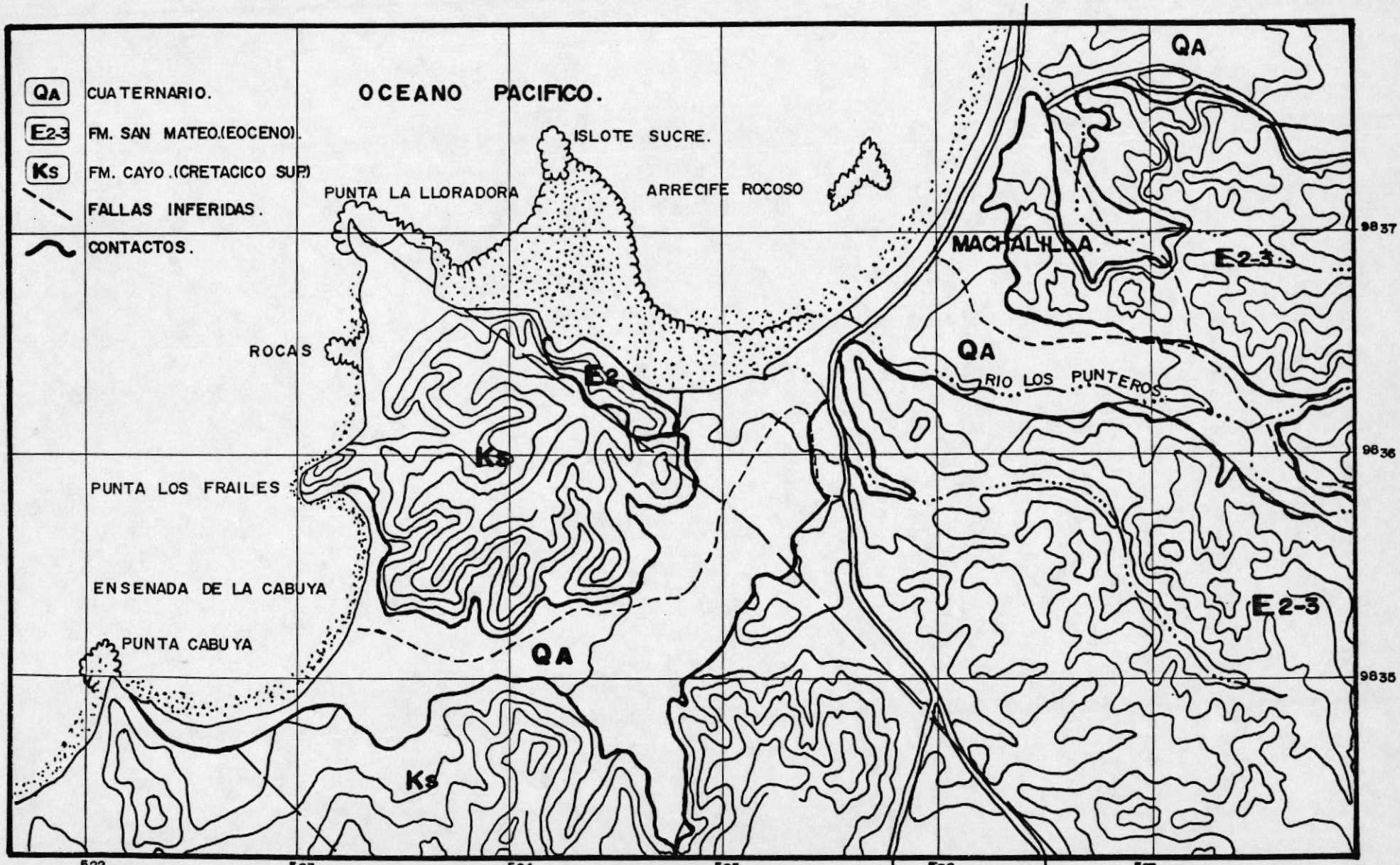
Marta Ordóñez (1988) hace un estudio detallado con radiolarios del Grupo Ancón, que en edad se corresponden con la Fm. San Mateo, determinando que su depositación se realizó en el Eoceno Medio, presenta además, 72 fotografías tomadas con microscopio electrónico de barrido, y una descripción de cada especie estudiada.

Más recientemente, M. Contreras (Tesis de Grado, 1990), estudiando la microfauna presente en los afloramientos de la localidad tipo, asigna a la Fm. San Mateo una edad de Eoceno Medio medio a Eoceno Superior temprano.

GEOLOGIA DEL AREA

Tomando como base el trabajo realizado por el Proyecto de Investigación Geológica ESPOL-ORSTOM, en la hoja topográfica Machalilla (1986) y complementado con más detalle de campo del presente estudio, se realizó el mapa geológico del área (Fig. 2) cuyos datos geológicos resumidos se presentan a continuación.

Las unidades litoestratigráficas aflorantes en el área son las Fms. Cayo (Cretácico Superior) y San Mateo (Eoceno Medio-Superior) y depósitos cuaternarios coluviales y aluviales.



MAPA GEOLOGICO

FIGURA 2.

La Fm. Cayo está caracterizada por secuencias potentes de turbiditas de alta densidad (megaturbiditas), que se inician en la base con conglomerados gruesos formados por clastos basálticos mayoritariamente, haciéndose grano-estrato decreciente hacia el tope (areniscas finas y lutitas). Se encuentran horizontes tobáceos y en general la matriz de las areniscas gruesas y conglomerados es de naturaleza volcánica.

La Fm. San Mateo está caracterizada por alternancias monótonas de lutitas y areniscas finas con incipiente silicificación (turbiditas de baja densidad), las que contrastan notoriamente por su color blanquecino en comparación con el color pardo y verdoso de la Fm. Cayo. El contacto entre las formaciones Cayo y San Mateo es una discordancia angular claramente apreciable a la altura de las coordenadas 5 24.2, 98 36.5 (foto In. 3).

Los depósitos coluviales están constituidos principalmente por arcillas y arenas finas sueltas que proceden de las Formaciones aflorantes, mientras que el aluvial se compone de cantos rodados, arenas arcillosas y arcillas que se encuentran en el cause de los ríos intermitentes y los pequeños valles formados por los mismos.

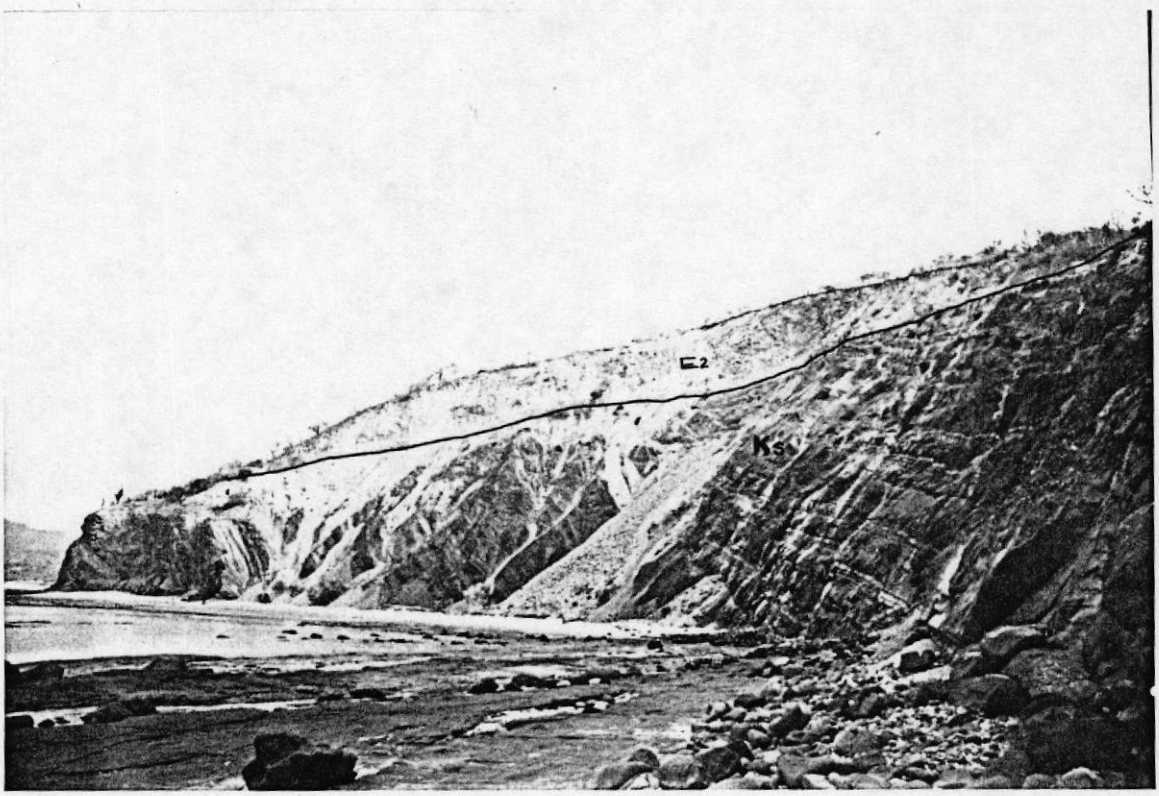


FOTO IN. 3. DISCORDANCIA ANGULAR ENTRE LA FORMACION CAYO (KS) Y LA FM. SAN MATEO (E2). COORDENADAS $^{5}24.2$, $^{98}36.5$.

OBJETIVOS DEL ESTUDIO

a) Determinar la edad de las unidades litoestratigráficas aflorantes en los acantilados de Machalilla en base a la microfauna presente.

b) Determinar el modelo sedimentario de depositación para la Fm. Cayo en el área de estudio, en base a la asociación de facies presentes.

c) Realizar el análisis secuencial de la columna estratigráfica levantada en el área para la Fm. Cayo, de tal manera que pueda correlacionarse con análisis secuenciales futuros de trabajos a detalle de la misma Formación en otras áreas; así como, analizar la dinámica del modelo sedimentario establecido.

d) Reconstruir el marco paleogeográfico del área en base a los estudios detallados realizados, a saber: micropaleontología, petrografía, análisis secuencial y modelo sedimentario de depositación.

BIBLIOTECA

METODOLOGIA

Inicialmente se efectuó un reconocimiento fotogeológico del área, utilizando de base un mapa topográfico de escala

1:50000; luego, con esta información básica se realizó el trabajo de campo. La campaña de campo comprendió los siguientes pasos:

1) Reconocimiento de las unidades estratigráficas aflorantes y sus contactos.

2) Levantamiento del perfil costero de los acantilados utilizando teodolito y brújula.

3) Realización de la columna estratigráfica correspondiente a la Fm. Cayo.

4) Medición de paleocorrientes por medio de estructuras sedimentarias de corriente: imbricación de clastos, turboglifos, etc.

5) Toma de muestras micropaleontológicas y petrográficas.

El trabajo de laboratorio consistió en el análisis de las muestras micropaleontológicas y láminas delgadas petrográficas. Para el análisis micropaleontológico se utilizaron las técnicas conocidas de disgregación, tamizado y separación (picado o "picking"), preparándose la muestra para su identificación. Esta se realizó con el material bibliográfico disponible, especialmente escaso en el caso de la identificación de radiolarios cretácicos; algunas de las especies de radiolarios no determinadas debido a la falta de material bibliográfico, se identificaron en Amoco

Production Company de Houston, Texas.

Una vez realizada la identificación de los principales microfósiles guías, se los fotografió en el microscopio electrónico de barrido de Petro-Ecuador y Amoco Production, respectivamente, preparándose previamente las muestras mediante las técnicas exigidas para tal efecto.

Para el análisis petrográfico de las láminas delgadas de las muestras de roca, se utilizó un microscopio polarizante marca Leitz, determinándose los minerales, su asociación, textura de la roca, etc., para concluir con el nombre de la roca estudiada. Se fotografiaron las características más relevantes de cada lámina. Algunas láminas, las más representativas del conjunto de muestras, fueron preparadas para ser analizadas con la sonda electrónica del microscopio de barrido (foto In. 4) utilizando el sistema Edax y Microspec (foto In. 5). Se determinó de manera puntual el porcentaje de óxidos, para la correspondiente identificación del mineral específico (ver en el anexo "A" el método utilizado en la sección Petrográfica).

El trabajo de oficina consistió en dibujar el mapa del perfil costero de los acantilados a escala 1:2500 con los datos obtenidos de las mediciones con la brújula y el teodolito. Se escogió esta escala para lograr un mejor detalle y que la posterior reducción del mapa quede al

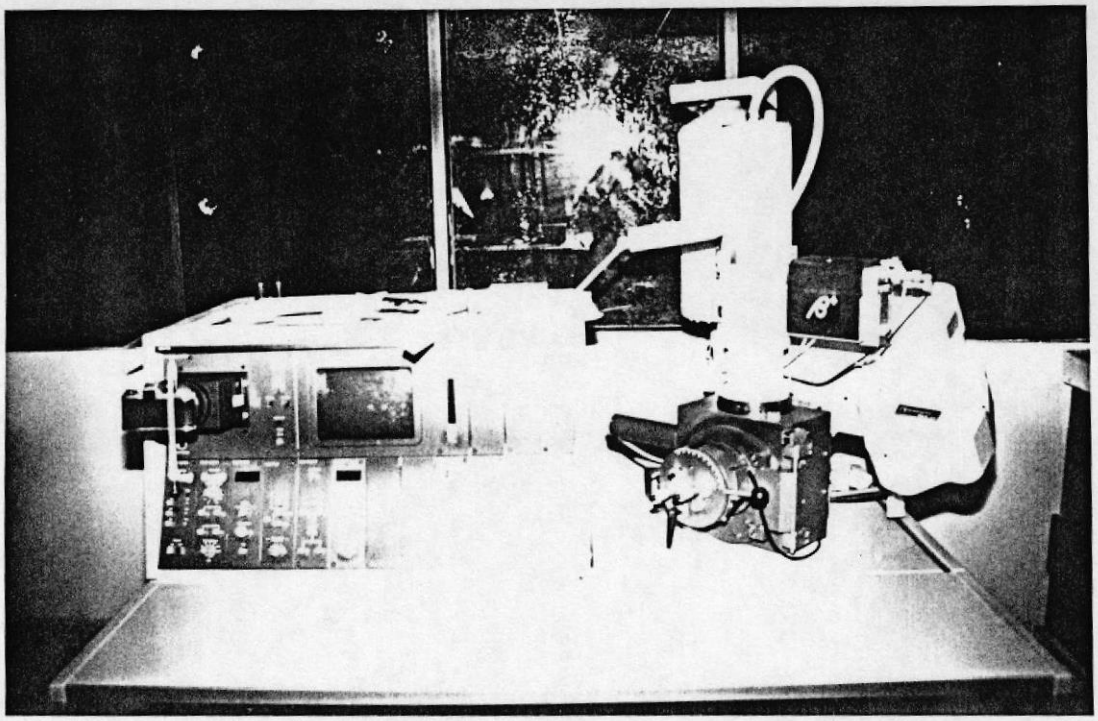


FOTO IN. 4. MICROSCOPIO ELECTRONICO DE BARRIDO DE PETROECUADOR, EN EL QUE SE APRECIA EL MONITOR, LA COLUMNA DE VACIO, EL PORTAMUESTRA Y LA SONDA ELECTRONICA (EXTREMO DERECHO).



FOTO IN. 5 . ACCESORIOS DEL MICROSCOPIO ELECTRONICO, EN LA GRAFICA APARECEN LA IMPRESORA, LA COMPUTADORA DEL SISTEMA MICROESPEC, LA COMPUTADORA DEL SISTEMA EDAX Y AL FONDO LA CELDA DE VACIO PARA LA PREPARACION POR ELECTRODEPOSITACION DE LAS MUESTRAS.

tamaño adecuado sin perder detalles del perfil. En este mapa base, se asentaron las rosetas de paleocorrientes, la ubicación de muestras micropaleontológicas y petrográficas y la correspondencia de puntos geográficos con la columna estratigráfica.

Se dibujó además la Columna Estratigráfica (578 mt. en total) a escala 1:200, para posteriormente realizar el análisis secuencial y de facies, pudiéndose establecer de esta manera el modelo sedimentario de depositación y su dinámica. Finalmente, se llegó a la fase de interpretación y obtención de resultados, estableciéndose seguidamente las conclusiones y recomendaciones pertinentes.

CAPITULO I

MICROPALEONTOLOGIA

1.1 UBICACION DE LAS MUESTRAS

La ubicación de las 22 muestras micropaleontológicas (21 de la Fm. Cayo y 1 de la Fm. San Mateo) puede verse claramente en el Mapa de Ubicación de Muestras y la Columna Estratigráfica que se adjunta en el anexo, además en la tabla 1 se anota por muestra tomada, la abundancia relativa de microfósiles (foraminíferos y radiolarios) y su estado de conservación.

1.2 MICROFAUNA PRESENTE

La identificación micropaleontológica se la realizó con la bibliografía disponible en los laboratorios de PETRO-ECUADOR, bajo la supervisión de la Dra. Marta de Fiallos (en especial en lo concerniente a la identificación de foraminíferos). Los libros básicos utilizados para la identificación fueron:

"Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coast Region of the United States and adyacent areas", de Joseph A. Cushman (1946) para los foraminíferos y

IDENTIFICACION DE MUESTRA	FORAMINIFEROS						RADIOLARIOS					
	ABUNDANCIA RELATIVA			ESTADO DE CONSERVACION			ABUNDANCIA RELATIVA			ESTADO DE CONSERVACION		
	▲	◭	⩚	▮	▯	☒	▲	◭	⩚	▮	▯	☒
JRA			X					X			X	
JRA I	X			X			X			X		
JRC	X			X				X			X	
JRD	X			X				X			X	
JR4			X						X			
JR5			X					X			X	
JR6		X				X			X			
JR7		X				X		X			X	
JR8			X						X			
JR9			X						X			
JR10			X						X			
JR11			X						X			
JR12			X						X			
JR13	X			X				X				X
JR14	X			X				X				X
JR15		X			X			X			X	
JR16		X				X		X			X	
JR17		X			X			X				X
JR18		X					X			X		
JR19			X						X			
JR20		X			X			X			X	
JR3			X				X			X		

TABLA I. ABUNDANCIA RELATIVA Y ESTADO DE CONSERVACION DE LA MICROFAUNA PRESENTE EN LAS DISTINTAS MUESTRAS DE LA FM. CAYO.

ABUNDANCIA RELATIVA.

▲ ABUNDANTE

◭ POCA

⩚ ESTERIL.

ESTADO DE CONSERVACION.

▮ BUENO.

▯ REGULAR.

☒ MALO.

"Plancton Stratigraphy" de H. Bolli (1985) para los radiolarios. Además, también se utilizaron obras de otros autores relacionadas al tema y que constan en la bibliografía general al final de este trabajo.

Se debe anotar también que algunos radiolarios de la muestra JRA1 se identificaron en los laboratorios de Amoco Production por el Dr. Allen R. Ormiston.

1.2.1 FORAMINIFEROS DE LA FORMACION CAYO

Todos los foraminíferos identificados son bentónicos, a excepción de la Globigerina sp. de la muestra JRA1. Entre los bentónicos presentan ligera abundancia los aglutinados sobre los calcáreos hialinos, teniendo la mayoría de los aglutinados sus paredes constituidas por un material fino, como en el caso de los géneros Rzehakina y Spiroplectamina.

En orden de importancia decreciente de ocurrencia de géneros dentro de las muestras, se puede establecer el siguiente listado: Rzehakina, Globulina, Gyroidina, Dentalina, Nodosaria y Globorotalites, entre otros.

De la tabla 2 a la 9 se presentan los géneros

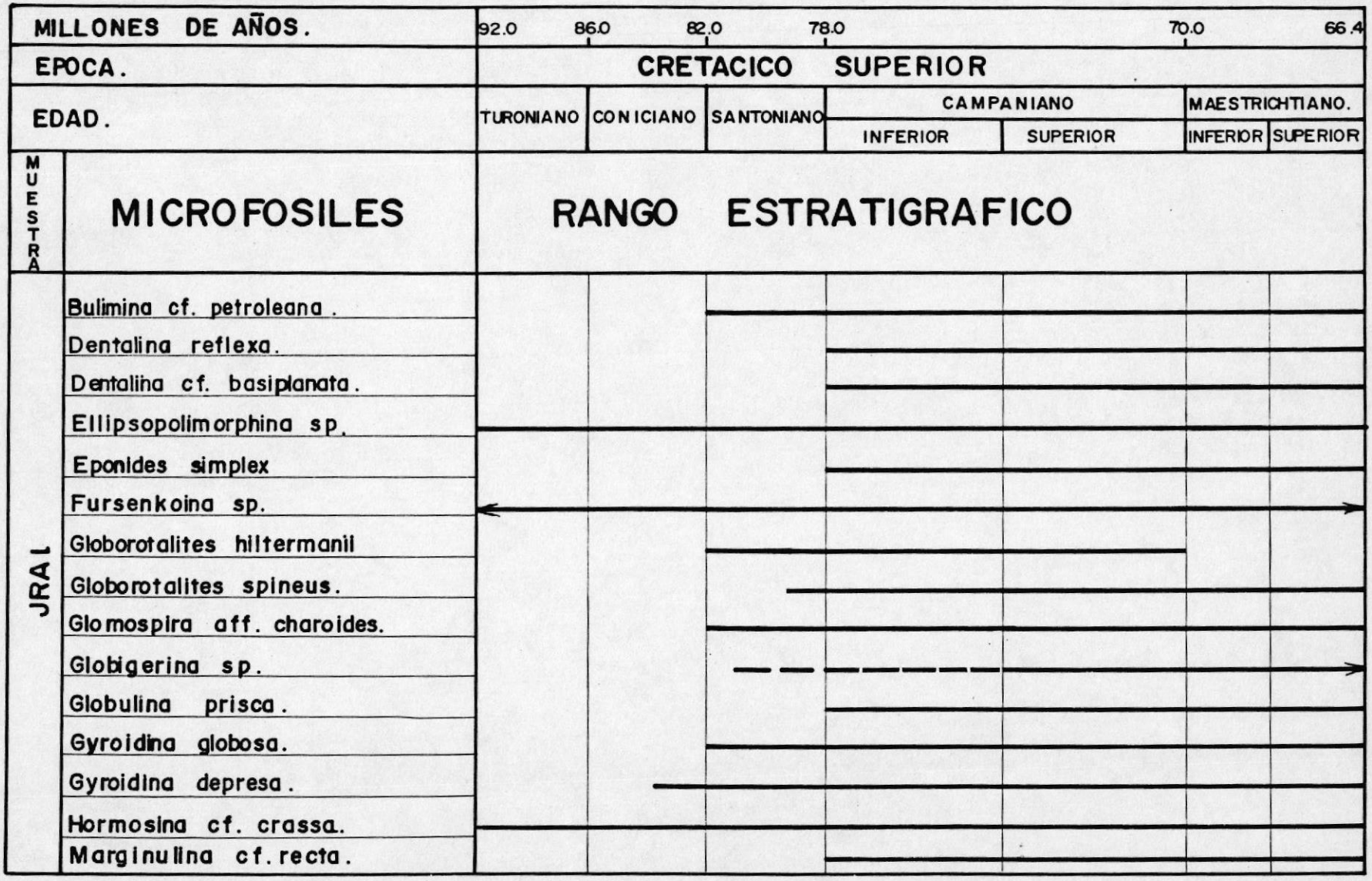


TABLA 2. RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LA MUESTRA JRAI.

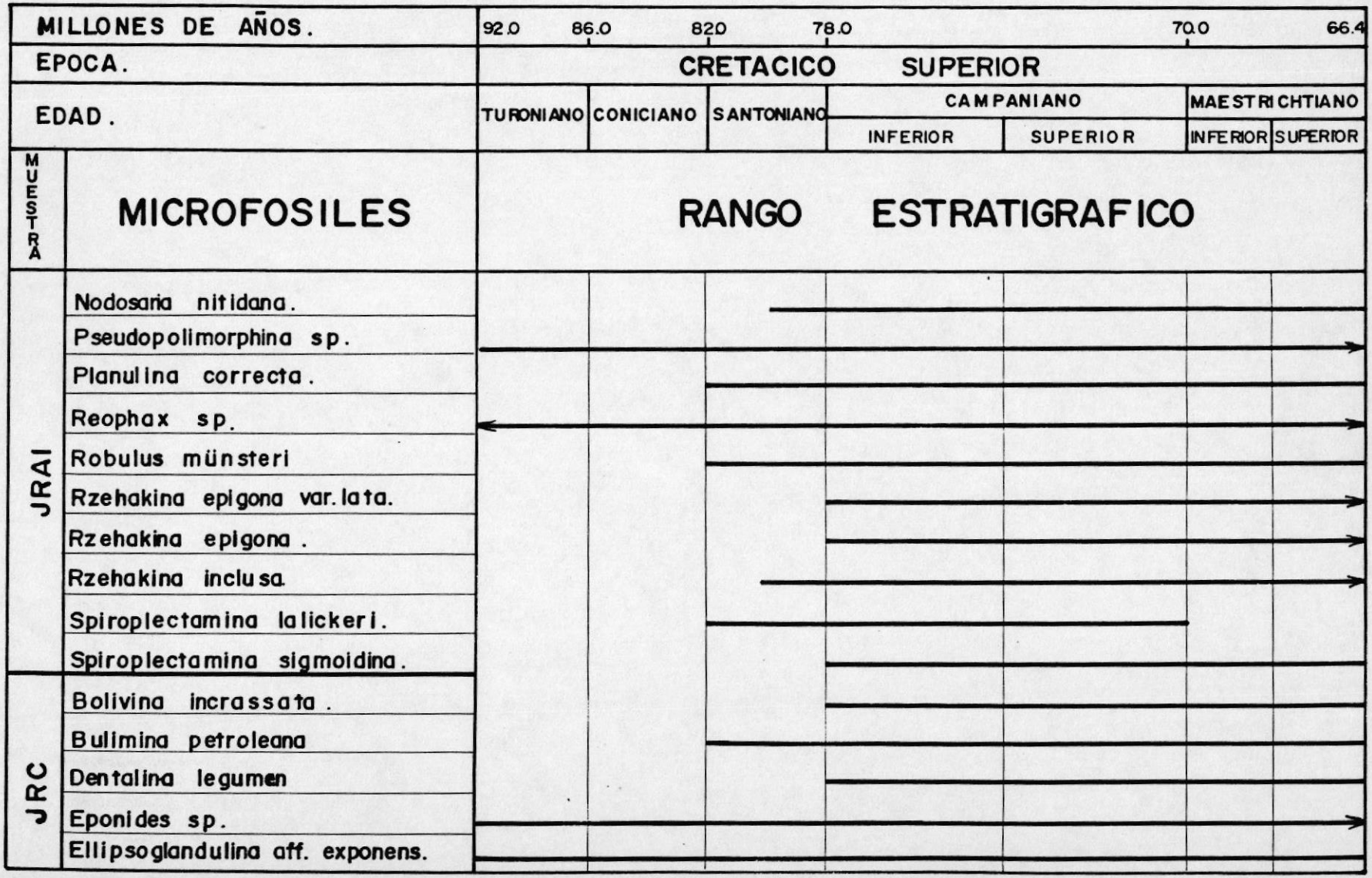


TABLA 3.- RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LAS MUESTRAS JRAI, JRC.

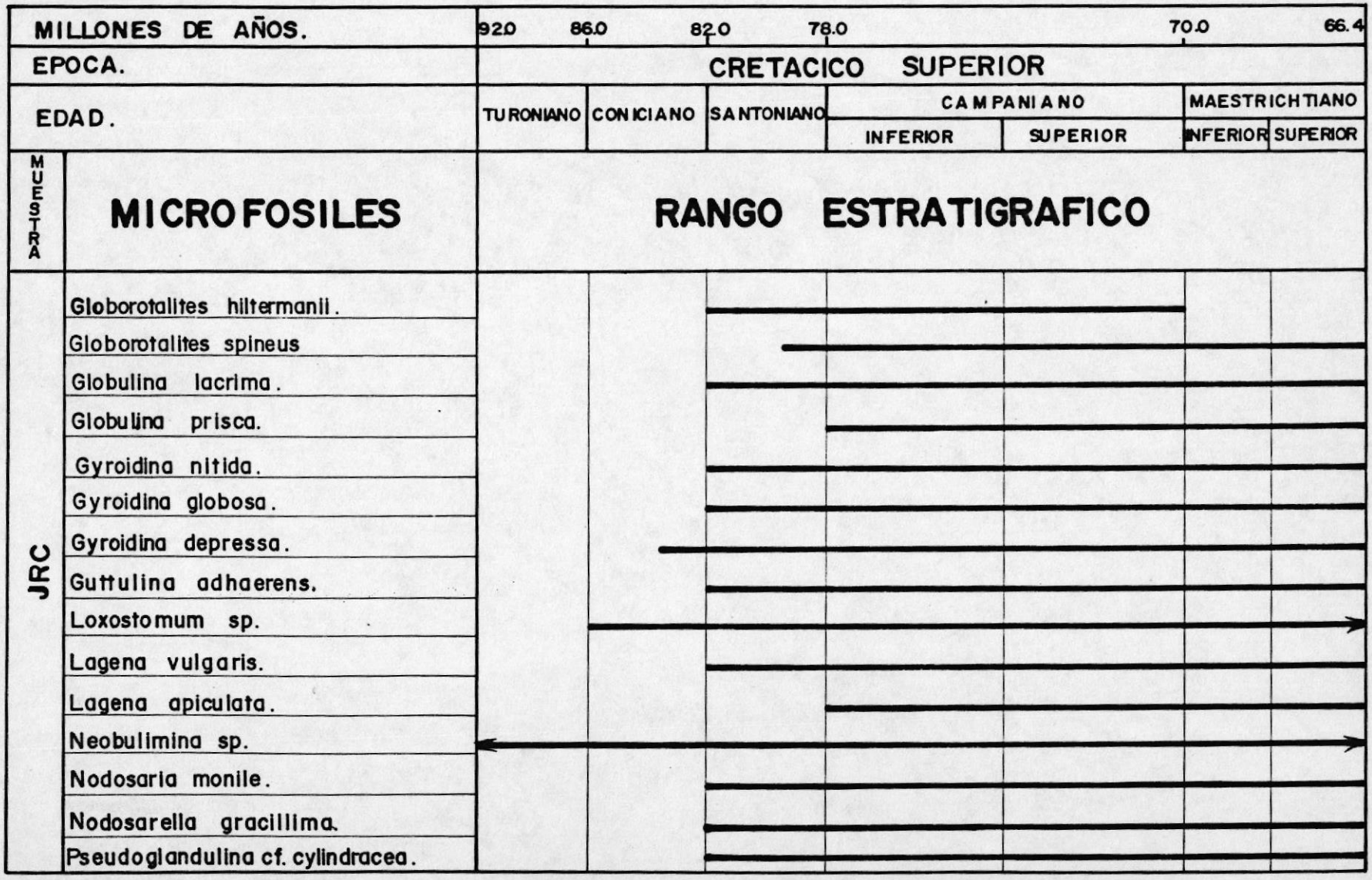


TABLA 4.- RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LA MUESTRA JRC.

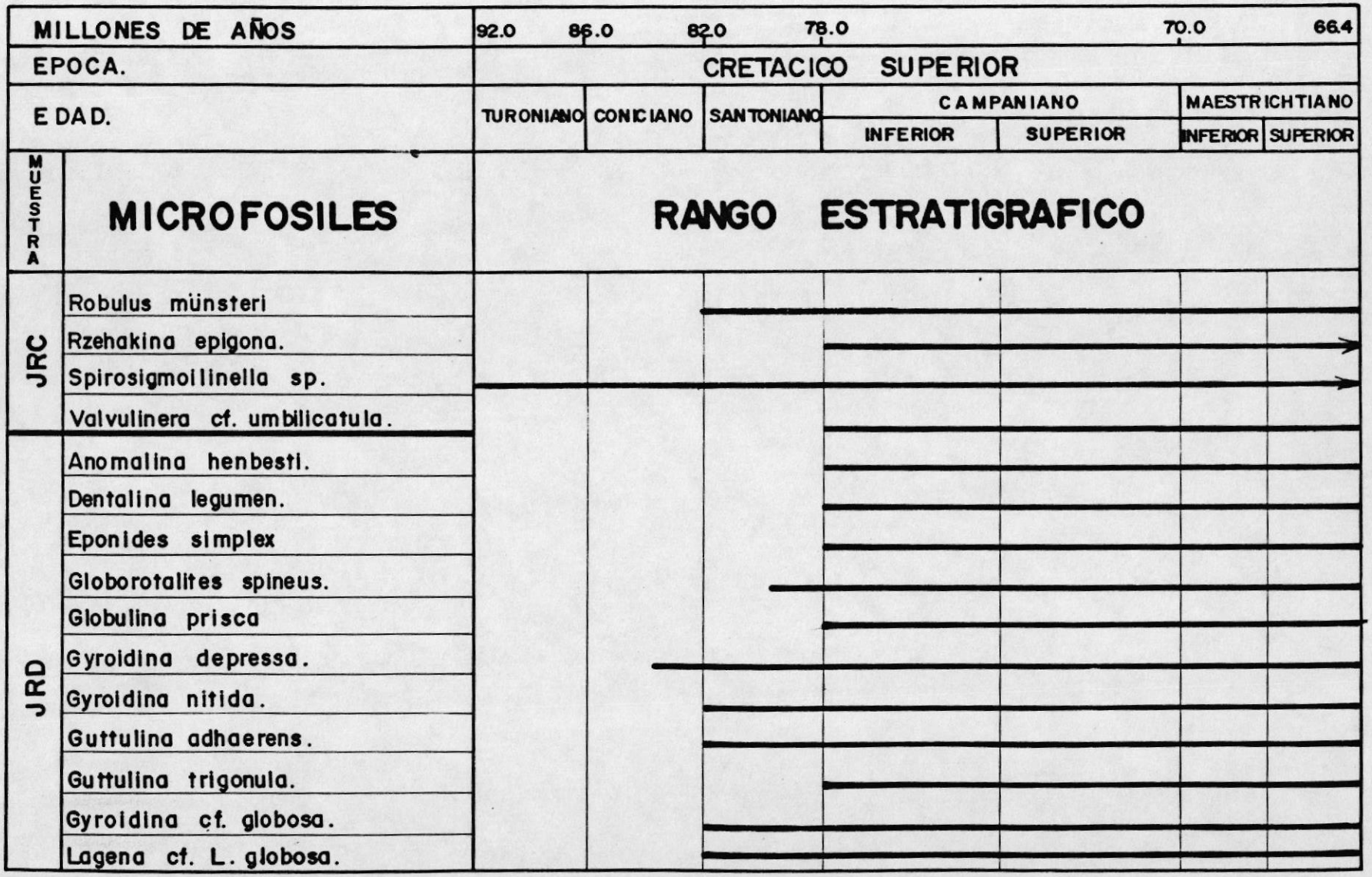


TABLA 5_ RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LAS MUESTRAS JRC, JRD.

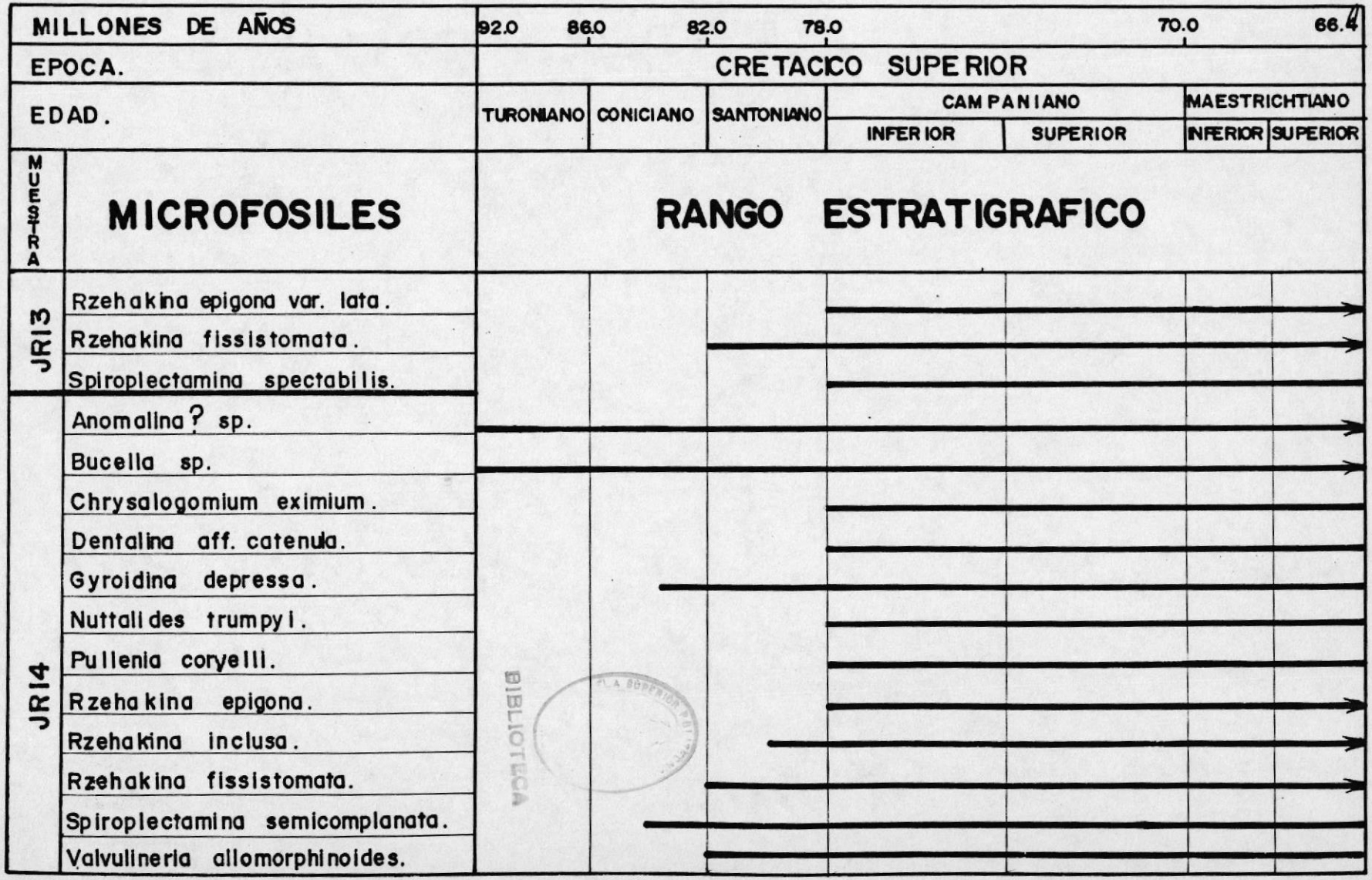
MILLONES DE AÑOS.		92.0	86.0	82.0	78.0			70.0	66.4
EPOCA.		CRETACICO SUPERIOR							
EDAD.		TURONIANO	CONICIANO	SANTONIANO	CAMPANIANO			MAESTRICHTIANO	
					INFERIOR		SUPERIOR	INFERIOR	SUPERIOR
MUESTRA	MICROFOSILES	RANGO ESTRATIGRAFICO							
JRD	Nodosaria concinna.								
	Pseudoglandulina cf. cylindracea.								
	Pullenia coryelli.								
	Robulus münsteri.								
	Robulus rotulata.								
	Rzehakina epigona.								
	Rzehakina fissistomata.								
JR6	Globulina lacrima.								
	Robulus münsteri.								
	Nodosaria sp.								
JR7	Eponides cf. simplex.								
	Nodosaria sp.								
JR13	Batysiphon sp.								
	Bulimina sp.								
	Dentalina gracilis.								

BIBLIOTECA

TABLA 6.- RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LAS MUESTRAS JRD, JR6, JR7, JR13



TABLA 7 — RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LA MUESTRA JR13.



BIBLIOTECA

TABLA 8.- RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LAS MUESTRAS JR13, JR14.

MILLONES DE AÑOS.		92.0	86.0	82.0	78.0		70.0		66.4
EPOCA.		CRETACICO SUPERIOR							
EDAD.		TURONIANO	CONICIANO	SANTONIANO	CAMPANIANO		MAESTRICHTIANO		
					INFERIOR	SUPERIOR	INFERIOR	SUPERIOR	
MUESTRA	MICROFOSILES	RANGO ESTRATIGRAFICO							
JR15	Bolivina sp.								
	Globorotalites hiltermanii								
	Lagena vulgaris.								
JR16	Batysiphon sp.								
	Reophax sp.								
JR17	Nodosaria sp.								
	Rzehakina epigona.								
JR18	Ammodiscus cretaceous.								
	Eponides sp.								
JR20	Bolivina sp.								
	Gyroidina depressa.								
	Pseudoglandulina sp.								
	Reophax sp.								
	Rzehakina epigona.								

TABLA 9.- RANGOS DE EDAD DE LOS FORAMINIFEROS ENCONTRADOS EN LAS MUESTRAS JR15, JR16, JR17, JR18, JR20.

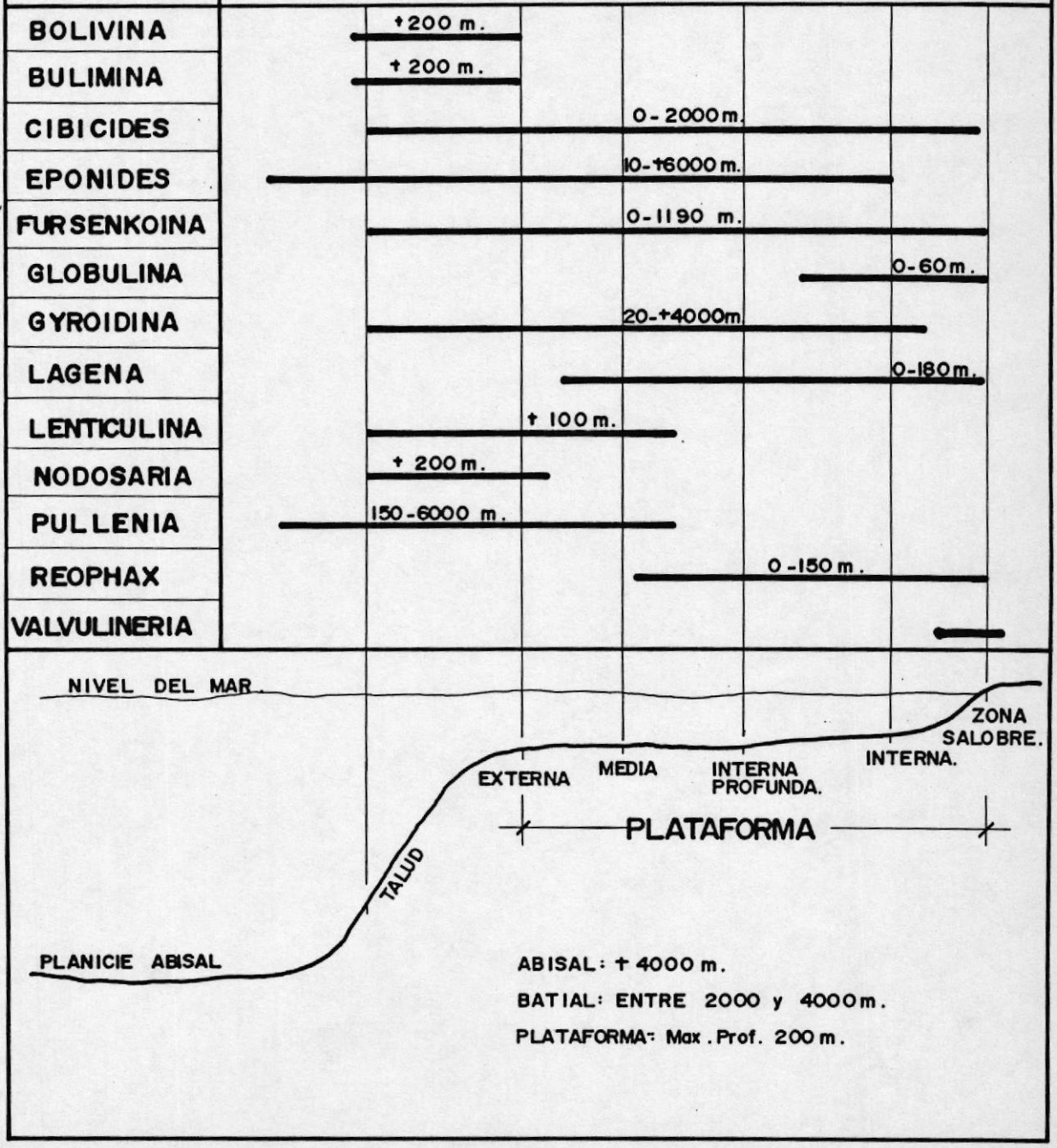
y especies de foraminíferos identificados con sus respectivos rangos estratigráficos en las diferentes muestras tomadas. La diversidad de géneros que se corresponden con profundidades distintas encontrados en una misma muestra (tabla 10), es indicativo de que muchos géneros fueron arrastrados y depositados por corrientes turbidíticas terminales de baja densidad en lugares alejados de su habitat, incluso el único planctónico encontrado presenta huellas de haber sido retrabajado posteriormente.

Cabe anotar que existe silicificación de las tecas de ciertos géneros originalmente calcáreos, tal es el caso de algunas especies de Nodosoria y Gyroidina.

1.2.2 RADIOLARIOS DE LA FORMACION CAYO

Los radiolarios encontrados, presentan una abundancia mayor del grupo de los naselarios sobre los espumelarios, en el total de las muestra analizadas. Los géneros más importantes en orden decreciente de abundancia son: Archaeodictyomitra, Amphipyndax, Diacanthocapsa, Archaeospongoprunum y Phaseliforma.

TABLA 10. TENDENCIA BATIMETRICA CLASICA DE ALGUNOS GENEROS DE FORAMINIFEROS BENTONICOS DE LA FORMACION CAYO EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA, PROV. DE MANABI.



Desde la tabla 11 hasta la 13 se presentan los géneros y especies de radiolarios identificados en las diversas muestras tomadas, así como sus rangos estratigráficos.

Como ya se anotó en la introducción a esta parte del capítulo, la lista de radiolarios que aparece a continuación corresponde a la identificación hecha por la Compañía Amoco Production:

Diacanthocapsa granti (Campbell & Clark, 1944), Amphipyndax aff. pseudoconulus (Pessagno, 1963), Patellula sp., Pseudoalophacus aff. parqueraensis (Pessagno, 1963), Cavaspongia ? sp., Archaeospongoprunum bipartitum (Pessagno, 1973), Triactinosphera morenoensis (Campbell & Clark, 1944), Phaseliforma meganoensis (Pessagno, 1972), Phaseliforma sp., Diacanthocapsa sp., Solenotryma? japonica (Taketani, 1982), Ectonocorys? sp., Obesacapsula sp., Siphocampe daseia (Foreman, 1968), Histiastrum sp., Paranaella ep. 3 Pessagno, 1975., Dictyomitra rhadina (Foreman, 1968), Ellipsoxiphus privus Haeckel. Las fotografías de once de ellos se presentan en el anexo correspondiente.

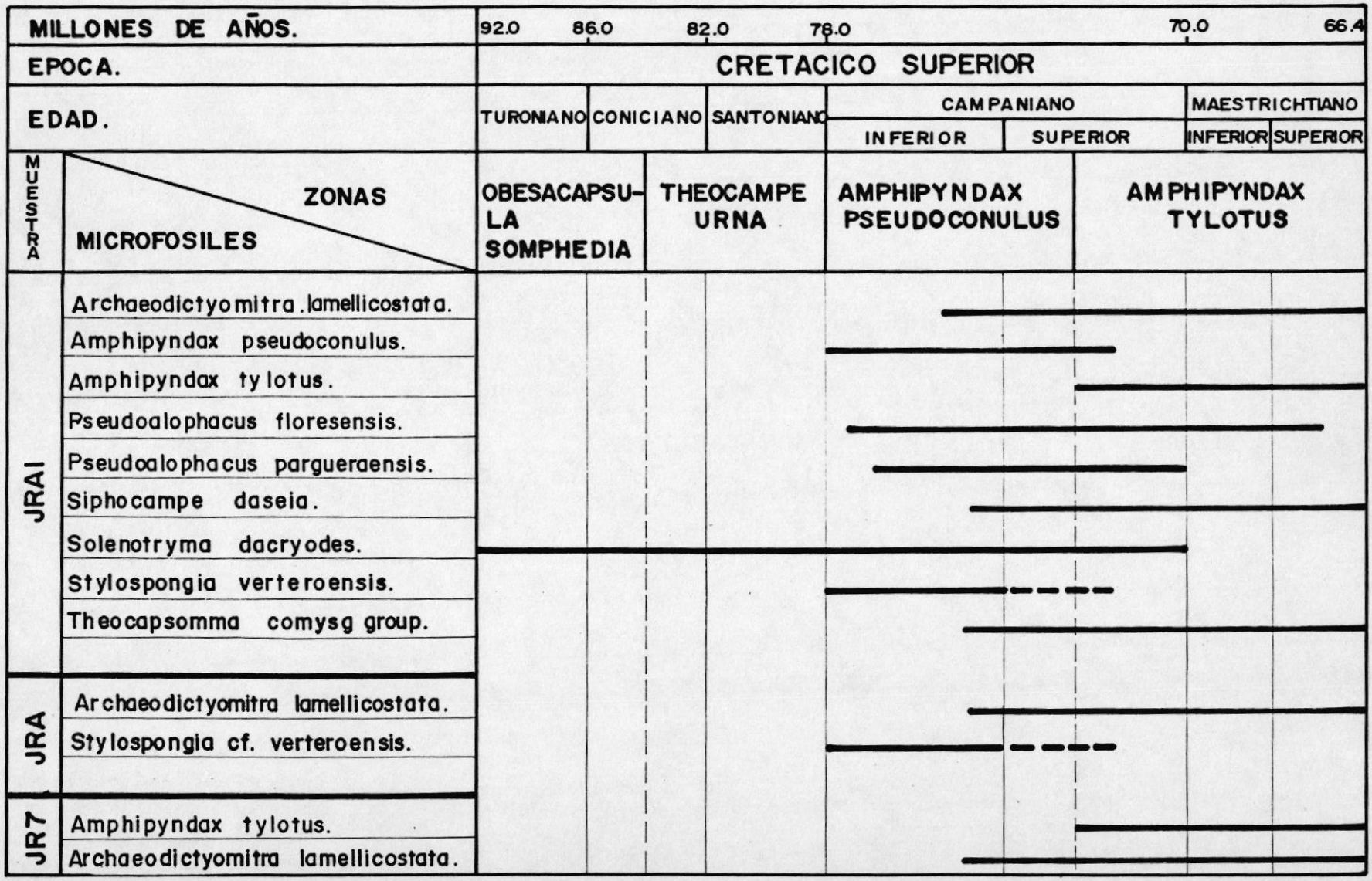


TABLA II.- RANGOS DE EDAD DE LOS RADIOLARIOS ENCONTRADOS EN LAS MUESTRAS JRAI, JRA, JR7.

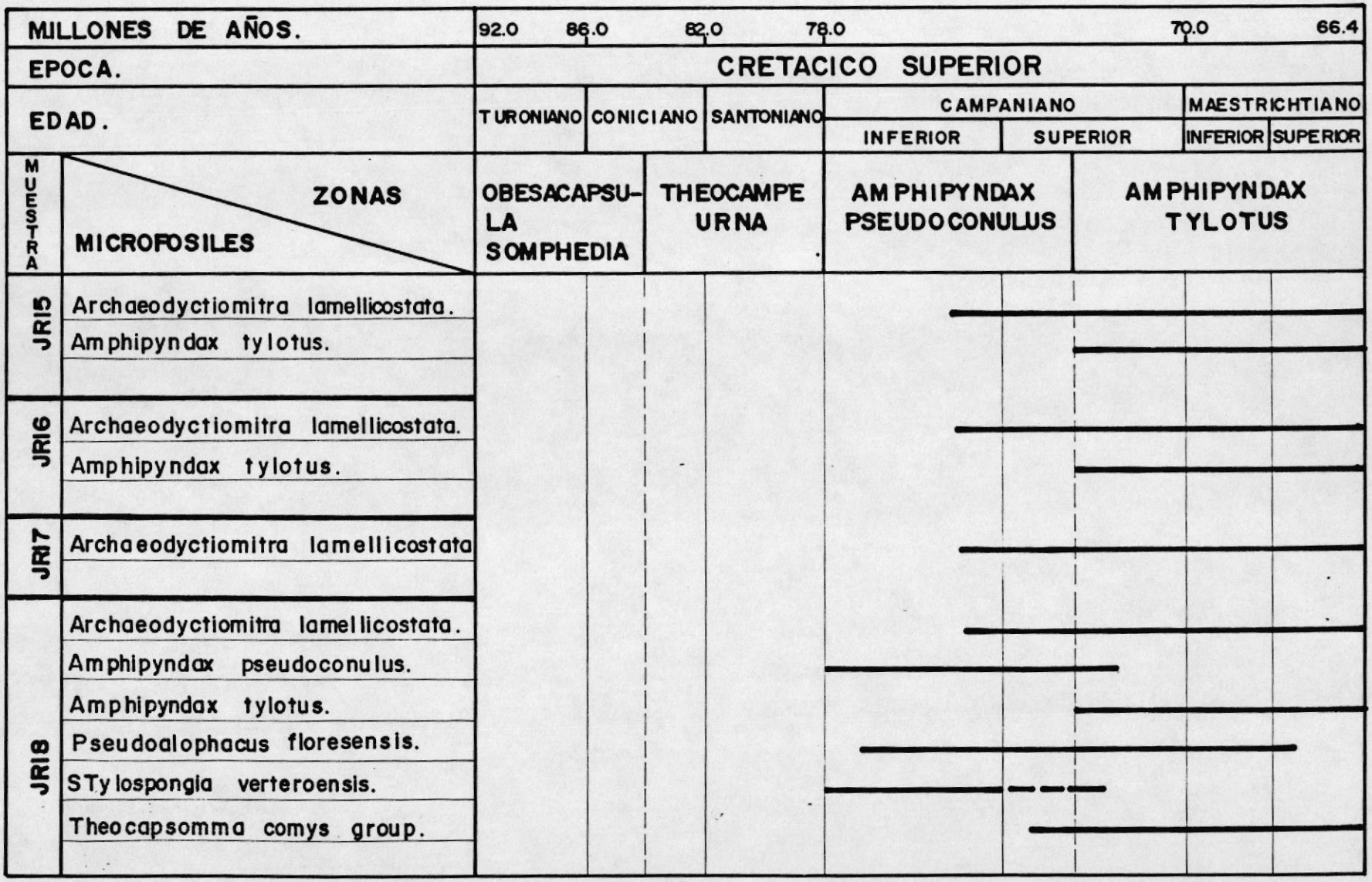


TABLA 12.- RANGOS DE EDAD DE LOS RADIOLARIOS ENCONTRADOS EN LAS MUESTRAS JR15, JR16, JR17, JR18.

MILLONES DE AÑOS.	92.0	86.0	82.0	78.0	70.0	66.4
EPOCA.	CRETACICO SUPERIOR					
EDAD.	TURONIANO	CONICIANO	SANTONIANO	CAMPANIANO		MAESTRICHTIANO
				INFERIOR	SUPERIOR	INFERIOR / SUPERIOR

MUESTRA	ZONAS / MICROFOSILES	OBESACAPSULA SOMPHEDIA	THEOCAMPE URNA	AMPHIPYNDAX PSEUDOCONULUS	AMPHIPYNDAX TYLOTUS
JR20	Archaeodictyomitra lamellicostata.			———	———
	Amphipyndax tylotus.				———
	Theocapsomma cf. comys.			———	———

TABLA 13.- RANGOS DE EDAD DE LOS RADIOLARIOS ENCONTRADOS EN LA MUESTRAS JR20.

1.2.3 FORAMINIFEROS DE LA FORMACION SAN MATEO

No se encontró foraminiferos en la única muestra de la Fm. San Mateo (JR3) preparada para el análisis micropaleontológico. Sin embargo, se observaron posibles Bolivinas en una sección delgada de las dos preparadas para la petrografía.

1.2.4 RADIOLARIOS DE LA FORMACION SAN MATEO

La abundante asociación de radiolarios encontrados en la muestra JR3 presenta una predominancia de los naselarios sobre espumelarios con una abundancia decreciente de los géneros como sigue:

Podocyrtis, Dictyoprora, Lithocyclia, Cenosphaera, Lithochytris y Spongotractus, entre otros.

En las tablas 14 y 15 consta el listado total de los géneros y especies encontrados, con sus respectivos rangos estratigráficos y biozonación.

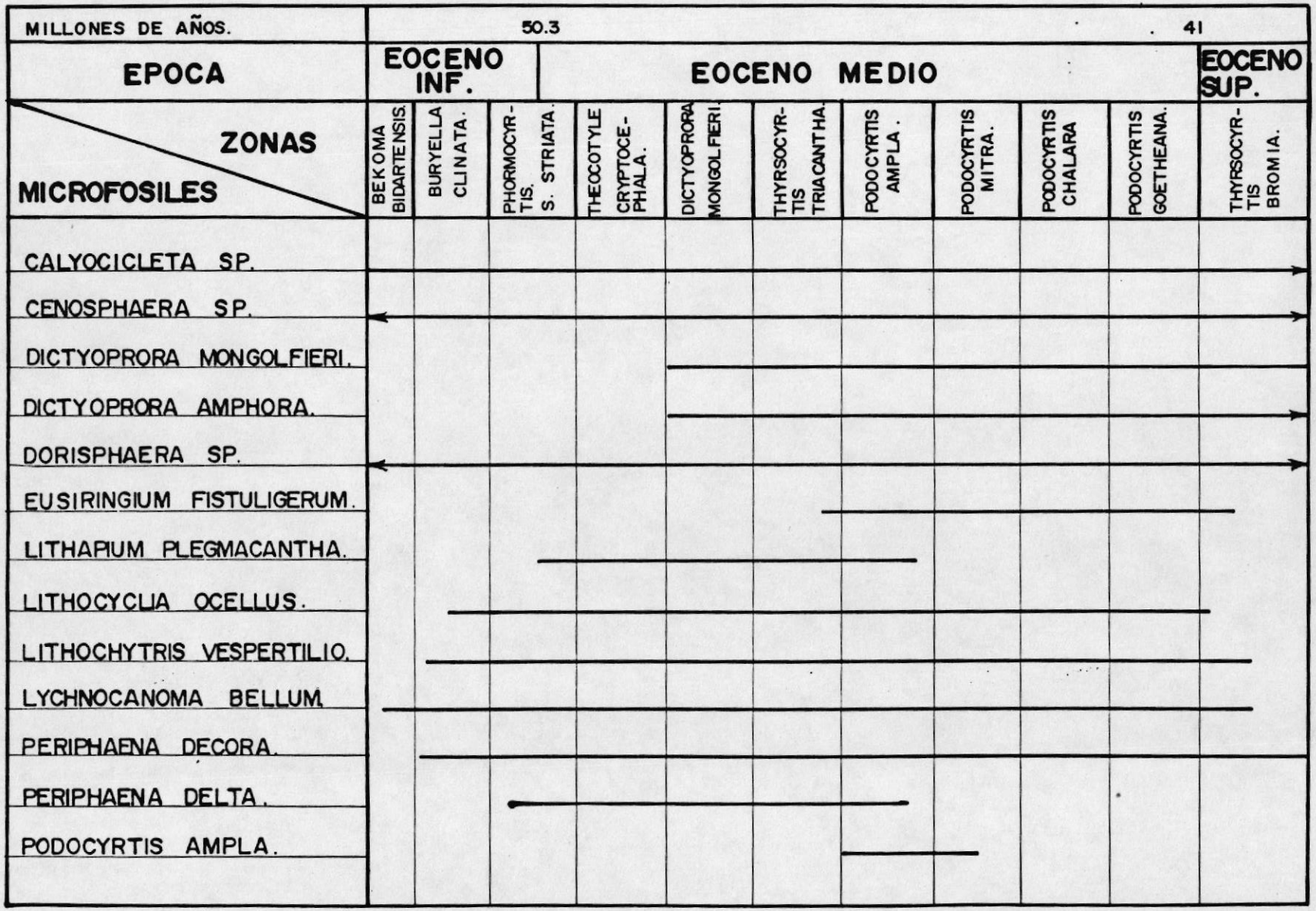


TABLA 14. RADIOLARIOS DE LA FORMACION SAN MATEO EN LA MUESTRA JR3.

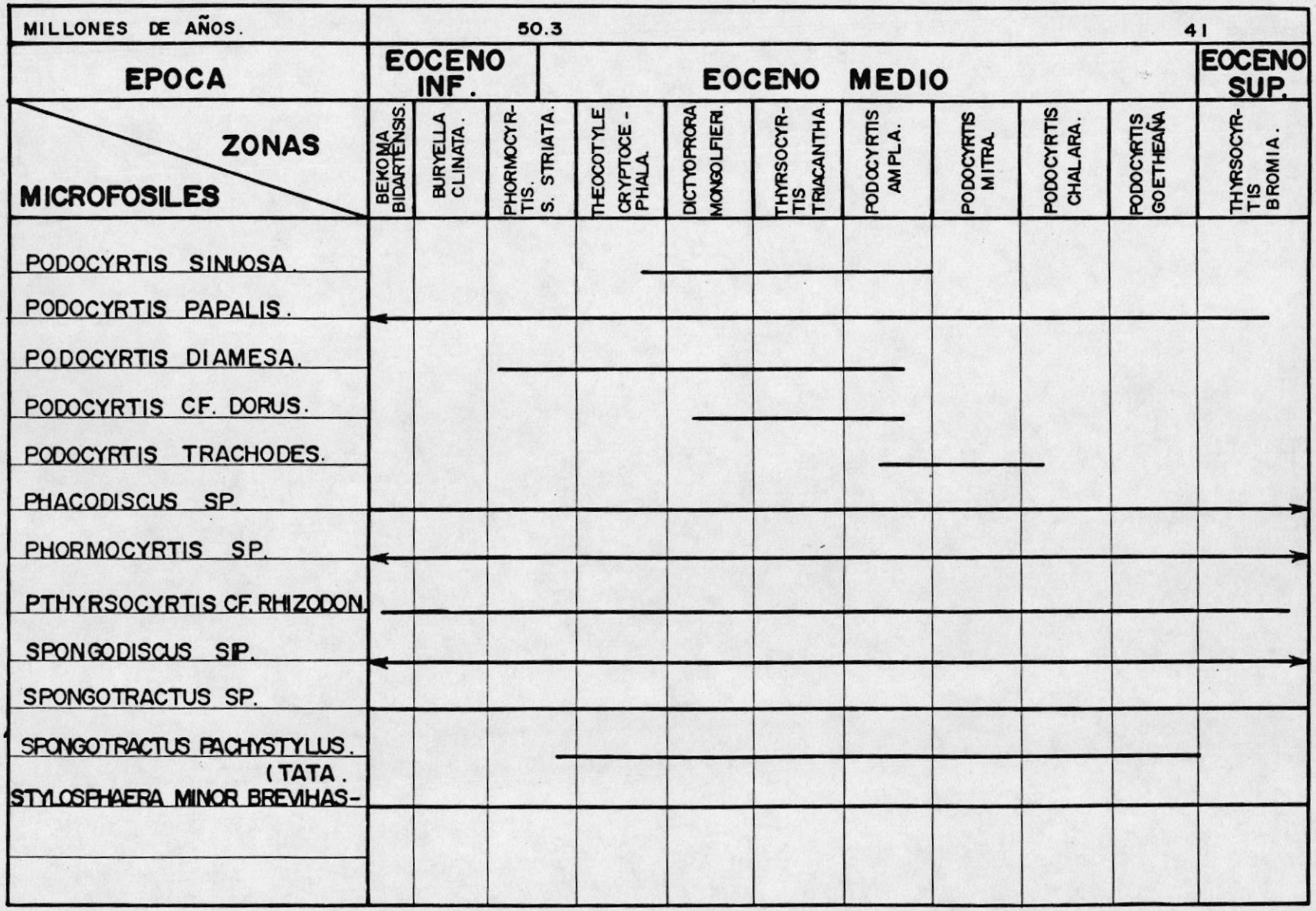


TABLA 15. RADIOLARIOS DE LA FORMACION SAN MATEO EN LA MUESTRA JR3 (CONTINUACION).

1.3 DATACION

1.3.1 FORMACION CAYO

La asociación de foraminíferos encontrada, establece una edad general de Campaniano para la Fm. Cayo en los Acantilados de Machalilla, determinada por la aparición de las especies:

Dentalina reflexa, Dentalina cf. basiplanata, Eponides simplex, Globulina prisca, Marginulina recta, Rzehakina epigona, Spiroplectamina sigmoidina, Bolivina incrassata, Dentalina legumen, Lagena apiculata, Anomalina henbesti, Guttulina trigonula, Nodosaria concinna, Pullenia coryelli, Dentalina catenula, Dentalina basitorta, Spiroplectamina spectabilis, Chrysalogomium eximium, Nuttalydes trumpyi, Lagena vulgaris, y por la ocurrencia tardía de las especies Globorotalites hiltermanii y Spiroplectamina lalickeri; las fotografía de algunas de estas especies aparecen en el anexo correspondiente.

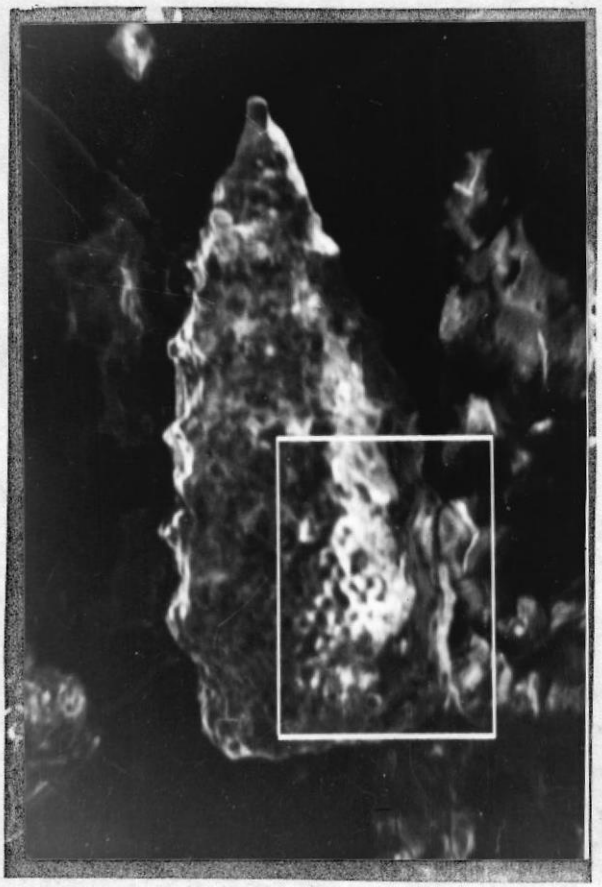
La asociación de radiolarios analizada, corrobora y restringe aún más la edad de los Acantilados de Machalilla a la parte media del Campaniano Superior, que corresponde a la base

de la zona del Amphipyndax tylotus (71 a 72 m.a.), definida por la coexistencia del Amphipyndax pseudoconulus y el Amphipyndax tylotus (fotos I. 1 y I. 2) según Foreman (1977). Esta es igual tanto para la base como para el tope de la serie estratigráfica estudiada; y se correlaciona en edad con los afloramientos de la Fm. Cayo en la zona de la presa Chongón, vía a Salinas (M. Ordóñez, comunicación personal, 1989).

Es importante señalar también, la presencia del Stylospongia verteroensis (foto I. 3) reportado como nueva especie por A. Passagno, Jr. (1963) en el Campaniano Inferior de Puerto Rico. La presencia de esta especie, sugiere dos situaciones: o bien fue retrabajada y transportada a partir de sedimentos más antiguos, o su rango se prolonga hasta el Campaniano Superior en sedimentos ecuatorianos.

1.3.2 FORMACION SAN MATEO

La asociación de radiolarios encontrada en la muestra JR3 establece una edad de Eoceno Medio medio para la Fm. San Mateo correspondiente a la parte media de la zona de Podocyrtis ampla



BIBLIOTECA

FOTO I. 1. AMPHIPYNDAX PSEUDOCONULUS (PESSAGNO)- EMPSON-MORIN, 1982. X326.

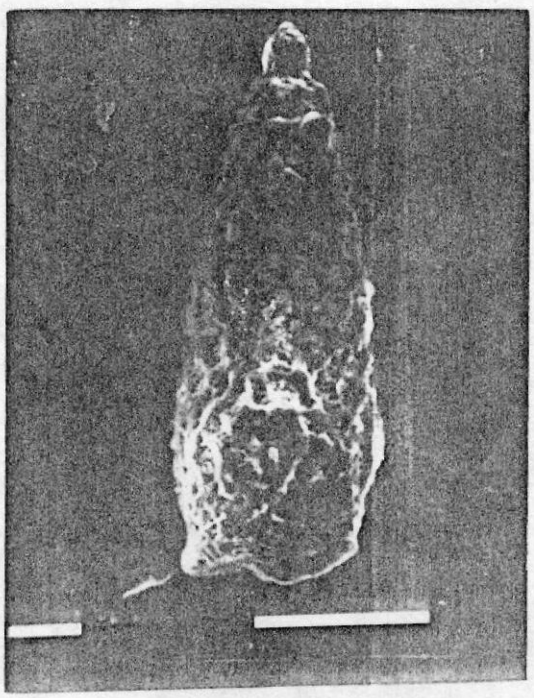


FOTO I. 2. AMPHIPYNDAX TYLOTUS FOREMAN, 1978. X212.

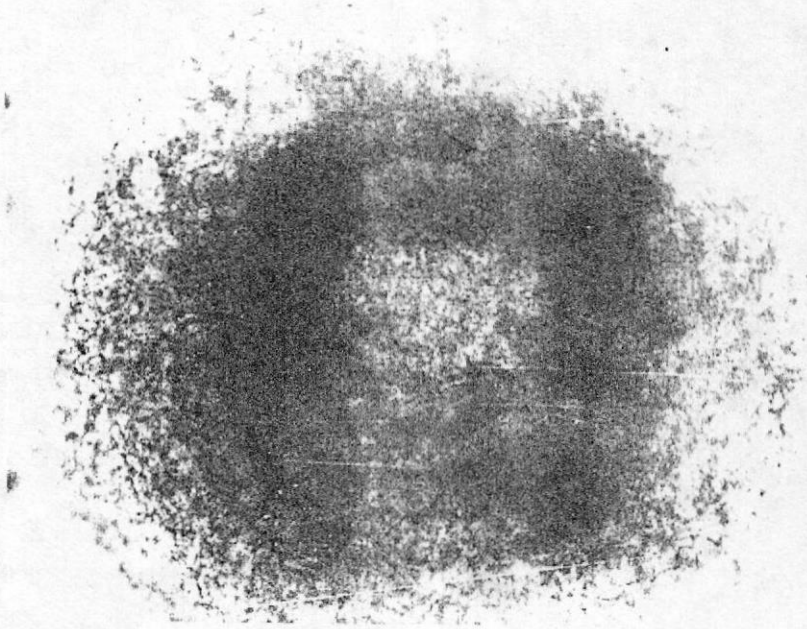


FOTO I. 3. STYLOSPONGIA (STYLOSPONGIA) VERTEROENSIS FESSAGNO, N.SP. 1963. X40 LUZ TRANSMITIDA.

(45 m.a.) debido a la aparición de Podocyrtis trachodes (foto I. 4) y la ocurrencia terminal de Lithapium plegmacantha y Periphaena delta (foto I. 5), además de la existencia en la asociación de ejemplares de Podocyrtis ampla (foto I. 6), Eusiringium fistoligerum y Podocyrtis sinuosa, entre otros, que corroboran la edad establecida.

En cuanto a la presencia de Podocyrtis diamesa, se sugiere que en sedimentos depositados en cuencas ecuatorianas se debe extender el rango estratigráfico de esta especie hasta la zona de Podocyrtis ampla, lo cual estaría de acuerdo con otros hallazgos ya realizados en esta misma unidad en el sector de San Mateo (Contreras, 1990, en prensa) y en la Cuenca Ancón (Ordóñez, 1988).

Para finalizar, se debe racalcar que las edades establecidas para ambas Formaciones denotan una clara discordancia que es fácilmente identificable en los afloramientos por su carácter angular (foto I. 7).

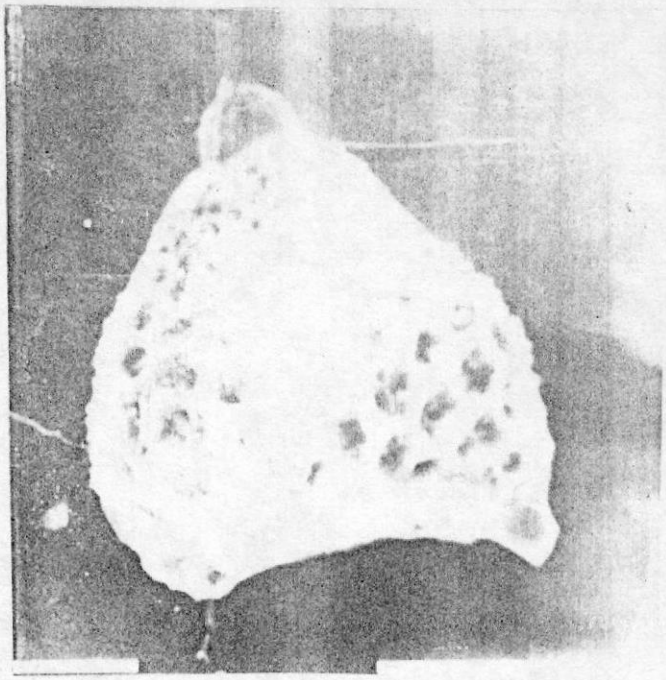


FOTO I. 4. PODOCYRTIS (LAMPTERIUM) TRACHODES RIEDEL Y SANFILPPO, 1970. X287.

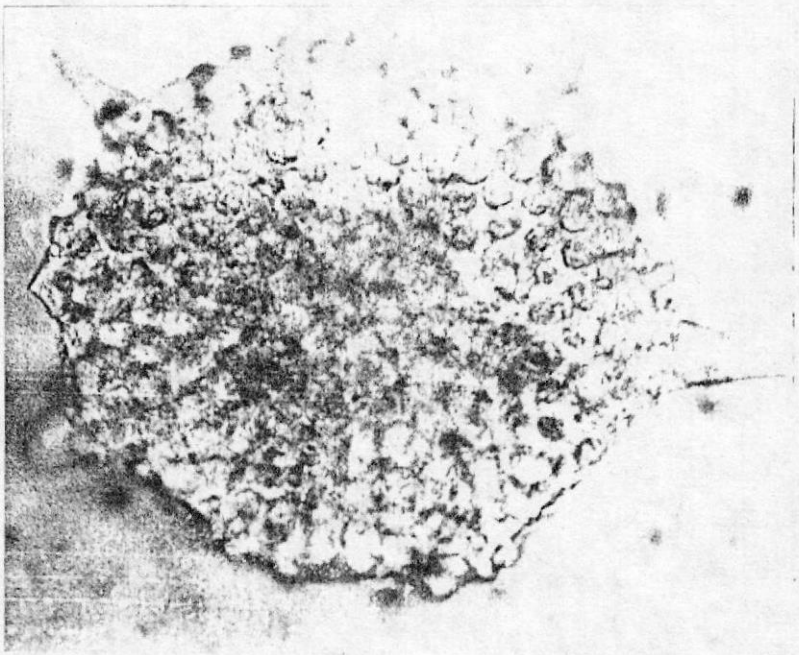


FOTO I. 5. PERIPHAENA DELTA, X25 LUS TRANSMITIDA.

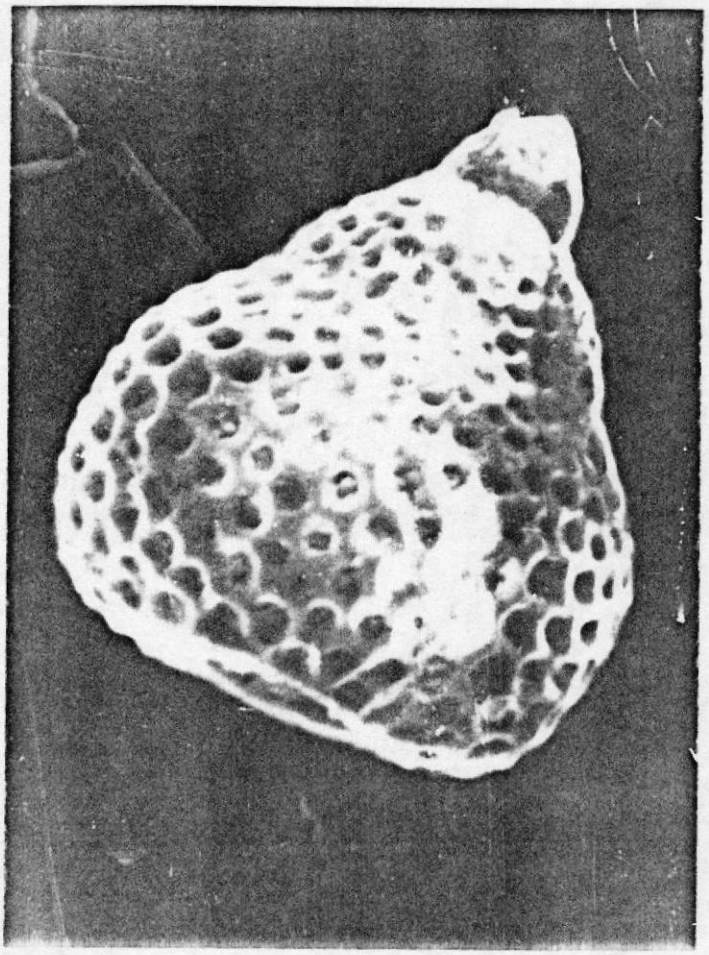


FOTO I. 6. PODOCYRTIS AMPLA RIEDEL Y SANFILIPPO, 1970. X406.

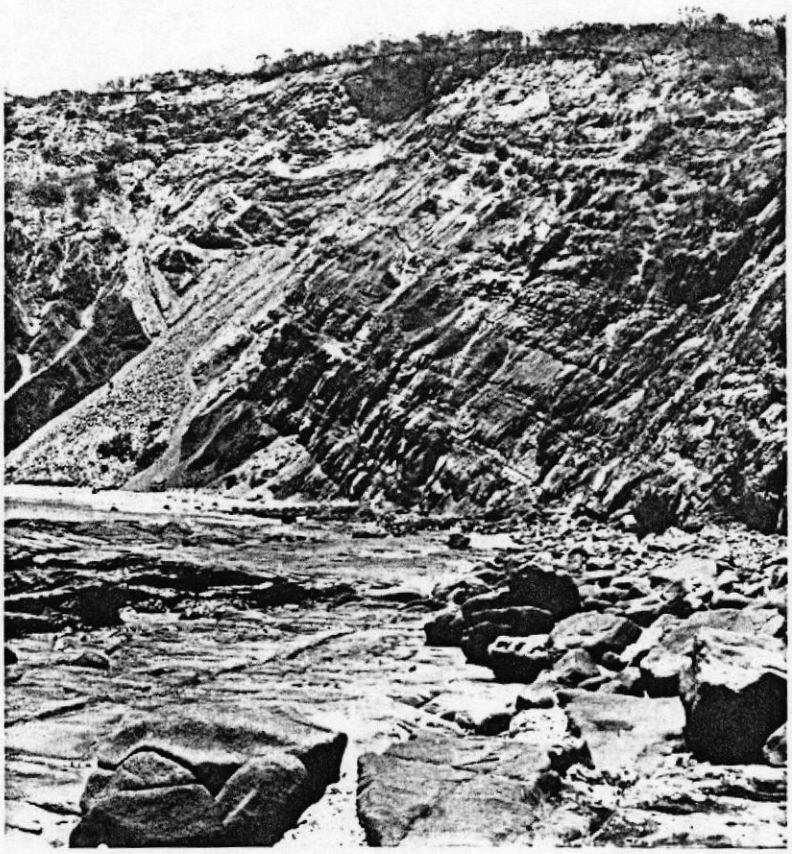


FOTO I. 7. DISCORDANCIA ANGULAR ENTRE LA FM. CAYO (CAMPANIANO SUPERIOR) Y LA FM. SAN MATEO (EOCENO MEDIO MEDIO), ENTRE LOS PUNTOS A Y B DEL MAPA DE UBICACION GEOGRAFICA.

CAPITULO II

AMBIENTE SEDIMENTARIO DE DEPOSITACION

Los datos y conceptos que a continuación se presentan, en su mayoría fueron obtenidos de las notas de Roger Walker, 1989, bajo el titulo de: "TURBIDITES AND TURBIDITE CURRENTS: INTRODUCTION, FACIES, SEQUENCES AND MODELS", del Department of Geology McMaster University, Hamilton (Ontario, Canada). Otros articulos utilizados fueron: "DEPOSITIONAL MODELS WITH SPECIAL REFERENCE TO THE DEPOSITS OF HIGH-DENSITY TURBIDITY CURRENTS", 1982, por Donal R. Lowe del Department of Geology, Louisiana State University, Baton Rouge (Louisiana, USA). "MODERN AND ANCIENT DEEP-SEA FAN SEDIMENTATION. Lectures Notes for short Course No. 14 sponsored by The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists", by H. Nelson y N. Nilsen, 1984.

2.1 TURBIDITAS Y CORRIENTES TURBIDITICAS.

2.1.1 DEFINICION Y MEDIOS DE DEPOSITACION

Una turbidita puede definirse simplemente como el depósito de una corriente de turbidez.

Esta última es un caso especial de una corriente densa, en donde la gravedad actúa sobre la diferencia de densidad entre la corriente y el agua circundante, logrando de esta manera que el flujo se mueva pendiente abajo. En una corriente turbidítica, la gravedad actúa sobre los granos suspendidos y éstos mueven el agua preferentemente que el agua a los granos. El sedimento es mantenido dentro de la capa de flujo principalmente por la turbulencia del fluido.

La elevada densidad puede deberse a:

a) Temperatura (aguas muy frías por ejemplo)

b) Salinidad (aguas muy salinas)

c) Exceso de sedimento mantenido en suspensión en el flujo por la turbulencia generada a medida que el flujo se mueve.

Las "turbiditas clásicas" se caracterizan por su monotonía, decenas o centenas de metros de intercalacionaes de lutitas y areniscas.

Las arenas son rápidamente depositadas dentro de la cuenca normalmente tranquila y la mayo-

ría de éstas arenas son depositadas probablemente en unas pocas horas. Las arcillas, particularmente las delgadas capas hemipelágicas, representan años de depositación calmada en zonas donde la acción efectiva de las olas no interviene.

Las turbiditas son reconocidas generalmente como depósitos de aguas profundas, aunque el proceso puede operar también en aguas someras (lagos y plataforma continental). Sin embargo, es solamente en aguas profundas que las distintas estructuras sedimentarias hechas por las corrientes turbidíticas pueden preservarse y no ser retrabajadas por otras corrientes. Es posible que muchas areniscas hayan sido depositadas en plataforma continental o mares someros por corrientes turbidíticas, pero que no sean reconocidas como tales debido al retrabajamiento tidal u otras corrientes fuertes. Se podría decir entonces, que el término aguas profundas implica la depositación bajo la base turbulenta de la ola, la que depende del clima particular de cada mar.

Actualmente, el borde externo de la plataforma es afectado por tormentas cada 5 a 10 años en

profundidades que van de 100 a 200 metros. Se podría asumir entonces que las acumulaciones potentes de turbiditas sin evidencia de haber sido retrabajadas por la acción de las olas, requieren profundidades de más de 250 metros.

Los lugares de depositación consisten en:

a) áreas donde se generó la corriente.

b) áreas donde el flujo de corriente turbidítica y sedimento pasa, y

c) áreas de depositación propia de corrientes turbidíticas.

El flujo tiende a iniciarse en ambientes de agua somera, donde la tasa de sedimentación es alta, tales como deltas por ejemplo.

En la figura 3, se muestra la iniciación de la corriente en un medio estuarino y por fallamiento del sedimento en el borde de plataforma (particularmente en tiempos de bajo nivel del mar).

Durante la fase de transporte, la corriente tiende a canalizarse en cañones o canales a-

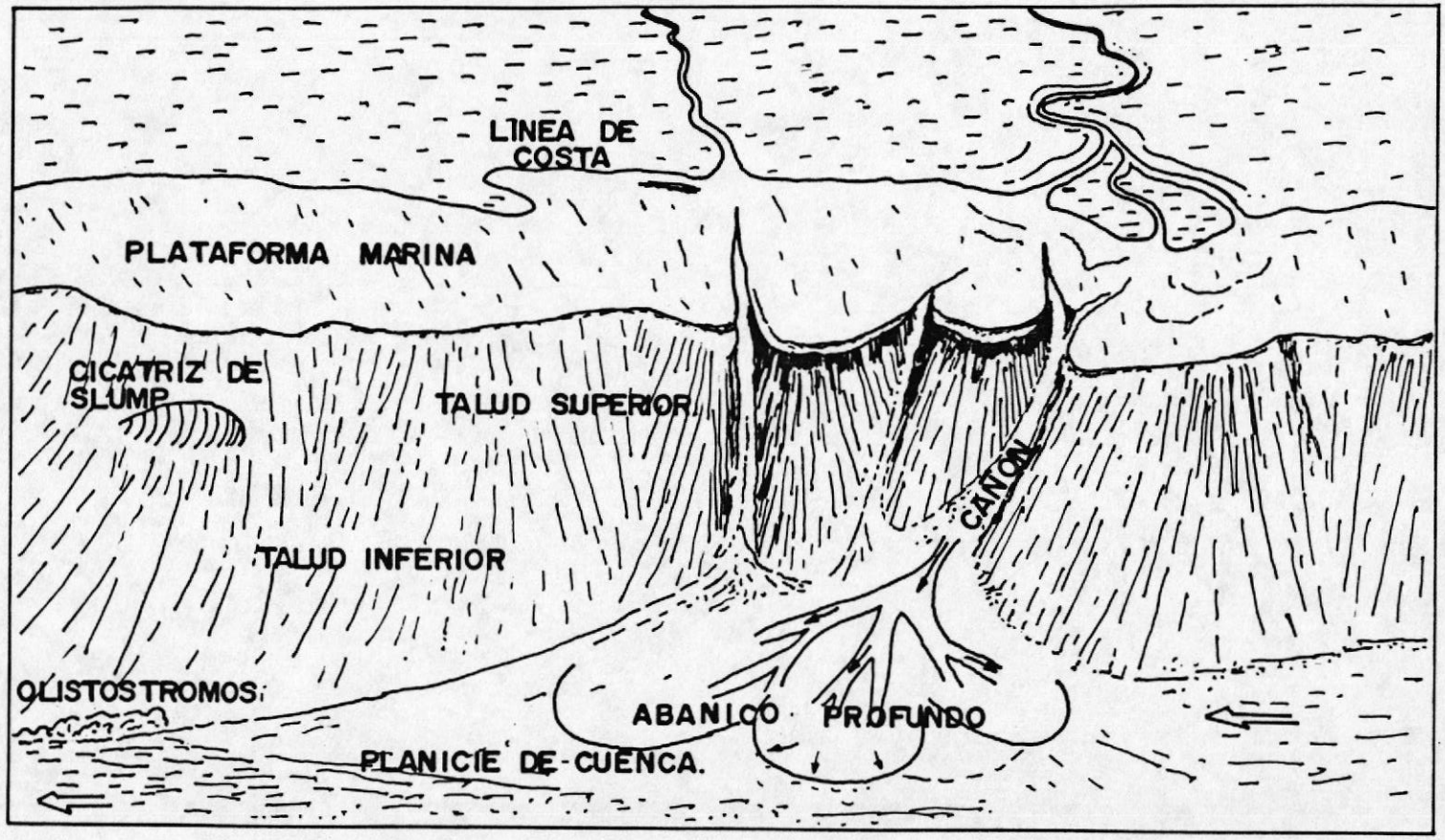


FIG. 3. VARIEDAD DE AMBIENTES DEPOSICIONALES ASOCIADOS CON TURBIDITAS (DE WALKER, 1989).

limentadores, que son cortados en la pendiente hacia la cuenca. En muchas ocasiones, los canales alimentadores son también cortados en el borde de plataforma y poco comunmente pueden ser cortados a lo largo de toda la plataforma; este es el caso del Cañón del Congo en Africa (Heezen et al., 1964). A medida que el gradiente disminuye del talud a la cuenca, las corrientes turbidíticas disminuyen su velocidad y comienzan a depositar su carga de sedimento. Los ambientes de depositación son generalmente llamados abanicos o conos submarinos.

En general, el talud tiende a ser un área por donde el sedimento grueso pasa, pero se pueden depositar sedimentos finos. Este sedimento fino (lodos) puede también ser lavado sobre la orilla de la plataforma durante las tormentas, o desbordarse fuera de los cañones y canales alimentadores durante los flujos de corrientes turbidíticas.

Deslizamientos ("slumps") pueden dar lugar a depósitos tales como olistostromos en la base del talud, o generar flujos de lodo o flujo de detritos que viajan largas distancias sobre la

superficie del abanico.

2.1.2 ESCALA DE LOS DEPOSITOS DE CORRIENTES TURBIDITICAS

La escala de las corrientes turbidíticas en los océanos actuales puede ser estimada a partir del tamaño de "slumps" que se supone han sido causados por corrientes turbidíticas, y del espesor y extensión de turbiditas individuales que han sido muestreadas (con núcleos de perforación) y mapeadas en el piso oceánico. Volúmenes de depósitos de "slumps" conocidos son los siguientes:

a) Delta del Magdalena, Colombia (1953): 3x10(8) m3.

b) Suva, Fiji (1953): 1.5x10(8) m3.

c) Sagami Wan (Bahía de Tokyo, 1953): 7x10(10) m3.

Estos volúmenes de sedimento desplazado, para convertirse en un flujo turbulento, tendrían que dispersarse en el fluido de tal manera que la concentración de sedimento sea superior al 10%. Esto significa que el volumen de la corriente deberá ser del orden de diez veces el

volumen del "slump". Para el Magdalena, esto sería de 3x10(9) m3., o sea 3 Kilómetros cúbicos. Si se quisiera transportar el flujo del Magdalena en los carros standard de ferrocarril, tomaría cerca de 21 millones de ellos.

El volumen de las turbiditas en el piso oceánico profundo también puede ser estimado, por ejemplo Fruth (1965), calculó que el volumen de la turbidita depositada en la Planicie Abisal de Sohm (USA) fue de aproximadamente 5x10(10) m3, es decir 50 kilómetros cúbicos.

En estudios mejor documentados, Elmore et al. (1979) y Pilkey et al. (1980) muestran que muchas capas pueden ser correlacionadas en la Planicie Abisal de Hatteras (USA). Una capa particular denominada "black shell turbidite", puede ser trazada por 500 Km. a lo largo de la mencionada planicie abisal, su ancho es de aproximadamente 140 Km. y tiene un espesor aproximado de 4 metros; esta turbidita cubre un área de cerca de 44,000 Km^2, y tiene un volumen mínimo de 100 Kilómetros cúbicos.

2.1.3 INICIACION DE LAS CORRIENTES TURBITICAS, VELOCIDAD DEL FLUJO Y DISTANCIAS ALCANZADAS

Los tres principales procesos generadores de corrientes turbidíticas son:

a) Terremotos que accionan deslizamientos ("slumps").

b) Deslizamientos espontáneos debido a la sobrecarga del sedimento.

c) Ríos torrentosos.

Se ha podido establecer para las corrientes turbidíticas velocidades de 20.3 a 11.4 m/seg (Uchupi y Austin, 1979) en el Abanico de Laurentian (USA); detectándose aún en la parte más baja del Cono, una velocidad de corriente turbidítica de 11 m/seg en una pendiente de 1:1500. Esta velocidad es suficiente para que únicamente por la turbulencia del fluido, se logren bajas concentraciones de granos de hasta 3 centímetros de diámetros.

La extensión de los flujos ha sido estudiada por Fruth (1965) y Horn et al (1971): por ejemplo los depósitos normales en la Planicie Abisal de Sohm son lutitas foraminíferas ca-

fés, si se siguen estos depósitos guías hacia el sur entre la Dorsal Mid-Atlántica y el Bermuda Rise, aparecen incluso a 1,700 Kilómetros del área del epicentro que provocó el flujo.

2.2 DEPOSITACION DE SEDIMENTOS A PARTIR DE CORRIENTES TURBIDITICAS

2.2.1 TURBIDITAS DE ALTA Y BAJA DENSIDAD Y MECANISMOS DE DEPOSITACION

La depositación de sedimentos a partir de corrientes de turbidez debe ser tratada en términos de varias poblaciones de tamaños de granos. Esto es debido a que los diferentes grupos de granos dentro del mismo flujo son mantenidos en suspensión por diferentes mecanismos de soporte y pueden ser depositados como "oleadas discretas de sedimentación" a medida que la efectividad del mecanismo de soporte cambia con la desaceleración del flujo (Lowe, 1982).

Tres principales poblaciones de tamaño de partículas pueden ser identificadas:

1) Arcillas, limos y arenas finas a medias. Estos sedimentos pueden ser mantenidos en suspensión únicamente por la turbulencia del fluido, independientemente de su concentración.

2) Arenas gruesas y gravas de pequeños guijarros. Estos detritos pueden ser suspendidos en grandes concentraciones por los efectos combinados de:

   a) turbulencia, b) obstrucción de asentamiento, debido a su alta concentración, y c) efecto de boya ("buoyant lift") debido a la mezcla intersticial de agua y sedimento fino.

3) Guijarros y cantos. Estos sedimentos cuando tienen concentraciones mayores al 10 o 15% serán sostenidos por los efectos combinados de la turbulencia del fluido, obstrucción de asentamiento, efecto de boya de la matriz y la presión dispersiva resultante de la colisión de granos.

Los efectos de obstrucción de asentamiento, presión dispersiva y efecto de boya de matriz, están relacionados directamente con la concen-

tración de granos. Como resultado, las poblaciones de partículas 2 y 3 son más fácilmente transportadas en grandes cantidades en flujos relativamente concentrados y tenderán a depositarse rápidamente una vez que la concentración disminuya.

BIBLIOTECA

Pueden considerarse ahora, dos principales tipos de corrientes turbidíticas: flujos de baja densidad, compuesta principalmente por la población de partículas 1, en donde la sedimentación es ampliamente independiente de la concentración de partículas, y flujos de alta densidad, los que pueden incluir las poblaciones 1, 2 y 3 en donde el soporte de las partículas es dependiente de los efectos de la concentración de éllas.

Middleton (1966, 1967), Wallis (1969) y muchos otros sugieren que los efectos por obstrucción de asentamiento y presión dispersiva, se hacen eficientes en el soporte de la partícula principalmente en concentraciones grandes, arriba del 20 o 30%. Por lo tanto, los flujos de alta densidad de las poblaciones 2 y 3 probablemente involucran poblaciones de partículas arriba de estos valores. Podría divi-

dirse las corrientes turbidíticas de alta densidad en:

a) Flujos arenosos, dominados por la población 2, mantenidos en suspensión principalmente por turbulencias y obstrucción de asentamientos y

b) Flujos de gravas, conteniendo la población 3 y sostenida preferentemente por presión dispersiva y efecto de boya de matriz.

2.2.2 MECANISMOS DE DEPOSITACION Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS ASOCIADAS

Antes de la depositación, el sedimento en el flujo turbidítico deberá mantenerse en suspensión por los mecanismos anteriormente mencionados, los que a continuación se nombran y describen brevemente:

a) Turbulencia del fluido.

b) Flujo del fluido intergranular que asciende.

c) Flujo de granos, colisión de granos (presión dispersiva).

d) Soporte de matriz (como en los flujos de

detritos).

En la literatura han aparecido términos como "flujo de granos", y películas de estos procesos se han hecho en cañones modernos. Sin embargo, un flujo de granos en sentido estricto solamente puede ocurrir si la pendiente es más inclinada que el ángulo de reposo de la arena mojada (aproximadamente 25 grados). Por lo tanto, un flujo de granos no puede transportar sedimento a través de pendientes muy bajas (un grado aproximadamente) en cuencas turbidíticas.

Los depósitos de flujos de granos arenosos tendrán generalmente menos de 5 centimétros de potencia (Lowe, 1976).

Es muy importante separar los procesos que operan durante la fase de transporte a largas distancias en las corrientes turbidíticas, de esos que actúan durante los estados de deposición. La abundancia de estructuras observadas en turbiditas son debidas a procesos deposicionales.

A medida que la pendiente disminuye, la velo-

cidad de la corriente turbidítica también disminuye, hasta que la turbulencia del flujo no puede mantener en suspensión los granos más gruesos; estos bajarán a la parte inferior del flujo, donde empezarán a chocar unos con otros y con la capa yacente. La colisión de los granos aumentará la resistencia de fricción en la parte inferior del flujo y estos granos solamente serán transportados si la corriente turbidítica principal ejerce suficiente esfuerzo en la capa de granos en colisión y supera la fricción interna. Los granos continuarán cayendo de la corriente principal hacia la capa de granos en colisión a medida que la velocidad del flujo disminuye. Esto es acompañado por otros dos efectos:

a) La fricción dentro de las capas de granos dispersos aumenta, y

b) El esfuerzo de corte aplicado a la capa de granos disminuye.

Estos dos efectos se combinan hasta que el esfuerzo de corte aplicado no puede vencer la fricción entre granos; sucede entonces, que la capa de granos en colisión se "congela" ("freezing") casi instantáneamente.

Una capa formada de esta manera tendrá las siguientes características:

a) Una base neta.

b) Gradación pobre o restringida a la parte gruesa de la población de granos.

c) No tendrá laminación interna, y

d) Posiblemente un tope neto.

BIBLIOTECA

Los puntos a, b y c describen la parte masiva o sin estructuras de muchas turbiditas en el registro geológico. El tope neto podría resultar del hecho que después del "congelamiento" de la capa de granos en colisión, el resto de la corriente turbidítica puede continuar fluyendo en la cuenca. Si la capa congelada se hace potente, quedará atrapada gran cantidad de fluido interporal, el que será forzado a desplazarse hacia arriba a medida que la capa se compacta, dando lugar inicialmente a una capa fluidizada en la que se formarán estructuras sedimentarias de escape de fluidos, tales como tubos de escape y estructuras en plato.

Estas estructuras pueden ser comunes en are-

niscas masivas con espesores superiores al metro.

En la fig. 4 se esquematiza la depositación a partir de un flujo de alta concentración y el "congelamiento" de capa.

La formación de horizontes masivos a partir de capas de granos en colisión, no involucra la tracción o rodamiento de los granos individualmente a lo largo de la capa subyacente. Las turbiditas comunmente contienen dos estructuras hechas por la tracción de los granos: laminación paralela y laminación cruzada por "ripples".

La laminación paralela división B de Bouma se forma con una velocidad promedio de aproximadamente 1 a 1.5 m/seg, a partir de granos previamente depositados o con nuevos granos que caen de la carga suspendida; se sobreentiende que aquí, las tasas de depositación son más bajas y el esfuerzo de corte aplicado por la corriente turbidítica a la capa es mucho más bajo que cuando se forma la capa de granos en colisión .

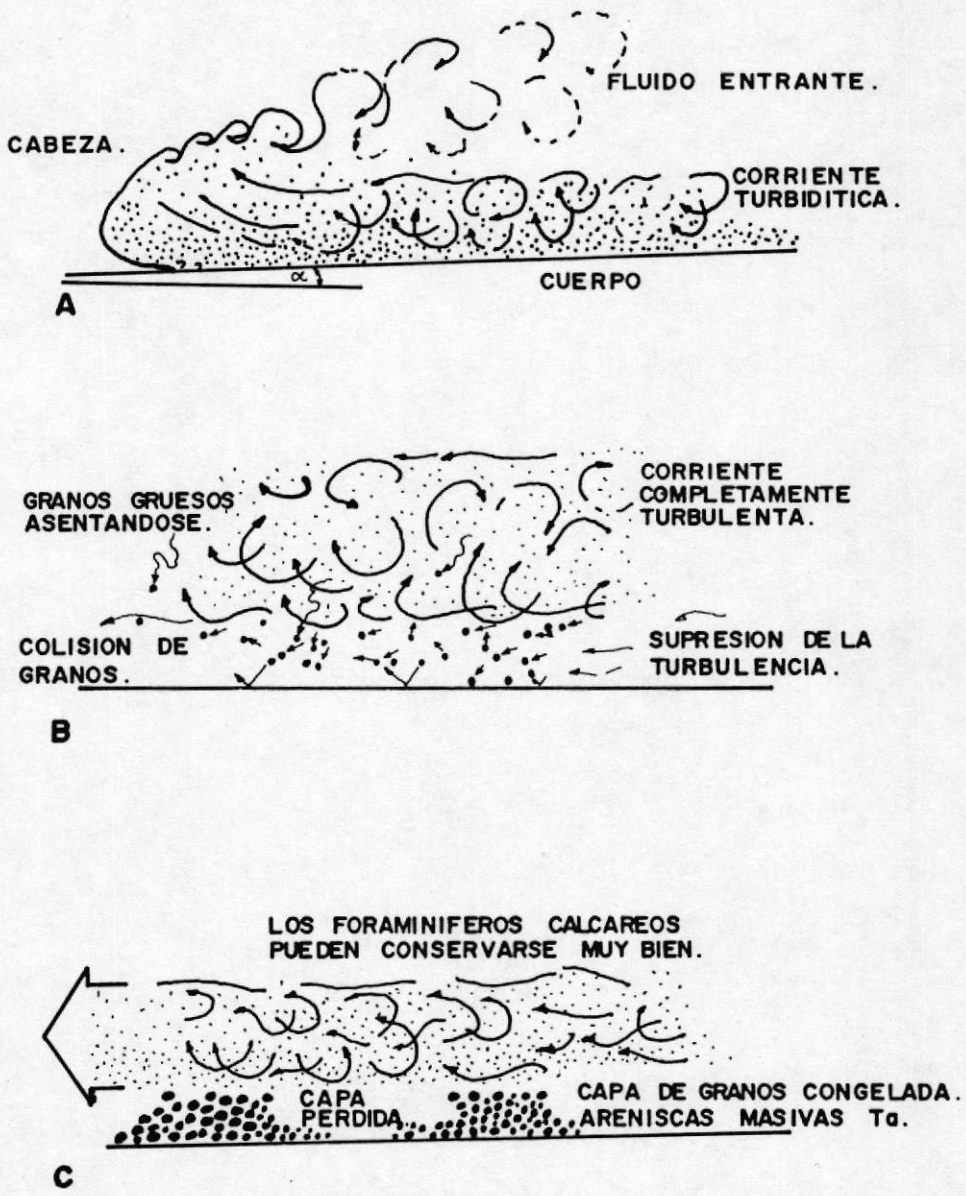


FIG. 4. DEPOSITACION DE UN FLUJO DE ALTA CONCENTRACION, (DE WALKER, 1989).

A.- CORRIENTE TURBIDITICA CON LA CARGA DE SEDIMENTO.

B.- DISMINUCION DE LA VELOCIDAD Y ASENTAMIENTO DE LOS GRANOS QUE SE COLISIONAN.

C.- CONGELAMIENTO DE CAPA.

La laminación cruzada por migración de "ripples" (división C de Bouma) se forma a medida que la velocidad promedio del flujo disminuye hasta unos 50 o 60 cm/seg. Los ripples también pueden formarse a partir de granos ya existentes en la capa subyacente (quizá de la laminación paralela ya establecida), o de nuevos granos depositados por suspensión.

Cuando las velocidades se aproximan a los 20 o 30 cm/seg, no existe ya tracción de los granos y el material fino restante en suspensión en el flujo es depositado directamente. Así, pueden formarse laminaciones limosas o capas pelíticas masivas (divisiones D y E de Bouma respectivamente).

La fig. 5 muestra las divisiones de Bouma citadas anteriormente.

2.3 FACIES TURBIDITICAS Y ASOCIACION DE FACIES

FACIES TURBIDITICAS

A continuación, se describirá el esquema de facies de Emiliano Mutti y Ricci Lucchi, 1972, este provee bases firmes para describir sedimentos marinos pro-

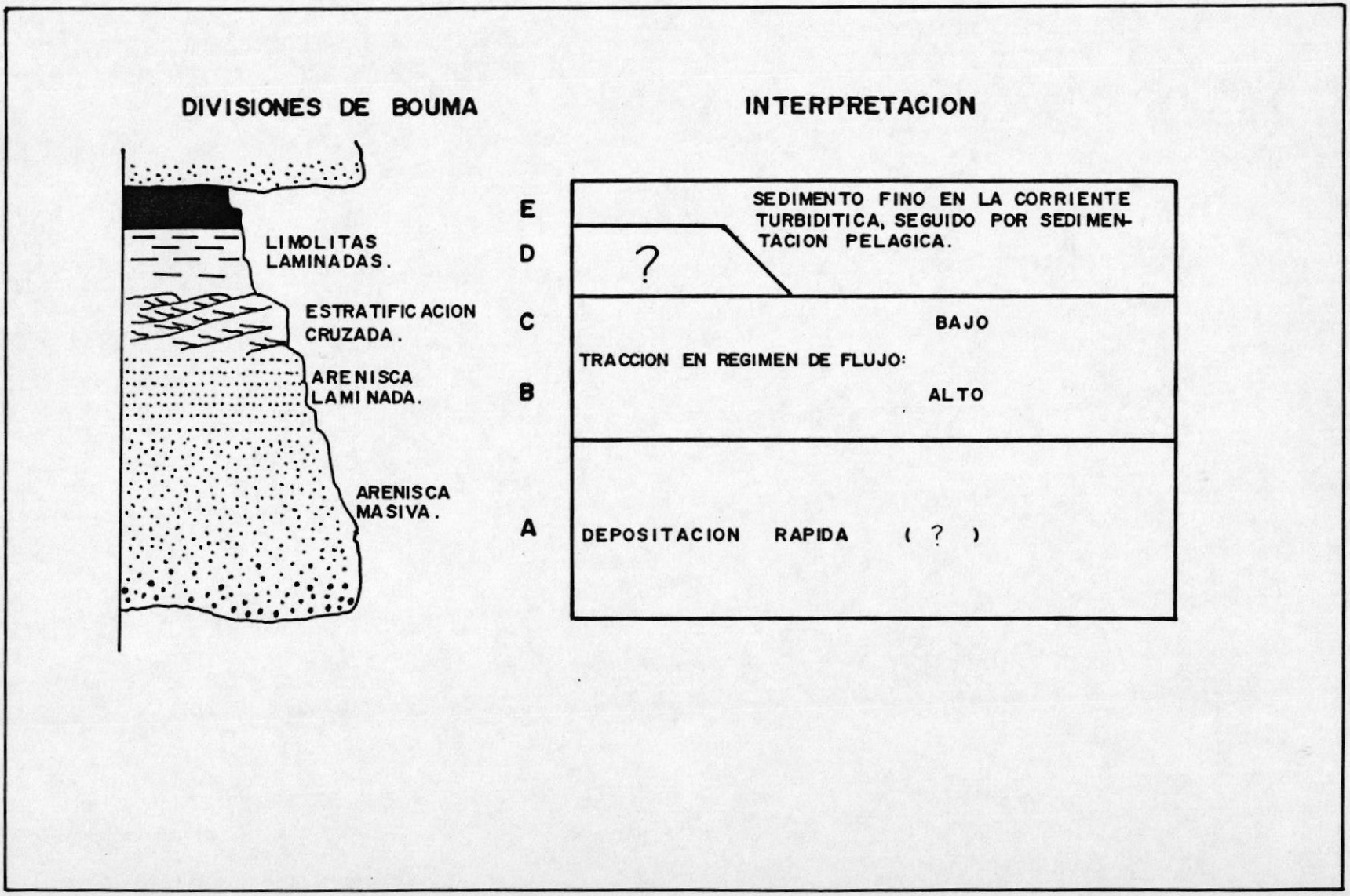


FIG. 5. LA SECUENCIA DE BOUMA (DE WALKER, 1978).

fundos, tanto en afloramientos como en núcleos de perforación. Las facies son escencialmente descriptivas y dependen principalmente de simples observaciones de tamaño de grano, potencias de las capas, geometría y las estructuras sedimentarias internas.

Se toma además en cuenta la ampliación de las facies sugerida por Mutti en 1979. En general estas facies se dividen en siete (A a la G) e incorporan en ellas aspectos de la secuencia de Bouma.

Facies A (Conglomerática-Arenosa)

Incluyen conglomerados y areniscas conglomeráticas a gruesas. Las capas varían en espesor de 1 a 10 metros, están comunmente amalgamadas y tienen tipos variables de contactos entre capas. Entre las características comunes se encuentran: superficies erosivas, canales e interdigitaciones con capas de grano fino. La relación conglomerado-arenisca/lutita en general es muy alto. La organización interna puede ser gradada, no gradada e inversamente gradada. Walker (1978) propone acertadamente el siguiente arreglo interno: gradación normal con estratificación al tope, gradación normal, gradación inversa a normal y capas desorganizadas.

Estas facies A pueden dividirse en dos subfacies: A1, conglomerado grueso con matriz arenosa y A2, conglomerado con matriz lodosa (lodolitas guijarrosas).

Facies B (Arenosa)

Consisten en areniscas gruesas a finas. En contraste con las facies A están mejor clasificadas, tienen laminación y estratificación menos potente, lateralmente son más continuas, menos canalizadas y tienen intervalos de lutita de mayor espesor.

Su característica diagnóstica es la presencia de laminaciones subparalelas potentes, las que están ampliamente onduladas y tienen longitudes de onda en el rango de algunos metros a decenas de metros.

Las estructuras en plato y otras evidencias de expulsión de fluidos postdeposicionales son comunes en algunos tipos de facies B, así como la estratificación cruzada a mediana y gran escala, con conjuntos superpuestos de estratificación cruzada incluyendo abundantes marcas de migración de ripples. Las facies B, pueden dividirse en dos subfacies: B1, caracterizada por estructuras de escape de fluidos y B2, caracterizada por estratificación.

Facies C (Arenácea-Pelítica)

Son areniscas (turbiditas clásicas) que s
con la división A (Ta) de Bouma en su base.
capas están gradadas y pueden constituirse de
quier combinación de las divisiones de Bouma,
tanto que la división Ta esté presente en la base de la capa. El espesor de las capas es generalmente de 1.50 a 5 metros y son lateralmente más continuas y regulares que las facies A y B. Localmente se encuentra menor canalización y amalgación, así como algunos cambios laterales en el espesor de las capas a escala de afloramiento. Estas facies pueden dividirse en dos subfacies de acuerdo a las divisiones de Bouma que las componen: C1, con las divisiones AE o ACE (C es muy delgada y rara); C2, con las divisiones ABC (D) E, con A delgada y BC más gruesa que las facies C1.

Facies D (Pelítica-Arenosa I)

Están compuestas de areniscas finas a medias, son turbiditas clásicas que empiezan con la división B (Tb), C (Tc), D (Td), E (Te) de Bouma. Las capas son planas-paralelas y muy continuas lateralmente, con pequeños cambios laterales en potencia y tamaño de grano. Las capas varían de 3 a 40 cm. de espesor y tienen una relación de arenisca/lutita de 1:2 a 1:9.

Las canalizaciones están generalmente a[illegible]
tas facies pueden dividirse en tres subf[illegible] Es-
areniscas más potentes que las lutitas es[illegible]l,
das; D2, areniscas de igual potencia que las
D3, lutitas más potentes que las areniscas i[illegible]
tratificadas.

Facies E (Pelítica-Arenosa II)

Similares a las facies D, pero caracterizadas por un tamaño de grano inusualmente grueso con capas geométricamente apretadas y "abultadas", pueden tener también estratificación cruzada. En comparación con las facies D, las capas de facies E son:

1) Menos potentes, generalmente menor a 30 cm. y comunmente menor a 15 cm. de espesor.

2) Tienen una relación de arenisca/lutita mayor, típicamente 1:1 o más grande.

3) Son de grano grueso y de menor clasificación.

4) Son lateralmente menos continuas y tienen capas que son planas-paralelas, incluyendo estratificación lenticular, apretada y ondulada.

5) Tienen gradación inversa basal e intervalos sin estructuras.

6) Tienen clastos intraformacionales y

7) El tope y la base son netos y reflejan gradación pobre.

Facies F

Incluyen todas las capas que han sido sinsedimentariamente o postdeposicionalmente deformadas, tales como: desplomes, deslizamientos, volcamientos, caídas, fallamientos, estiramientos, etc. Mutti y Lucchi usaron el término "caótico" para estas capas. Muchas capas pueden estar parcialmente deformadas y agruparse en estas facies; tales como: niveles de "slumps", deslizamientos submarinos, flujos de lodo, flujos de arena, paraconglomerados, olistostromos, brechas de "slumps", capas disturbadas, etc.

Facies G

Consisten en sedimentos de grano fino que incluyen los depósitos pelágicos y hemipelágicos. Estos son los lodos que forman los sedimentos terminales dentro de la cuenca turbidítica y se acumulan con tasas bajas en el piso océanico entre intervalos de flujos de gravedad y deslizamientos submarinos. Los depósitos de facies G son generalmente pelíticos y compuestos dominantemente por minerales de arcilla, pero pueden

incluir en proporciones variables limo, arena fina, micas, restos de plantas, carbonatos, fosfatos y restos de conchas. En muchas cuencas puede ser necesario distinguir las Facies G de las lodolitas depositadas por corrientes de turbidez, principalmente en el muestreo de foraminíferos, ya que especies de agua somera pueden ser abundantes en el lodo turbidítico y especies de agua profunda pueden ser abundantes en el lodo hemipelágico.

R. Walker (Notas inéditas, 1989) hace las siguientes observaciones:

a) "La división de las facies C y D (turbiditas clásicas que empiezan con la división A de Bouma y turbiditas clásicas que empiezan con la división B o C de Bouma, respectivamente), separa lo que creo es un espectro continuo de turbiditas clásicas."

   Bouma (1962) también reconoció un espectro continuo, cuando sugirió que la secuencia vertical ABCD podría repetirse lateralmente, con capas que empiecen con la división A cerca de la fuente y capas que empiecen con la división B o C más lejos de esta, etc.

b) "La subdivisión de la facies D, basada en la

relación arenisca/lutita, era útil en 1972, pero ahora es posible una mejor subdivisión basada en el nuevo entendimiento de las estructuras y su asociación".

Turbiditas CCC (Walker, 1985)

En estas turbiditas el significado de las tres C es el siguiente: Clastos intraformacionales ("ripped-up mud Clasts). Migración de ripples (Climbing ripples). Laminación Convoluta (Convolute lamination).

Según Walker estas características estarían asociadas a la depositación en márgenes de canal y/o malecones, las mismas que las diferenciarían de aquellas turbiditas finas depositadas en la planicie de cuenca.

En primer lugar, en la planicie de cuenca, los clastos serían dificilmente desgarrados y levantados ya que los flujos son suaves y deposicionales. En cambio, en los malecones o márgenes de canal, la erosión de los clastos blandos es más factible, pues es una zona de mayor energía que la planicie de cuenca.

En segundo lugar, la migración de ripples requiere depositación activa a partir de la suspensión mien-

tras los ripples se están formando. Sobre la planicie de cuenca, la corriente turbidítica ya habrá depositado mucho del sedimento en suspensión y la migración de ripples tendrá menos probabilidades de suceder que en los márgenes de canal; ya que en estos últimos el sedimento que se derrama o rebosa de los flujos en el canal principal, estará en suspensión y se depositará sobre los ripples que están migrando.

Por último, la laminación convoluta requiere de una depositación rápida y el entrampamiento del fluido poral. El esfuerzo de corte del flujo podrá entonces fácilmente deformar las estructuras sedimentarias del depósito saturado de fluido.

Tasas altas de depositación a partir de la suspensión son más probables sobre los márgenes de canal y/o malecones que en la planicie de cuenca. Podría resumirse entonces que las capas finas de márgenes de canal y malecones tenderán a estar caracterizadas por la asociación de clastos intraformacionales, migración de ripples y laminación convoluta; ya que estas características serán muy raras en las turbiditas de planicie de cuenca. En la fig. 6 se hace la comparación de las turbiditas mencionadas anteriormente.

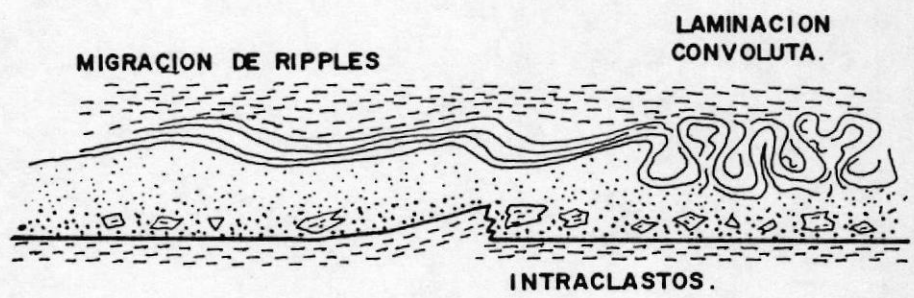




FIG. 6. COMPARACION DE LAS TURBIDITAS FINAS LAMINADAS CON LAS TURBIDITAS C C C . (DE WALKER, 1985).

Esquema de Facies de Walker (1978)

Este esquema es esencialmente una simplificación de Mutti y Ricci Lucchi. Es descriptivo, excepto por el uso del término "turbiditas clásicas", definidas como alternancias monótonas de arenisca y lutita, sin evidencia morfológica apreciable de la topografía del piso océanico. El grupo total de las facies fue designado como "Familia Resedimentada", implicando remoción del sedimento inicialmente depositado en aguas someras, seguido de una resedimentación en aguas profundas.

A continuación se describe el grupo de facies:

1) Turbiditas clásicas y CCC: estas facies se caracterizan por:

   a) Capas paralelas,

   b) estratificaciones monótonas de areniscas y lutitas,

   c) un conjunto de estructuras sedimentarias internas que pueden ser descritas por la secuencia de Bouma:

      i) Marcas erosionales sobre la base.

      ii) Estructuras internas descritas por la se-

cuencia de Bouma, con estratificación gradada comunmente presente en la división Ta.

iii) Intercalación de lodolitas, algunas de las cuales son introducidas por corrientes de turbidez y algunas son hemipelágicas.

iiii) Marcas de corriente a escala de pocos centímetros y una continuidad de capa a escala de cientos y aún miles de metros.

El espesor de estas facies es comunmente de unos 10 cm. pudiendo llegar en capas gruesas hasta 1 o 2 metros.

2) Areniscas Masivas (Ms): caracterizadas por sucesiones AAA o AEAE del esquema de Bouma. Son comunes las marcas de corriente y las canalizaciones, las lodolitas interestratificadas pueden no presentarse o ser raras. Estas facies difieren de las turbiditas clásicas en lo siguiente:

a) Las capas son más potentes con poca o ninguna intercalación de lodolitas.

b) La amalgamación entre capas sucesivas es común.

c) Las canalizaciones y marcas de corrientes son comunes a una escala decimétrica o de pocos metros.

d) No son comunes las capas gradadas.

e) La secuencia de Bouma no es aplicable y la mayoría de estructuras internas están asociadas con escape de fluidos (tubos verticales y estructuras en platos, principalmente).

3) Areniscas guijarrosas (Ps): caracterizadas por tener gradación y una fábrica clástica preferencial (imbricación). Son comunes las canalizaciones y las lodolitas intercaladas son raras. Sus rasgos principales son:

a) Guijarros con diámetros de 1 o 2 cm. concentrados en la base.

b) Las canalizaciones y marcas de corriente, son comunes.

c) La gradación de capa es común, pero la secuencia de Bouma no es aplicable

d) Se presentan conjuntos de estratificación cruzada con rangos de 10 a 40 cm., en porcentajes bajos.

e) Puede desarrollarse una fábrica clástica preferencial, con el eje mayor de los clastos imbricados paralelo al flujo.

4) Conglomerados (Cgl): aquí se incluyen solamente los tipos de conglomerados que muestran un mecanismo de soporte grano a grano y están caracterizados por la presencia o ausencia de gradación, gradación inversa y estratificación. Estos a la vez, pueden ser divididos en cuatro tipos (Walker, 1975):

a) Conglomerados desorganizados, los cuales no tienen una fábrica preferente y no están gradados ni estratificados.

b) Conglomerados con gradación inversa-normal: presentan una base neta, gradación inversa en la zona basal centimétrica o decimétrica y gradación normal en el resto. La estratificación está ausente y la imbricación ocurre comunmente.

c) Conglomerados con gradación normal: en estos la gradación normal es dominante, la imbricación común y la estratificación está ausente.

d) Conglomerados estratificados y gradados: tienen bases netas seguidas por una gradación nor-

mal y luego una estratificación que puede ser paralela o cruzada. Es común la imbricación y el tamaño de los clastos es menor que los conglomerados descritos anteriormente.

Lowe (1982) señala que en las turbiditas arenosas de alta densidad, son observables claramente los estados de tracción y suspensión inherentes a su depositación, de tal manera que vale la pena anotar que la depositación de areniscas gruesas de alta densidad a partir de corrientes turbidíticas puede ser trazada a través de tres estados principales:

i) Una etapa de sedimentación por tracción donde el sedimento depositado en estas condiciones muestra las correspondientes estructuras de tracción como laminación paralela y estratificación oblicua o cruzada.

ii) Una etapa de alfombras de tracción, y

iii) Una etapa de sedimentación por suspensión.

La etapa de alfombras de tracción va relacionada con la disminución de velocidad del flujo y su inestabilidad, de tal manera que la concentración de granos es mayor hacia las partes inferiores de la carga de sedimento suspendida, formándose una capa basal man-

tenida por presión dispersiva y alimentada por la lluvia de granos que caen de la parte superior. Sucede entonces que el esfuerzo de cizalla que ejerce el flujo principal disminuye y la alfombra de tracción se colapsa y "congela". Estas alfombras de tracción se forman como una sucesión de pequeñas capas con gradación inversa, comunes en las divisiones Ta de turbiditas normales proximales. En conjunto las alfombras de tracción alcanzan potencias que van de 1 a 10 metros, mientras que las unidades individuales son de 5 a 15 centímetros de espesor.

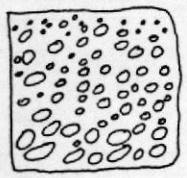
En la fig. 7 se hace un análisis gráfico comparativo de las facies de Ricci Lucchi y Mutti, (1979), las facies de R. Walker, las secuencias deposicionales de D. Lowe (1982) y el mecanismo de depositación y nombre del depósito de Middleton (1973).

En la fig. 8, se presenta un esquema del origen de las alfombras de tracción:

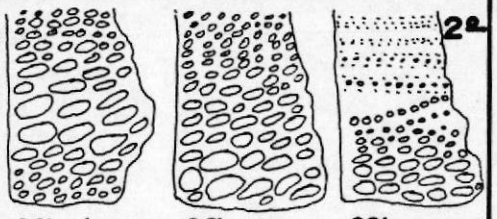
A) Parte basal del flujo de alta densidad, mostrando el desarrollo de una zona de gradación inversa debido a la presión dispersiva intergranular. Obsérvese el perfil generalizado de la velocidad a la derecha.

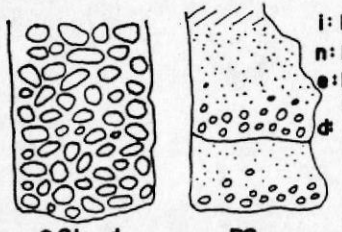
B) La caída de los clastos en suspensión aumenta la

FACIES DE MUTTI Y RICCI LUCCHI	FAMILIA RESEDIMENTADA ROGER G. WALKER.	SECUENCIAS DEPOSICIONALES DONALD R. LOWE.	MECANISMO DE DEPOSITACION GERARD V. MIDDLETON.
1ª	2ª	3ª	4ª

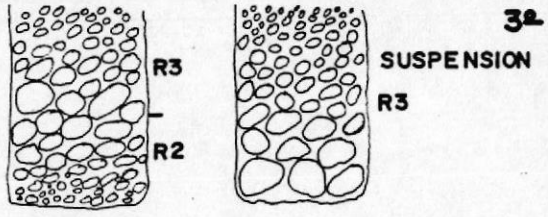


FACIES A

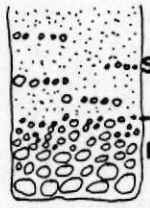




CONGLOMERADOS (CGL)
ARENISCAS GUIJARROSAS (PS).



ALFOMBRA DE TRACCION (R2)



TRACCION
SUSPENSION

TURBIDITAS GRUESAS DE ALTA DENSIDAD.

FLUJO INTERGRANULAR ASCENDENTE.

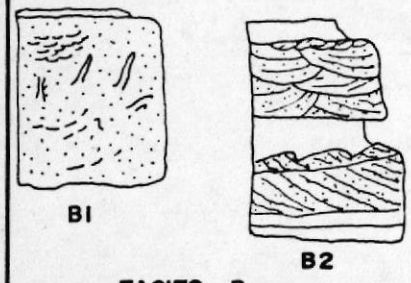
INTERACCION DE GRANOS



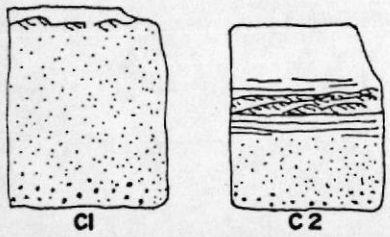
CONGLOMERADOS RESEDIMENTADOS.



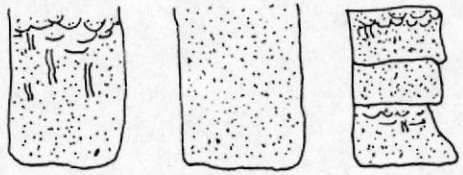
FLUJO DE GRANOS.

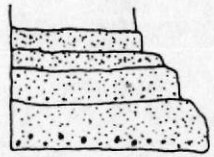


FACIES B

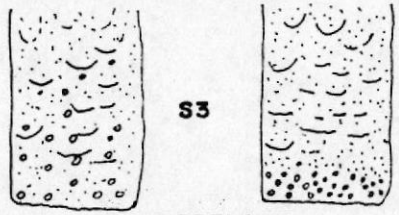


FACIES C

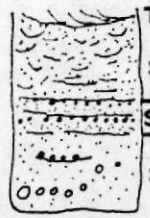




ARENISCAS MASIVAS (MS).



SUSPENSION



SUSPENSION.
ALFOMBRAS DE TRACCION
TRACCION.

TURBIDITAS ARENOSAS DE ALTA DENSIDAD.



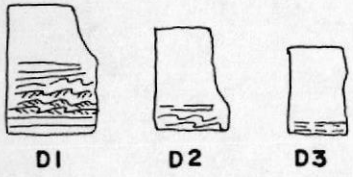
ALGUNAS FLUXOTURBIDITAS.



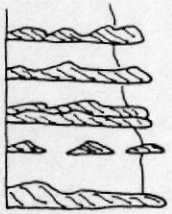
FLUJO FLUIDIZADO.

FIG. 7.- COMPARACION GRAFICA DE FACIES TURBIDITICAS. DE: 1º MUTTI, 1979 - 2º WALKER, 1978 - 3º LOWE, 1982 - 4º MIDDLETON, 1973.
PREPARADO POR JORGE ROMERO, 1989.

MUTTI Y RICCI LUCCHI



FACIES D

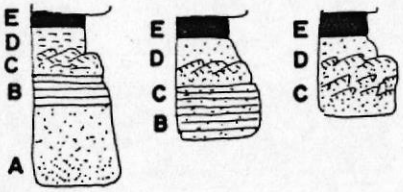


FACIES E



FACIES F

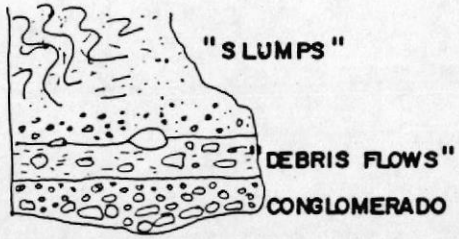
ROGER G. WALKER.



TURBIDITAS CLASICAS.



"DEBRIS FLOWS" "SLUMPS"

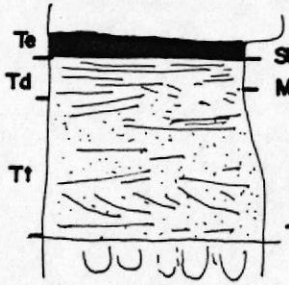


CAPAS CON SOPORTE DE MATRIZ.

DONALD LOWE



TURBIDITAS DE BAJA DENSIDAD.





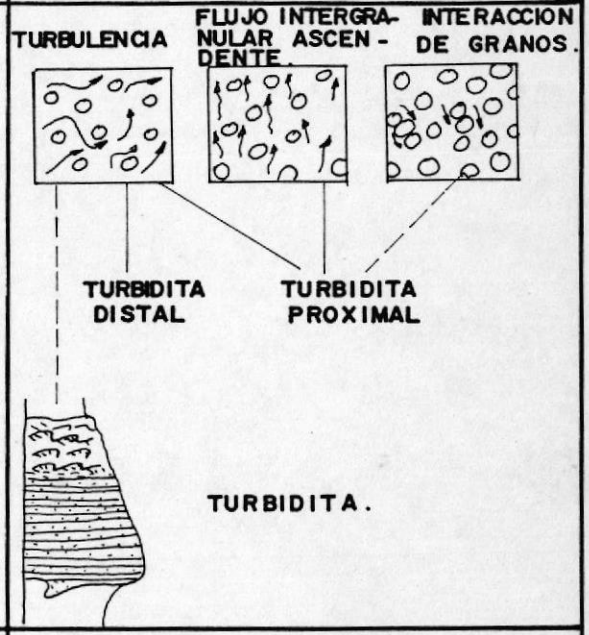
A) MASIVO CON SOPORTE DE MATRIZ.

B) MASIVO CON SOPORTE DE CLASTOS.

C) DEPOSITO ESTRATIGRAFICADO, "CONGELAMIENTO" DE LA PARTE SUPERIOR.

DEPOSITOS DE FLUJOS COHESIVOS.

GERARD V. MIDDLETON.



concentración de estos en la base de la capa, dando como resultado la formación de una alfombra de tracción en donde los granos están totalmente sostenidos por la presión dispersiva.

C) Asentamiento continuo a partir de la suspensión de la carga de alfombras de tracción causando que se congele la parte superior de la capa formada.

D) Congelamiento final de la primera alfombra de tracción, dando como resultado la formación de una nueva capa de flujo con gradación inversa basal donde el proceso se repite nuevamente.

En la fig. 9 se muestra un depósito ideal a partir de corrientes de turbidez con flujos arenosos de alta densidad, mostrando las alfombras de tracción (S2) e incluyendo el estado tardio de baja densidad (Tt).

ASOCIACION DE FACIES

Según Mutti y Ricci Lucchi (1972), existen tres grupos principales de asociación de facies turbidíticas que son el talud, abanico submarino profundo y planicie de cuenca. Estas pueden dividirse de manera general de más proximal a más distal en: talud superior, talud inferior, cañón submarino, canal de abanico interior, canal de abanico medio, malecón,

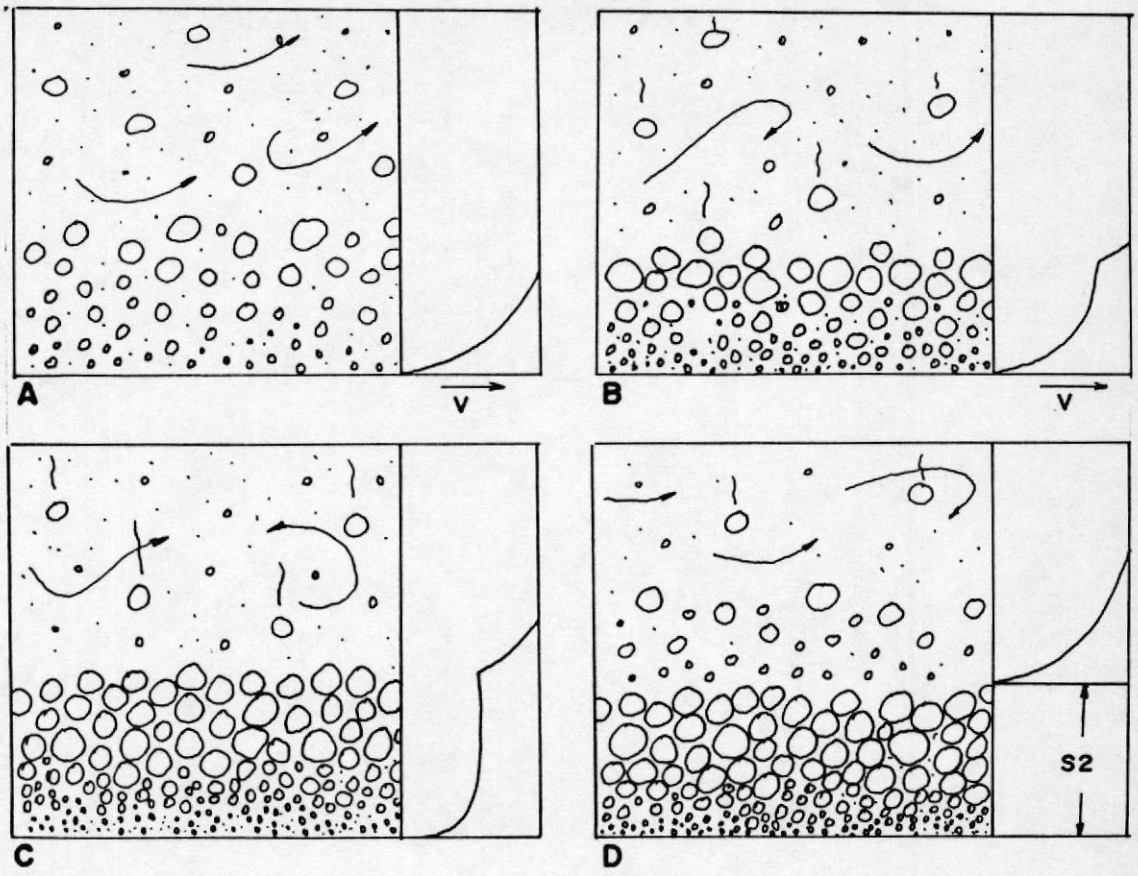


FIG. 8. ORIGEN DE LAS ALFOMBRAS DE TRACCION (DE LOWE, 1982)

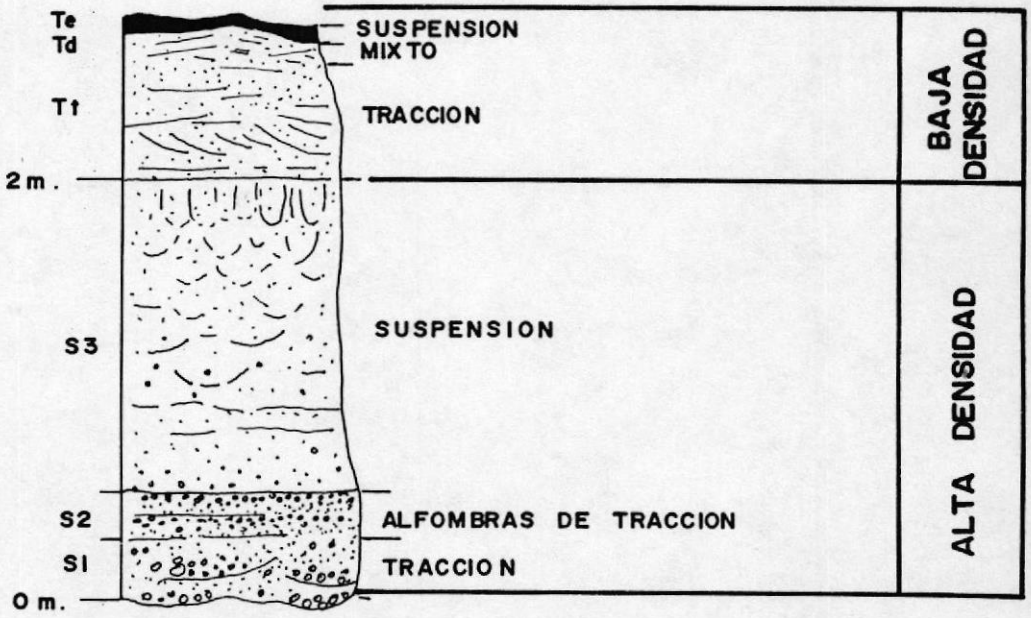


FIG: 9. DEPOSITO IDEAL DE CORRIENTE TURBIDITICA ARENOSA DE ALTA DENSIDAD, SE MUESTRA TAMBIEN EL ESTADO TARDIO DE BAJA DENSIDAD. (DE LOWE, 1982).

zona de intercanal, lóbulo de abanico exterior, flecos de abanico, depósitos enraizados en grietas y planicie de cuenca.

Asociación de facies de talud superior

Se ubican principalmente en áreas de depositación de sedimentos finos (lodos y limos). Estos depósitos de granos finos son comunmente retransportados pendiente abajo por diversos procesos de deslizamiento submarinos, por lo que el talud superior en muchas cuencas puede estar dominado por cicatrices de "slumps", con muy poca sedimentación neta. Los cañones submarinos pueden cortar parcialmente el talud superior, pero también pueden ser parcialmente destruidos por deslizamientos.

Asociación de facies de talud inferior

Facies de grano fino (facies G) depositadas a partir de las tormentas y torrentes de grano fino. También contiene abundancia de facies F, producidas por el deslizamiento submarino desde el talud superior, que se acumula en el inferior como series imbricadas a lo largo de la base de la pendiente.

Asociación de facies de cañón submarino

Los cañones submarinos sirven como conductos para transferir los sedimentos marinos someros a cuencas profundas. Sin embargo, se ha demostrado luego de análisis subsecuentes que la mayoría de ejemplos antiguos tomados como depósitos de cañones submarinos son en realidad depósitos de canal de abanico interno.

Estos depósitos pueden consistir mayoritariamente de facies gruesas A y B, especialmente si el cañón contiene nuevos rellenos. En otros casos, el relleno del cañón es de sedimento de grano fino, quizá análogo a los "enclaves de arcilla" de los canales fluviales y deltaicos abandonados.

Asociación de facies de canal de abanico interno

Los canales de abanico interno son típicamente grandes y profundos. Sirven como embudo para transportar el sedimento a las áreas del abanico medio e inferior. Mucho del material grueso (gravas y arenas gruesas) transportado por flujos de sedimento por gravedad es depositado en el canal de abanico interno. Las facies A, B y F son características de estos depósitos.

En muchos sistemas turbidíticos antiguos, puede ser

difícil distinguir los canales de abanico interior de los canales de abanico medio.

Asociación de facies de abanico medio

Típicamente forman ciclos que hacia el tope son grano-estrato decrecientes y en sección transversal tienen superficies basales cóncavas y topes planos. Las capas de grano grueso y de mayor espesor, así como las areniscas conglomeráticas (facies A o B) forman la parte basal de los ciclos, y las capas más delgadas con las areniscas de granos finos, la parte superior de los ciclos. Las facies asociadas incluyen depósitos de intercanal, márgenes de canal (malecones) y depósitos enraizados en grietas ("crevasse-splay"). El abanico medio contiene preferentemente facies C y D con menor cantidad de facies A y B, las facies G pueden estar intercaladas.

Asociación de facies de malecón ("Levee")

Los malecones son depositados en los flancos de los canales por sobresedimentación, es decir que los sedimentos se derraman sobre las márgenes del canal debido a las corrientes de turbidez que se desbordan por encima de estos. Los malecones de turbiditas son típicamente de facies D y E, las capas individuales presentan comunmente muchos ripples variables en

granulometría y espesor, lateralmente discontinuos y comunmente con bases netas y topes con pequeña gradación.

Los depósitos de malecón generalmente tienen una relación alta de arenisca/lutita que decrece del margen del canal hacia el área de intercanal. Estos depósitos pueden progradar a canales activos o afinarse en donde el malecón se hace gradualmente inactivo. Los depósitos son comunmente gruesos y potentes hacia la parte inferior del abanico, debido a que grandes cantidades de material grueso pueden ser transportadas a través de las márgenes de canales poco profundas. Estas facies están comunmente deformadas sinsedimentariamente por "slumps".

Asociación de facies de intercanal

Generalmente consisten en sedimentos de grano fino (lodos) que se acumulan como resultado del asentamiento hemipelágico del material en suspensión y el asentamiento del material que es depositado como resultado de procesos de rebose. Corrientes turbidíticas grandes pueden hacer que el sedimento grueso se derrame sobre los malecones y deposite arenas en las regiones de intercanal, las cuales pueden parecerse a las capas finas de las turbiditas de planicie de

cuenca. El avance de los malecones dentro de las áreas de intercanal comunmente produce depositación de paquetes delgados de areniscas con ripples o limos que pueden ser potentes o delgados hacia el tope.

Depósitos enraizados en grietas ("Crevasse-splay")

Cuando se producen fisuras en los malecones (diques), gran cantidad de arena puede vertirse lateralmente a partir de los canales y formar acumulaciones irregulares que tienen características de depósitos canalizados y no canalizados. Estas acumulaciones pueden organizarse en ciclos grano-estrato decreciente o creciente. Algunas partes de estas acumulaciones pueden contener distintos rellenos de canal, con la geometría de los canales someros preservada. Otras partes de estos intervalos, pueden estar completamente no canalizados con capas individuales que son lateralmente continuas. Las facies B y C son las más típicas de estos depósitos aunque también pueden aparecer las facies E.

Asociación de barra de desembocadura de canal

Mutti y Ricci Lucchi (1975) y Mutti (1977) distinguieron en ciertos abanicos submarinos profundos una asociación de barra de desembocadura de canal. Estos depósitos consisten en su mayoría de estratificación

cruzada. Están situados donde las corrientes turbidíticas emergen de los canales y se esparcen lateralmente debido al empuje hidraúlico depositando la parte más gruesa de su carga. Estos depósitos son retrabajados por corrientes turbidíticas que pasan posteriormente y dejan una serie de delgadas capas de arenisca con estratificación cruzada. Pocos ejemplos de estas facies han sido documentados, sin embargo, las relaciones geométricas de la estratificación cruzada de las capas de arena con los canales y el inicio del abanico exterior, son un tanto inciertos. Un nuevo examen de estos depósitos sugieren que bien pueden ser depósitos de malecón sobrecargados en las cercanías inferiores de los canales entre el final de los canales y el principio de los lóbulos del abanico exterior (Mutti et al, 1981).

Asociación de facies de lóbulos de abanico externo

Estos lóbulos generalmente están formados por cuerpos no canalizados, caracterizados por megasecuencias progradantes; aunque pueden a veces encontrarse megasecuencias retrogradantes. Los lóbulos son depositados por la corrientes de turbidez que emergen de los canales en la parte inferior de los abanicos submarinos, la carga de sedimentos es típicamente arena y lodo que se deposita en capas continuas.

Los intraclastos depositados en los lóbulos del abanico externo están típicamente organizados con respecto a las divisiones de Bouma. En algunas secuencias, el intervalo de intraclastos ("rip-up clasts") puede comprender más del 80% del espesor total de la capa. Estos clastos pueden presentar imbricación, es decir que el eje mayor y el plano ab de los clastos se orienta con respecto a la estratificación. La distribución de los intraclastos en los lóbulos de abanico externo sugiere la siguiente génesis:

1) El arranque de los clastos del substrato de lodo suave.

2) Incorporación de los clastos dentro de la porción basal densa de la corriente turbidítica.

3) Movimiento en flotación de los clastos dentro de la porción basal densa de la corriente, acompañado por una disgregación progresiva y erosión de los clastos.

4) Acumulación de los clastos que no fueron completamente disgregados en el límite entre las divisiones Ta y Tc de Bouma. Este límite corresponde a la separación de las condiciones de flujo de alta densidad dentro de la misma corriente.

Asociación de facies de Flecos de abanico

Estas se forman a lo largo de los márgenes de los abanicos submarinos y típicamente consisten de capas finas de facies D. Estas facies son el equivalente corriente abajo de la asociación de facies de lóbulos de abanico externo y están en continuidad con estos. Son probablemente depositadas en áreas muy planas caracterizadas por pendientes muy bajas.

La organización vertical de los flecos de abanico en secuencias grano-estrato crecientes (progradantes), sugieren un control de su depositación por los mismos procesos que producen los ciclos gruesos en los lóbulos de arena.

Asociación de facies de Planicie de cuenca

Los depósitos de planicie de cuenca rodean a los depósitos de abanico submarino profundo en sus márgenes distales. Estos se acumulan en el piso de la cuenca y en general gradan lateralmente a depósitos de flecos de abanico y en otras partes a depósitos de base de talud.

Estos depósitos comunmente son finas capas turbidíticas de facies D alternando con facies pelágicas y hemipelágicas G, las facies turbidíticas D pueden ser

seguidas en afloramientos por largas distancias sin mayores cambios en su potencia y tamaño de grano (Scholle, 1971; Hesse, 1974).

Estas capas se caracterizan por estar organizadas verticalmente de acuerdo a las divisiones de Bouma y consisten de lodolitas, limolitas, areniscas muy finas y areniscas finas; la división pelítica Te generalmente es más potente que las arenáceas Tb, Tc y Td inferiores. Como resultado, las relaciones arenisca/lutita en los depósitos de planicie de cuenca son más bajos que las relaciones de relleno de canal, márgenes de canal, lóbulos y flecos de abanico.

Las turbiditas de la planicie de cuenca pueden estar organizadas a gran escala en ciclos verticales que pueden tener cientos de metros o aún miles de metros de espesor.

Estos ciclos pueden reflejar levantamientos tectónicos de la fuente de sedimento, cambios eustáticos, retroceso o avance de glaciares y otros efectos regionales de larga duración. Estos ciclos pueden ser grano-estrato crecientes, grano-estrato decrecientes o bien simétricos.

Toda esta asociación de facies generó varios modelos,

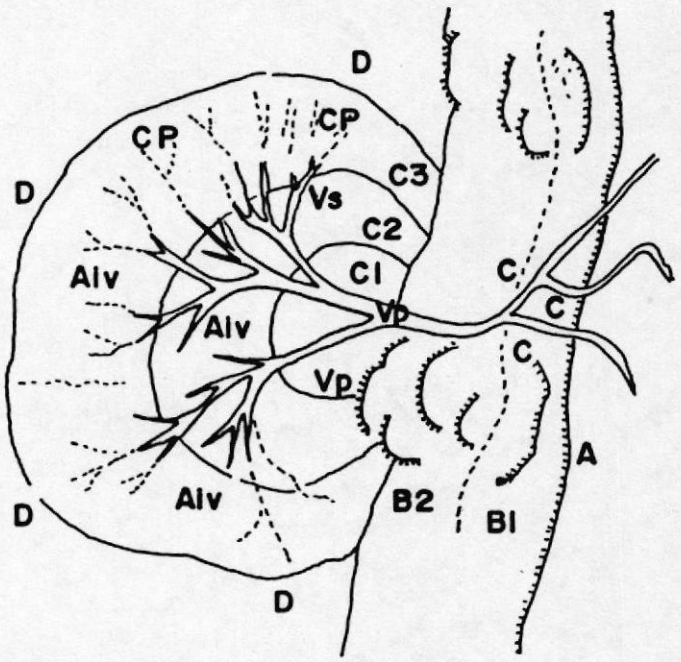
entre los de mayor influencia están el de Mutti y Ricci Lucchi, 1972 (fig.10) y además el de R. Walker, 1978 (fig. 11). Es de hacer notar que estos modelos son puramente sedimentológicos y no toman en cuenta la tectónica o las fluctuaciones del nivel del mar.

Además, es importante acotar que cada abanico submarino tiene su propia historia sedimentológica, que no existen dos cuencas sedimentarias idénticas en el mundo y que por lo tanto, sería difícil crear un modelo de abanico submarino que resuma todas las variantes inherentes a los procesos sedimentarios, tectónicos y de cambios del nivel del mar.

Sería recomendable entonces, estudiar objetivamente un abanico determinado (o parte de este) sin tener un modelo preconcebido y solo después asociarlo a un modelo general en el que se resuman las características particulares del abanico estudiado.

Finalmente, para concluir con los aspectos teóricos tratados anteriormente, se presenta a continuación un resumen de la evolución de las ideas relacionadas con turbiditas desde 1970 hasta la actualidad (notas recopiladas por Walker, 1989).

a) En 1970, se demostró que las corrientes turbidíti-



LEYENDA.—

A.— PLATAFORMA MARINA.
B1.—TALUD SUPERIOR.
B2.—TALUD INFERIOR.
C1.— ABANICO INTERNO.
C2.— ABANICO MEDIO.
C3.—ABANICO EXTERNO.
D.— PLANICIE DE CUENCA.
C.— CAÑON.
Vp.—CANALES PRINCIPALES.
Vs.—CANALES SECUNDARIOS.
Cp.—CANALES PERIFERICOS.
Alv.—AREAS INTERCANALES.

FIG. 10. MODELO DE ABANICO SUBMARINO (DE MUTTI Y RICCI LUCCHI, 1972).

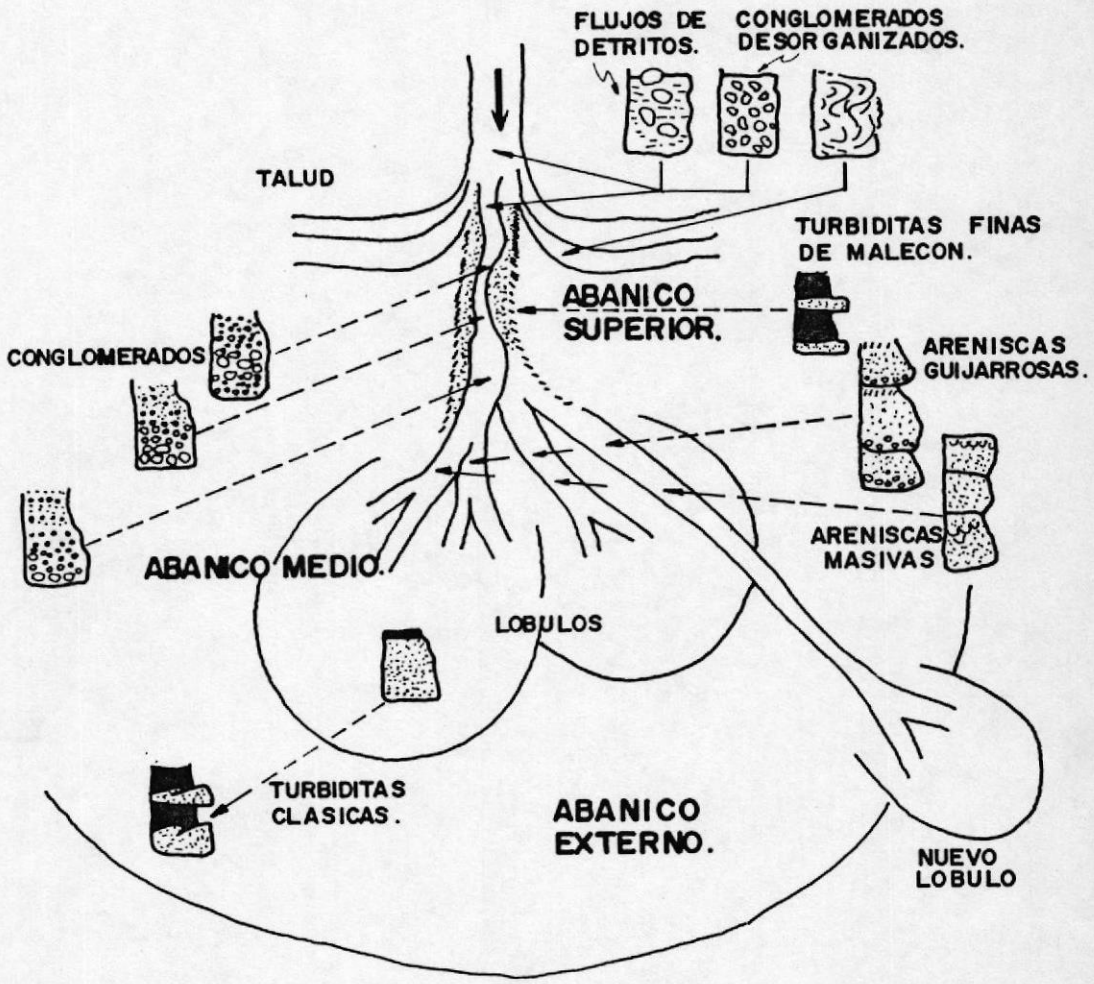


FIG. 11. MODELO DE ABANICO SUBMARINO (DE WALKER, 1978).

cas eran el resultado de grandes deslizamientos, que podrían o no ser activados por terremotos. También se decía que éstas pudieron haberse provocado por ríos torrentosos, en este caso la formación de abanicos submarinos no estaría relacionada con períodos de bajos niveles de mar.

b) En 1972, Mutti y colegas introdujeron la idea de ciclos grano-estrato crecientes (progradación) y grano-estrato decrecientes (retrogradación); los que fueron interpretadas como lóbulos progradantes y rellenos de canal respectivamente, implicando que los procesos eran autocíclicos.

c) También en 1972, se introdujeron los modelos de abanico en los cuales los canales de abanico interno se ramificaban en el abanico medio y estos a la vez alimentaban los lóbulos de abanico externo.

d) Entre 1972 y 1978, los modelos de abanico se hicieron más complejos, los lóbulos se separaron de los canales y se introdujo la distinción entre abanicos muy arenosos ("alta eficiencia") y poco arenosos ("baja eficiencia"). Algunas dudas surgieron en el concepto de los ciclos, ya que estos eran difíciles de reconocer y bien pudieron estar

"en el ojo del observador".

e) En 1985, Mutti sugirió una explicación alternativa para los ciclos; además de los mecanismos autocíclicos, él propuso mecanismos alocíclicos, específicamente pequeñas fluctuaciones del nivel del mar. También relacionó el tipo de abanico con el volumen de la corriente turbidítica, que bien podría relacionarse con niveles altos o bajos del mar.

f) También en 1985, Mutti introdujo tres tipos de sistemas deposicionales: I) Lóbulos separados, II) Lóbulos unidos a los canales, y III) Complejo de canal y malecón (dique). Estos pueden considerarse como puntos de referencia dentro de un conjunto de sistemas deposicionales. El complejo de canal y dique se realacionó con períodos de subidas del nivel del mar.

g) En 1987, Mutti parece cuestionar incluso los conceptos de ciclos, admitiendo que muchos de ellos son difíciles de definir. También, acotó que los lóbulos y canales podrían definirse por su geometría externa más que por sus secuencias de facies internas.

h) En 1988, el complejo de canal-dique del Cono Amazonas fue convincentemente relacionado con períodos de bajos niveles del mar.

De esta evolución de ideas se podría concluir que: i) Los abanicos submarinos son extremadamente difíciles de modelar, ya que pueden estar activos en períodos de regresiones o transgresiones. ii) Los componentes morfológicos de los abanicos, particularmente los lóbulos y canales, deben ser preferiblemente identificados por su geometría externa, ya que la progradación o retrogradación de las secuencias pueden existir o no y ser alocíclicas o autocíclicas (o ambas) en origen.

2.4 FORMACION CAYO

2.4.1 FACIES PRESENTES

De manera general, se podría decir que las facies presentes son de grano grueso y potentes (entre 4 y 20 m.) con intercalaciones de facies más finas que son de menor espesor y se arreglan de una manera variable según las divisiones de Bouma.

Facies A: compuestas por conglomerados grue-

sos a muy gruesos (foto II.1), medios y finos. Estos se presentan mayormente con gradación normal en la base, pasando gradualmente hasta arenisca media inclusive (foto II. 2).

Otro arreglo interno observable es una base que empieza con gradación inversa de unos pocos centímetros y luego se vuelve normal hacia el tope.

Las bases de estos conglomerados en su mayoría son netas, y sólo unas pocas claramente erosivas y canalizadas. Aunque no se observa una imbricación clara y preferente, si es posible tomar medidas de paleocorrientes con clastos imbricados de una manera estadística.

Dentro de estas facies también se observan areniscas guijarrosas que tienen un tamaño de clastos aproximadamente de 1 a 2 cm. (foto II. 3).

Es común encontrar en los conglomerados y areniscas guijarrosas clastos intraformacionales con tamaños desde unos pocos centímetros hasta 2.20 m. en su eje mayor, (foto II. 4). La potencia de estas facies va de 10 a 22 me-

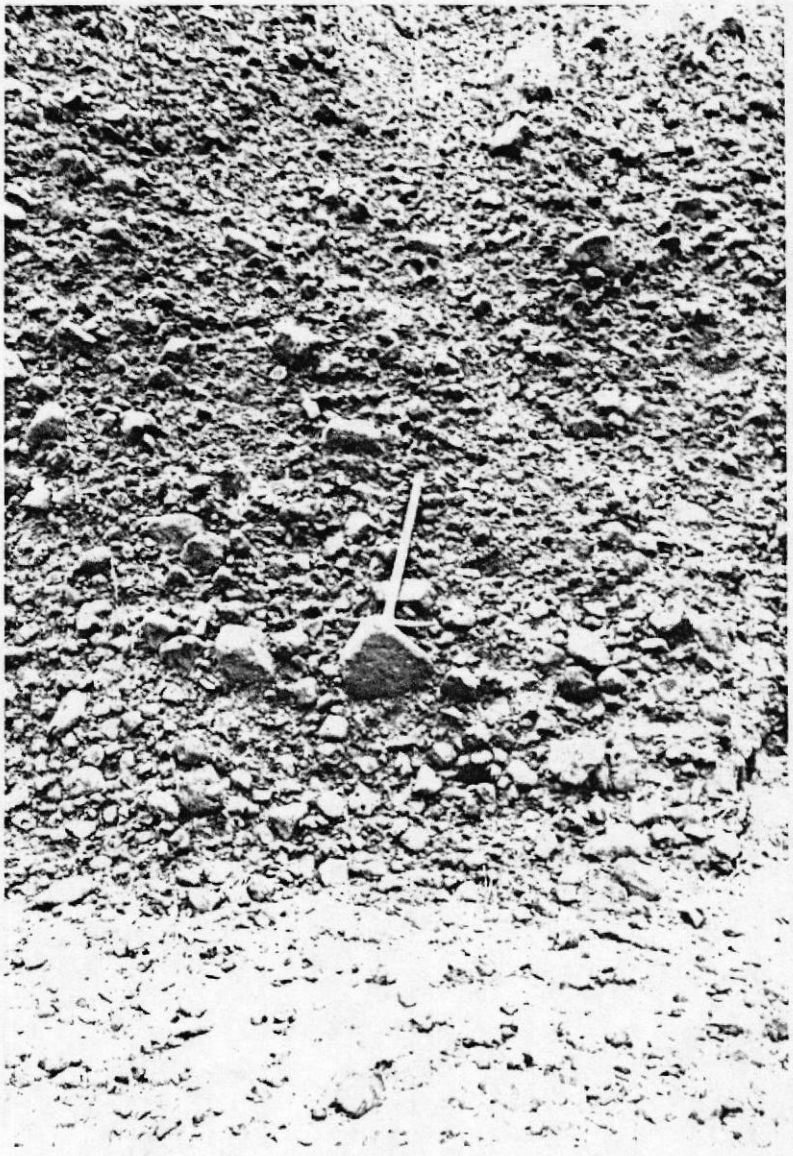


FOTO II. 1. CONGLOMERADOS GRUESOS PERTENECIENTES A LAS FACIES A. PUNTO A EN EL MAPA DE UBICACION Y EN LA COLUMNA ESTRATIGRAFICA.

BIBLIOTECA

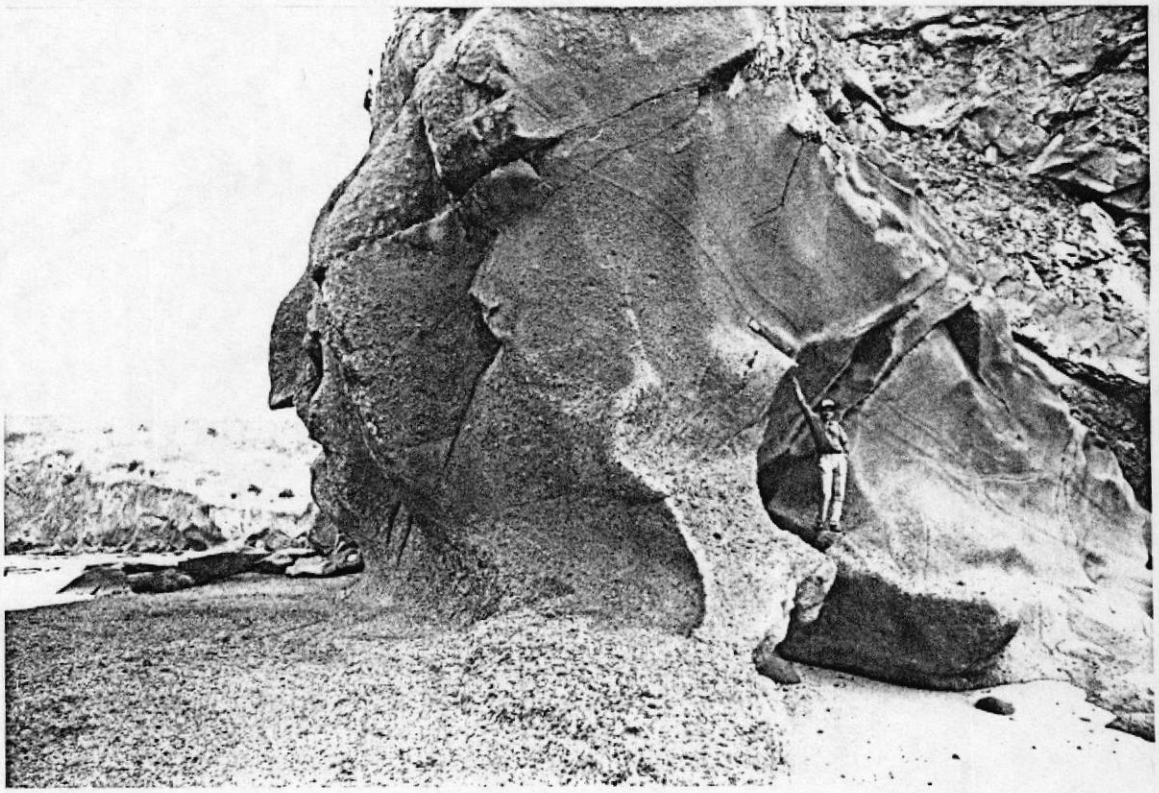


FOTO II. 2. GRADACION NORMAL EN CONGLOMERADOS DE FACIES A. PUNTO C COLUMNA Y MAPA DE UBICACION.

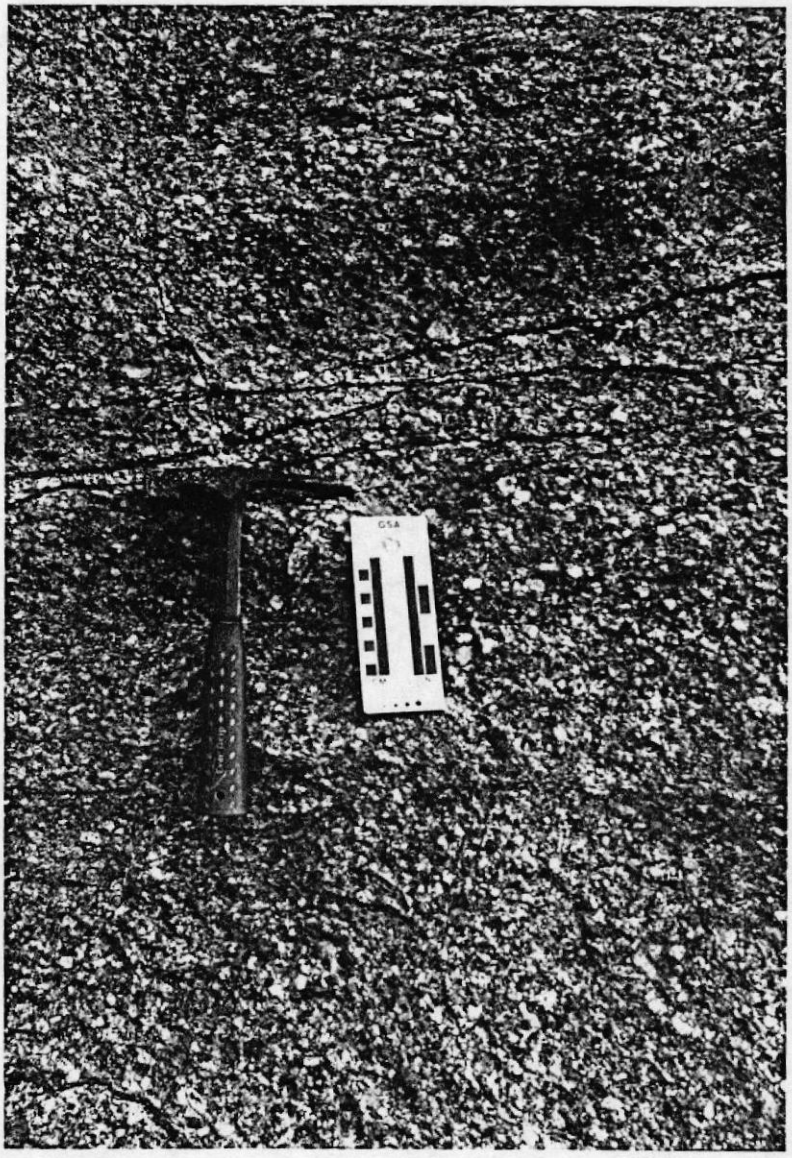


FOTO II. 3. ARENISCAS GUIJARROSAS PERTENECIENTES A LAS FACIES A. UBICADAS ENTRE LOS PUNTOS A Y B.

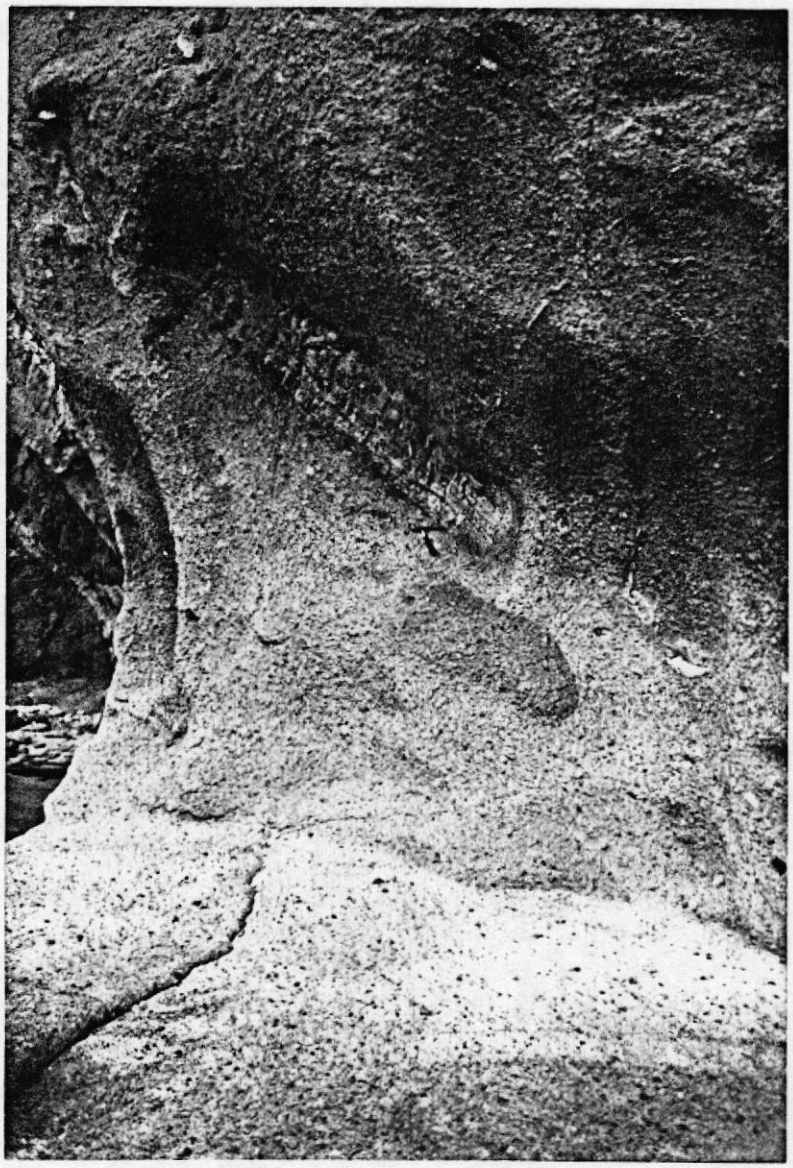


FOTO II. 4. CLASTOS INTRAFORMACIONALES EN CONGLOMERADOS MEDIOS DE LAS FACIES A. PUNTO F COLUMNA Y MAPA DE UBICACION.

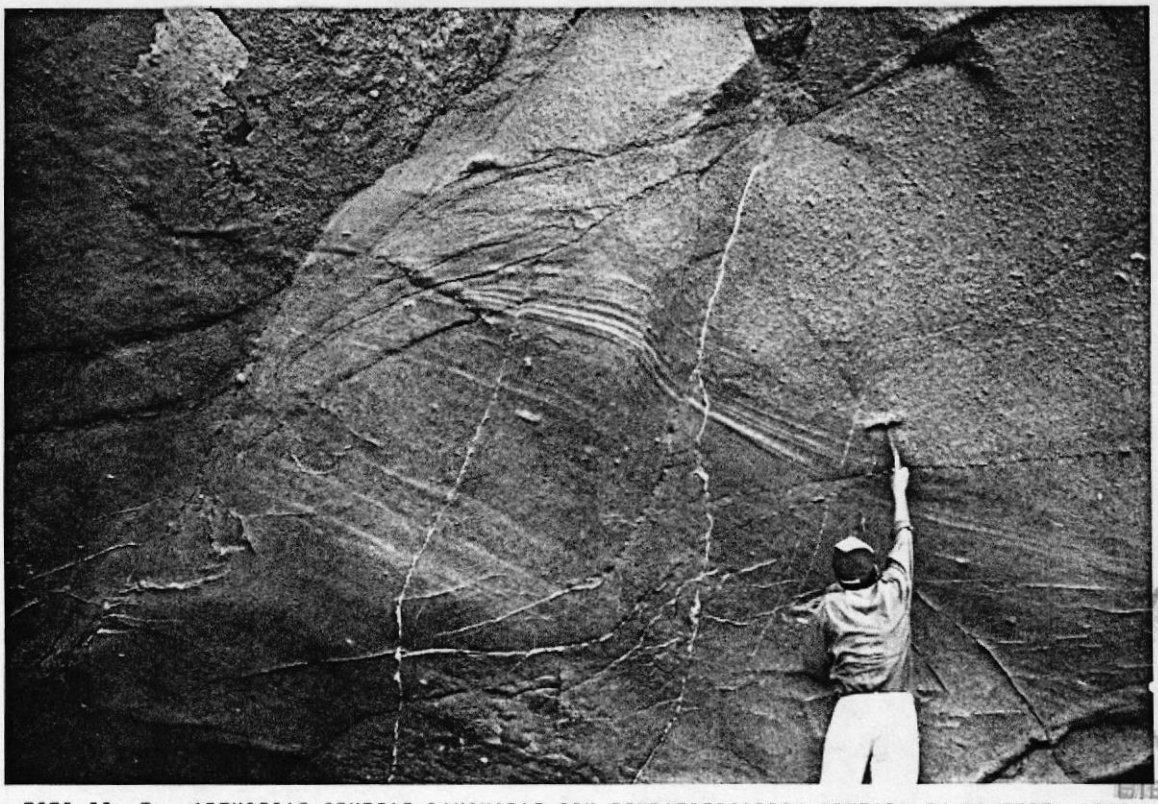
tros.

Facies B: Están caracterizadas por areniscas masivas gruesas, areniscas gradadas (gruesas a finas) y laminadas presentando algunas de estas estratificación cruzada en el tope (foto II. 5 y II. 6). La potencia de estas facies varía de 2 a 8 metros.

Facies C: Se caracterizan por secuencias con espesores que varían de 1 a 6 metros (foto II. 7) con un arreglo preferente Taeabe, siendo la división Te muy delgada en comparación con la Ta masiva de la base. Se observan también facies C que se inician con la división Ta gradada y siguen el mismo arreglo anterior. En la base de algunas de ellas se observan estructuras de corriente como turboglifos (foto II. 8) y calcos de punzamiento.

Referidas a estas facies también se pueden encontrar turbiditas CCC que caen dentro del esquema de las turbiditas clásicas compuestas principalmente por laminación covoluta, en areniscas medias a finas (foto II. 9).

Localmente aparecen intervalos de alfombras de



BIBLIOTECA

FOTO II. 5. ARENISCAS GRUESAS LAMINADAS CON ESTRATIFICACION CRUZADA EN EL TOPE, ARRIBA DE LA CUAL SE ENCUENTRA UNA ARENISCA MASIVA GUIJARROSA, PERTENECIENTES A LAS FACIES B, UBICADAS ENTRE LOS PUNTOS B1 Y B2.

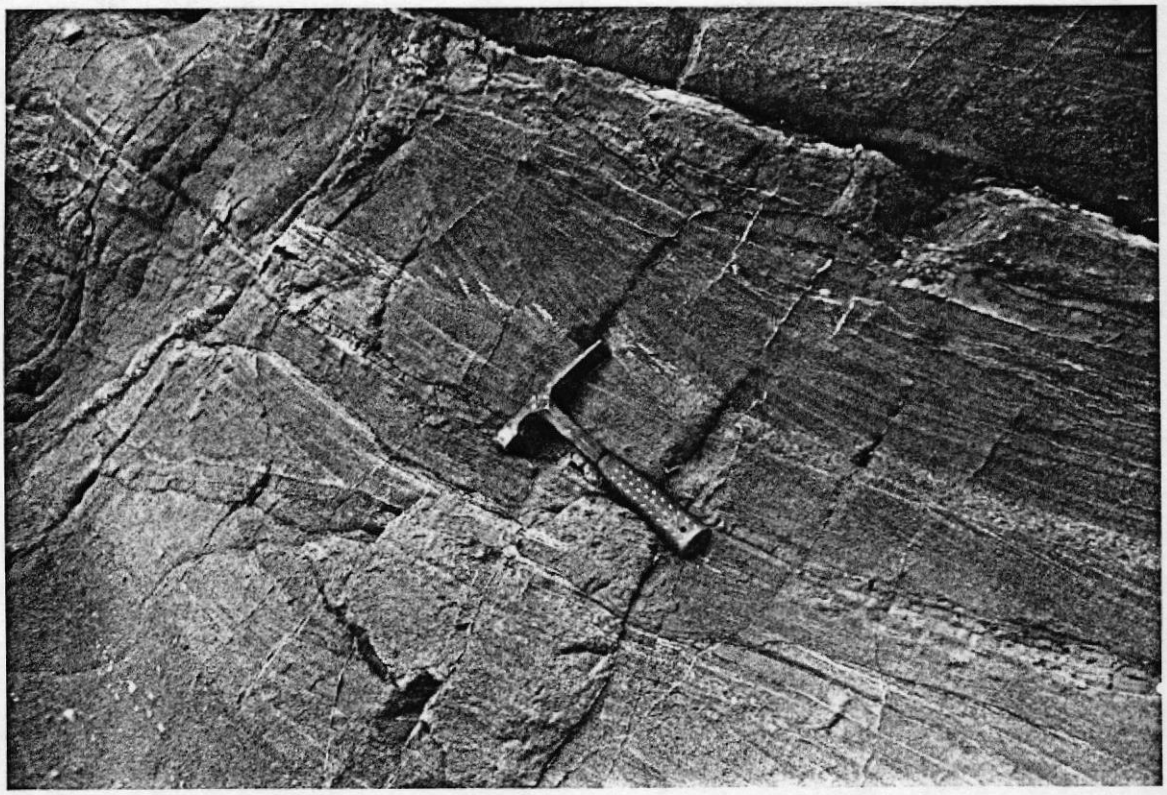


FOTO II. 6. ARENISCAS GRUESAS LAMINADAS CON ESTRATIFICACIO CRUZADA AL TOPE, CORRESPONDIENTES A LAS FACIES B, UBICADAS BAJO EL PUNTO B2.

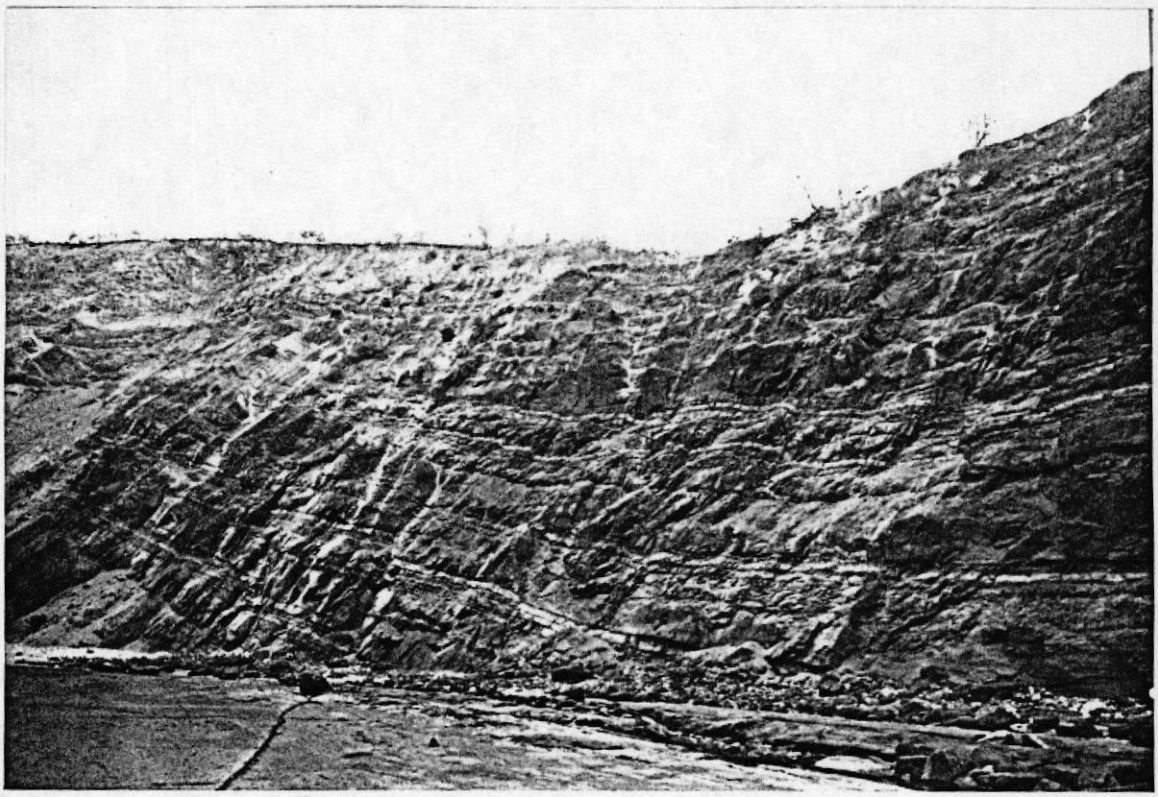


FOTO II. 7. VISTA PANORAMICA DE FACIES C, CON ARREGLO AEABE DE LAS DIVISIONES DE BOUMA, UBICADAS EN EL PUNTO B.

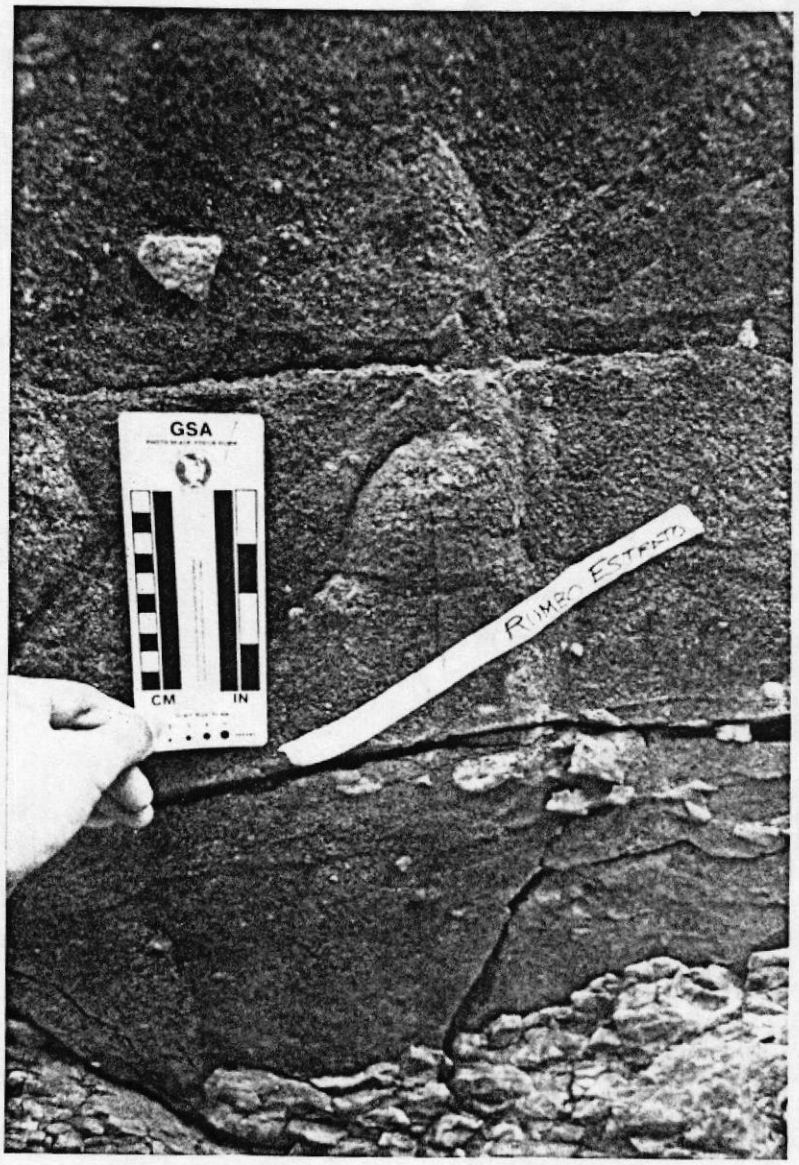


FOTO II. 8. TURBOGLIFO EN LA BASE DE UNA TURBIDITA, PERTENECIENTE A LAS FACIES C, EN EL PUNTO B.



FOTO II. 9. TURBIDITA CCC EN ARENISCA MEDIA, FORMADA POR LAMINACION CONVOLUTA Y MOSTRANDO UN ARREGLO DE ACUERDO CON LAS DIVISIONES DE BOUMA, UBICADA CERCA DEL PUNTO B.

tracción (S2 de Lowe) en las areniscas de estas facies (foto II. 10).

Facies D: Arreglos métricos de secuencias centimétricas y decimétricas de areniscas finas y lutitas que alternan monótonamente (foto II. 11). La base generalmente es la división Tb de Bouma, que es más potente que las divisiones de Tc, y Td, la división Tc es muy delgada (unos pocos centímetros) y presenta laminación cruzada por migración de ripples.

Facies F: Caracterizadas por flujos de detritos con espesores de 10 a 16 metros que presentan un arreglo interno con gradación incipiente (foto II. 12).

2.4.2 MODELO SEDIMENTARIO DE DEPOSITACION

La identificación objetiva de facies sedimentarias y su asociación hizo posible determinar el modelo sedimentario de depositación para la Fm. Cayo en el área estudiada. Su evolución, de la base al tope de la serie estratigráfica (ver columna estratigráfica), es como sigue:

1) Facies de canal de abanico interno, (foto II. A), con conglomerados gruesos y arenis-

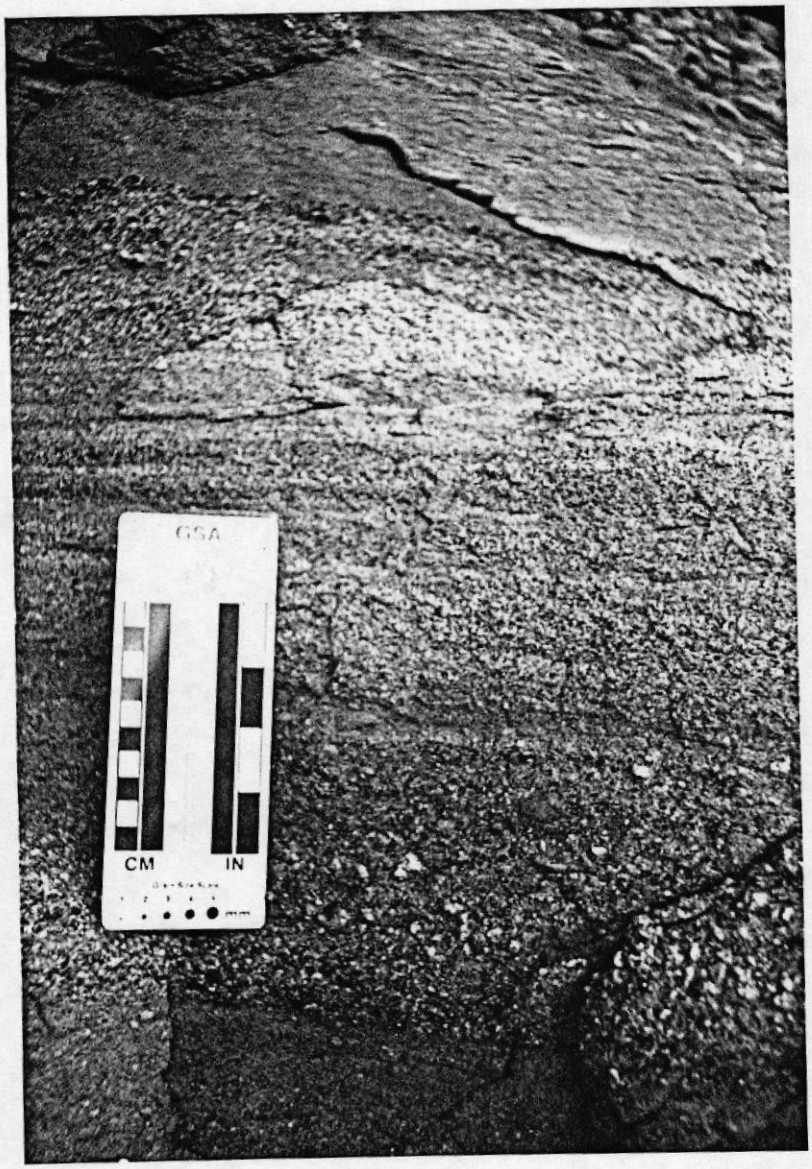


FOTO II. 10. ALFOMBRAS DE TRACCION ("TRACTION CARPETS"), CON GRADACION INVERSA EN FACIES C, UBICADAS ENTRE LOS PUNTOS C Y D.

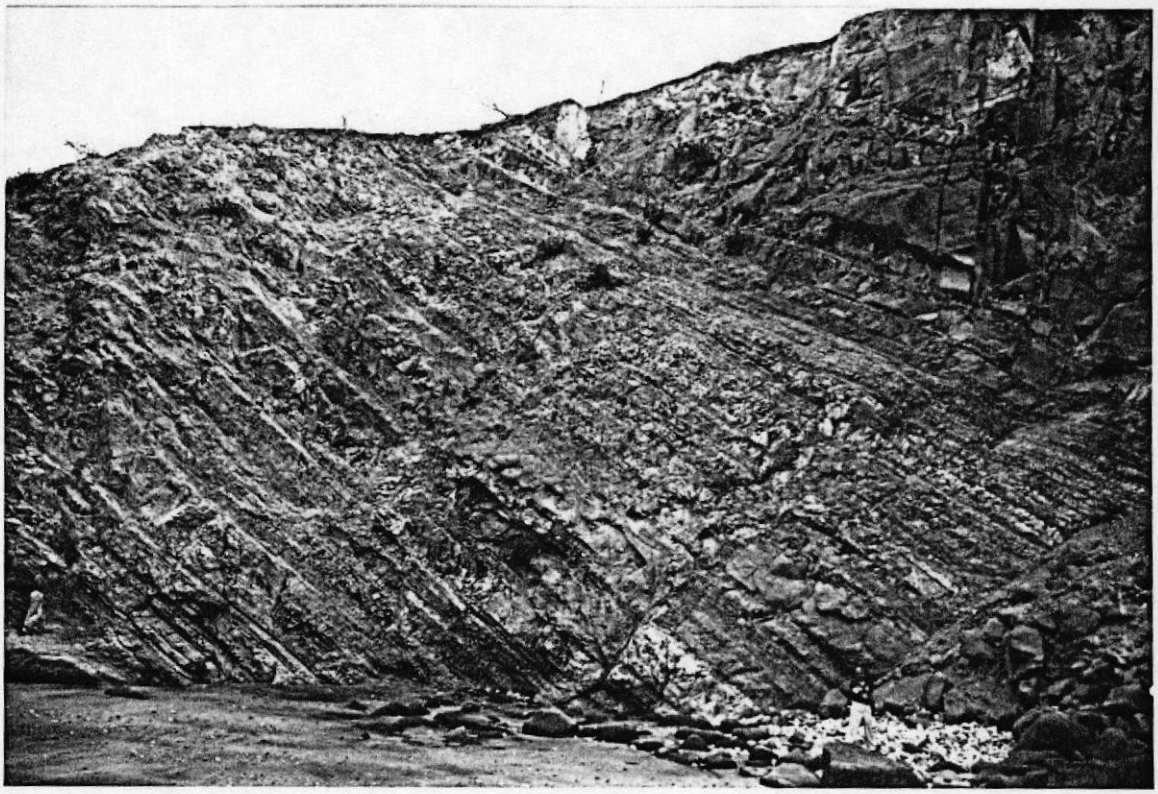


FOTO II. 11. ARREGLOS METRICOS DE DIVISIONES CENTIMETRICAS Y DECIMETRICAS DE LAS DIVISIONES DE BOUMA BCE Y BE, CORRESPONDIENTES A LAS FACIES C, UBICADAS EN EL PUNTO B1.



FOTO II. 12. DETALLE DE UN FLUJO DE DETRITOS CORRESPONDIENTE A LAS FACIES F QUE MUESTRA UNA GRADACION INCIPIENTE, UBICADO ARRIBA DEL PUNTO F.

cas guijarrosas (Facies A) en la base, y con areniscas masivas (Facies B y C) hacia el tope de esta asociación. Los estratos son potentes (5 a 22 m.) y totalizan un espesor de 108 metros. La dirección de la paleocorriente en base a 65 medidas de imbricación en clastos de conglomerados gruesos dá una media azimutal de N260.

2) Facies de canal de abanico medio (foto II. B), con microconglomerados y areniscas guijarrosas (Facies A) que se intercalan con areniscas masivas (Facies C) hacia la base cambiando a alternancias de areniscas masivas (Facies C) con turbiditas clásicas (Facies D) hacia el tope. El espesor total del abanico medio en esta zona es de 84 metros, variando los espesores individuales de 0.5 metros en las turbiditas clásicas a 16 metros en los conglomerados medios. Se presentan a menudo horizontes tobáceos y las turbiditas CCC de Walker. La dirección de la paleocorriente en base a 11 medidas de "flute cast" dá una media azimutal de N265.

3) Lóbulos de abanico externo que muestran una típica secuencia progradante (foto II. C),

compuesta básicamente por areniscas masivas, con areniscas guijarrosas subordinadas. Los intraclastos son abundantes y algunos horizontes presentan bioturbación y estratificación cruzada a mediana escala. Los estratos varían con espesores individuales de 1 a 12 metros que totalizan 68 metros para esta secuencia. La dirección de la paleocorriente en base a 11 medidas de "flute cast" (foto II. 13), dá una media azimutal de N268.

4) Facies de canal de abanico medio, caracterizadas por conglomerados medios (Facies A) con algunas intercalaciones de areniscas medias a finas (Facies C) en la base con potentes areniscas masivas (Facies B) hacia el tope, existen ciertas secuencias con contactos erosivos muy marcados (foto II. D), canalizaciones (foto II. 14) y algunos horizontes con bioturbación vertical (foto II. 14). Los espesores individuales de los estratos varían de 1 a 15 metros con un total de 72 metros. La dirección de la paleocorriente en base a 55 medidas de imbricación en clastos de conglomerado medio, da una media azimutal de N265, lo que sugiere



FOTO II. 13. TURBOGLIFOS EN LA BASE DE UNA ARENISCA MEDIA EN LOBULOS DE ABANICO EXTERNO. LA CORRIENTE VA DE IZQUIERDA A DERECHA EN LA FOTOGRAFIA, UBICADOS ARRIBA DEL PUNTO B1.

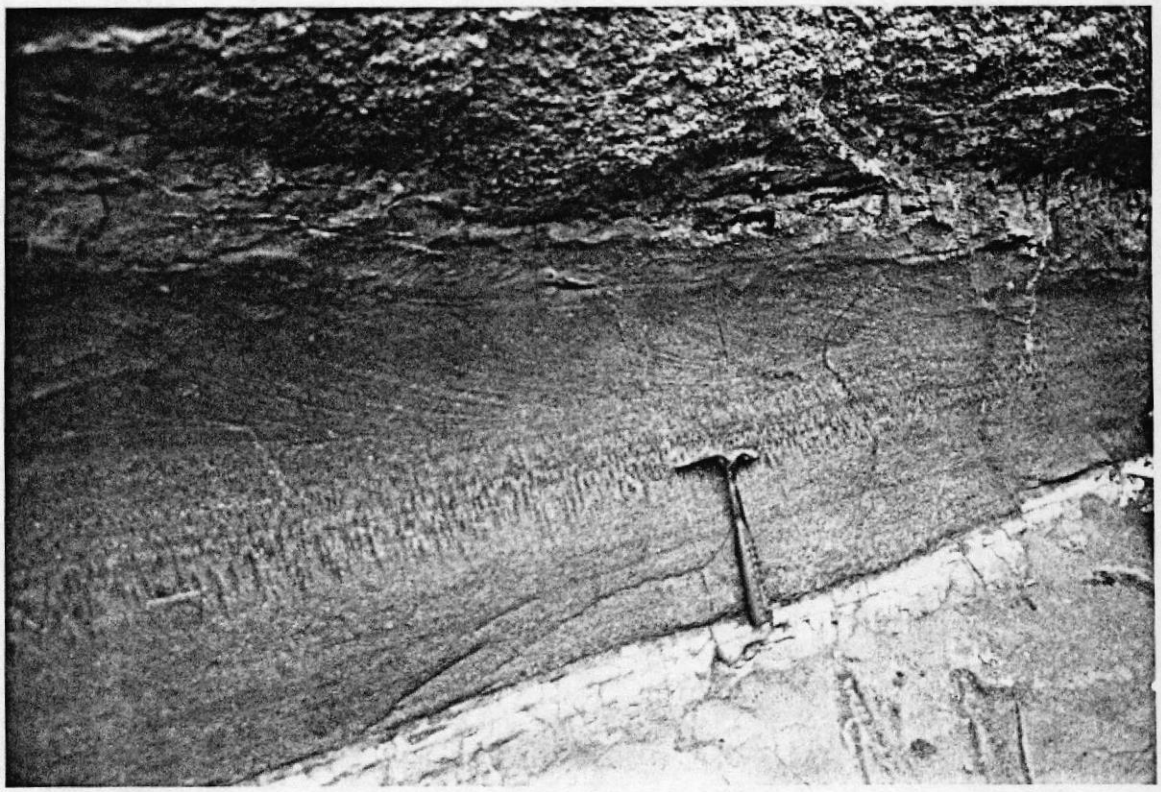


FOTO II. 14. CANALIZACIONES EN FACIES DE CANAL DE ABANICO MEDIO. BAJO EL CANAL CON ESTRATIFICACION CRUZADA, SE PUEDE OBSERVAR BIOTURBACION VERTICAL QUE AFECTA LA PARTE MEDIA DEL ESTRATO, PUNTO C.

la fuente de aporte hacia el Este de la cuenca como en las facies anteriores.

5) Facies de canal de abanico interno, caracterizadas por potentes conglomerados gruesos (Facies A) en la base, seguidos de areniscas masivas gruesas y finas (Facies B y C respectivamente) hasta el tope. Los estratos individuales varían en espesor de 0.4 a 20 metros con un total de 75 metros.

6) Facies de lóbulos de abanico externo (foto II. E), compuestas principalmente por areniscas masivas en las que no se detecta la progradación típica de éstos. El tope de esta secuencia presenta estructuras de carga claramente identificables (foto II. 15 y II. 16). El espesor total de esta asociación de facies es de 68 metros con espesores individuales que varían de 0.8 a 9 metros. La dirección de la paleocorriente en base a 4 medidas de "flute cast" dá una media azimutal de N218.

7) Facies de canal de abanico interno (foto II. F), caracterizadas por conglomerados gruesos y flujos de detritos (Facies A y F respectivamente) hacia la base con algunos

intraclastos, que alcanzan hasta 2.25 metros de longitud en su eje mayor (foto II. F y II. 4). Los estratos individuales presentan espesores que varían de 1.5 a 17 metros, con un espesor total para estas facies de 66 metros. La dirección de paleocorriente en base a 30 medidas de imbricación en clastos de conglomerados gruesos, dá una media azimutal de N225.

8) Facies de lóbulos de abanico externo (foto II. G), formadas por areniscas masivas principalmente, encontrándose en algunos horizontes intraclastos cuyo eje mayor no pasa de unos cuantos centímetros. Los espesores individuales varían de 0.4 a 6 metros. El espesor total para los lóbulos es de 38 metros, hasta el punto donde se terminó la columna estratigráfica.

En la fig. 12 se muestra la columna estratigráfica generalizada y la evolución del modelo sedimentario de depositación que se ha descrito anteriormente.

2.4.3 PETROGRAFIA DE LA FORMACION CAYO

El análisis petrográfico de la Fm. Cayo se

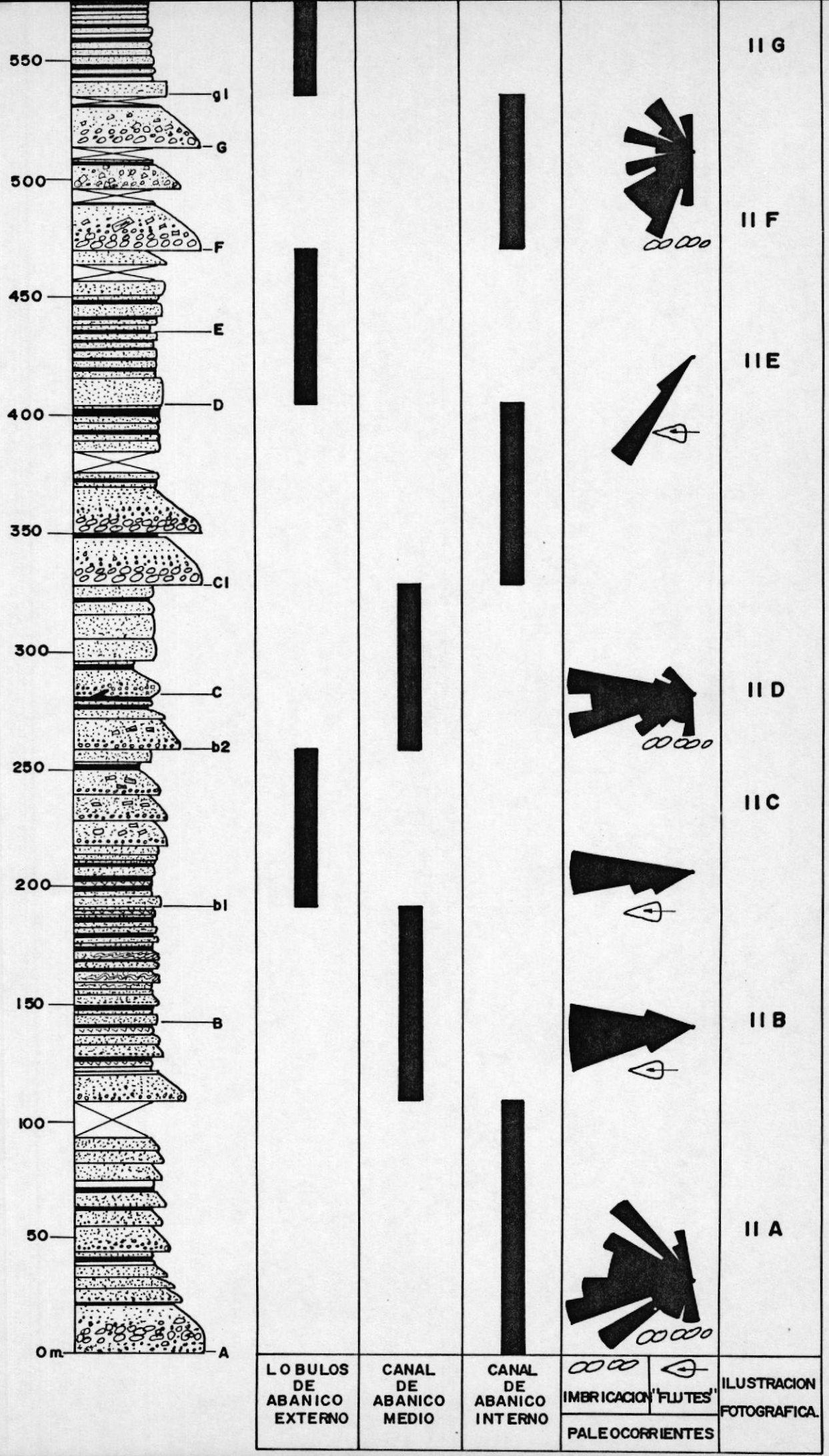


FIG. 12. COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA Y EVOLUCION DEL MODELO SEDIMENTARIO DE DEPOSITACION PARA LA FORMACION CAYO DEL PRESENTE ESTUDIO. (J. ROMERO, 1989).

BIBLIOTECA

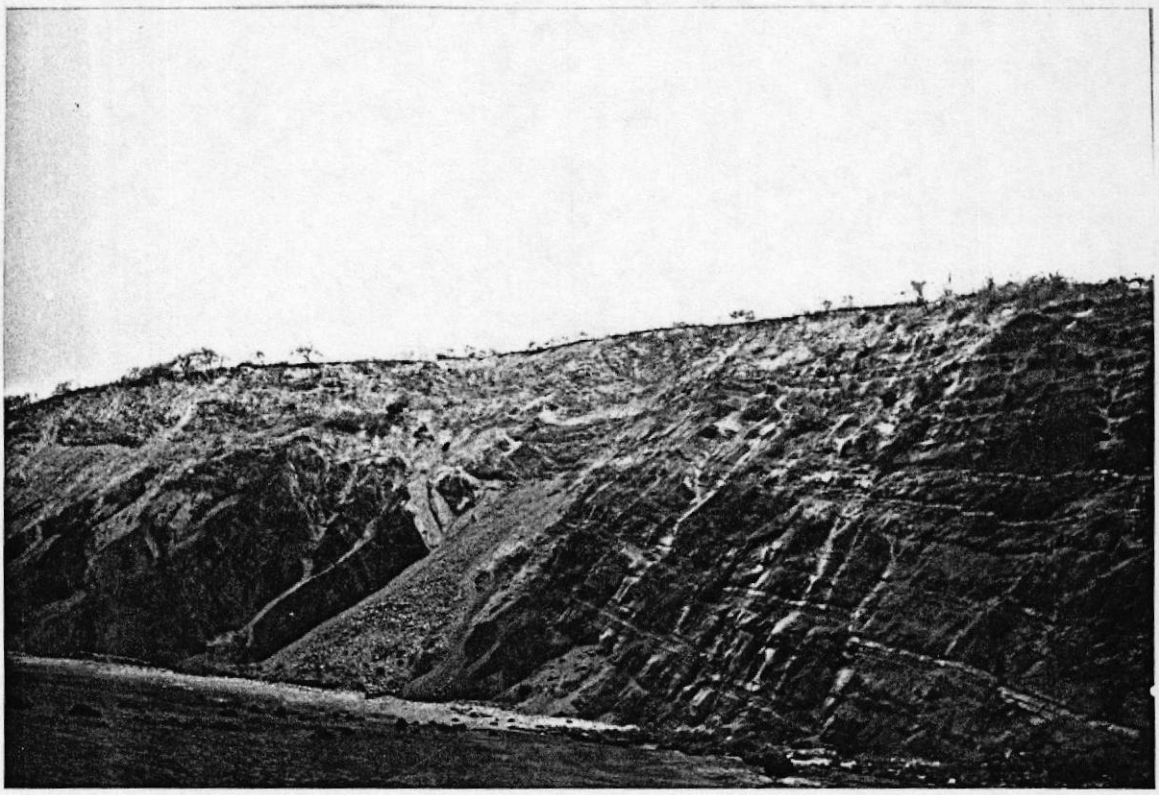


FOTO IIB. VISTA PARCIAL DE LAS FACIES DE CANAL DE ABANICO MEDIO (PUNTOS A1 Y B). HACIA LA IZQUIERDA DEL PUNTO A1 SE OBSERVAN LAS FACIES DE CANAL DE ABANICO INTERNO (FOTO IIA.).

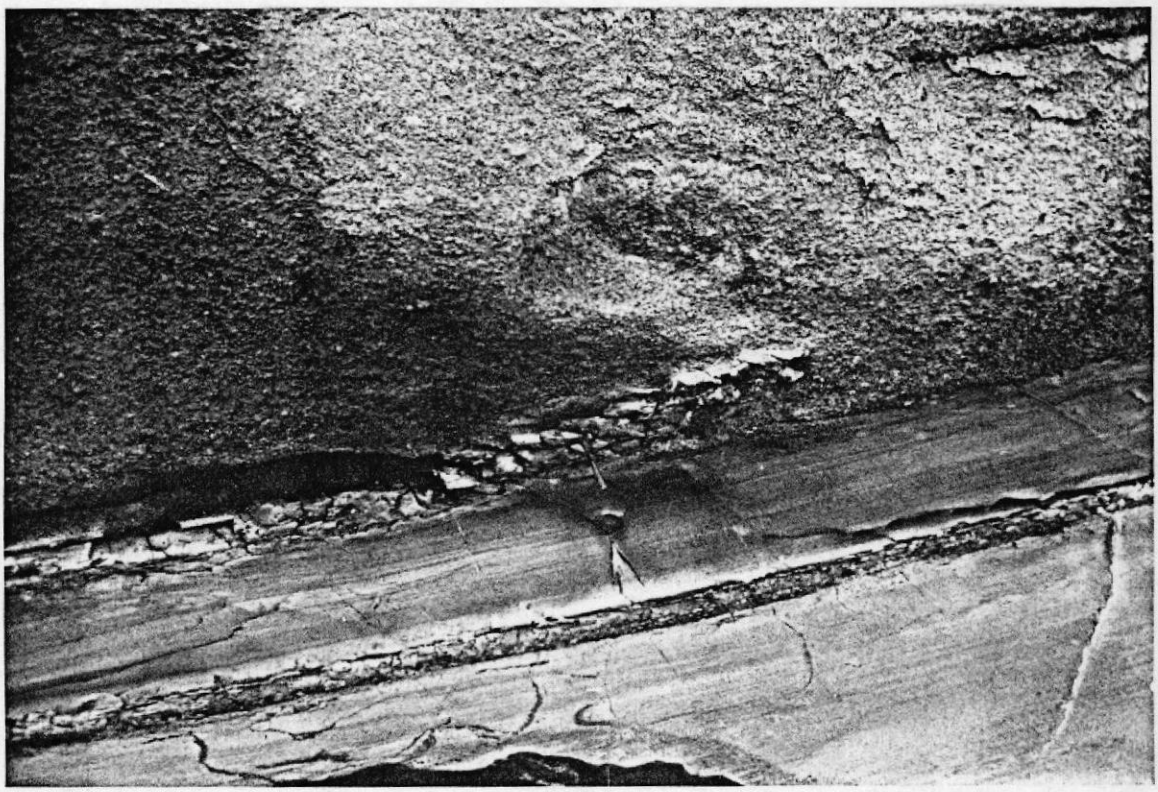
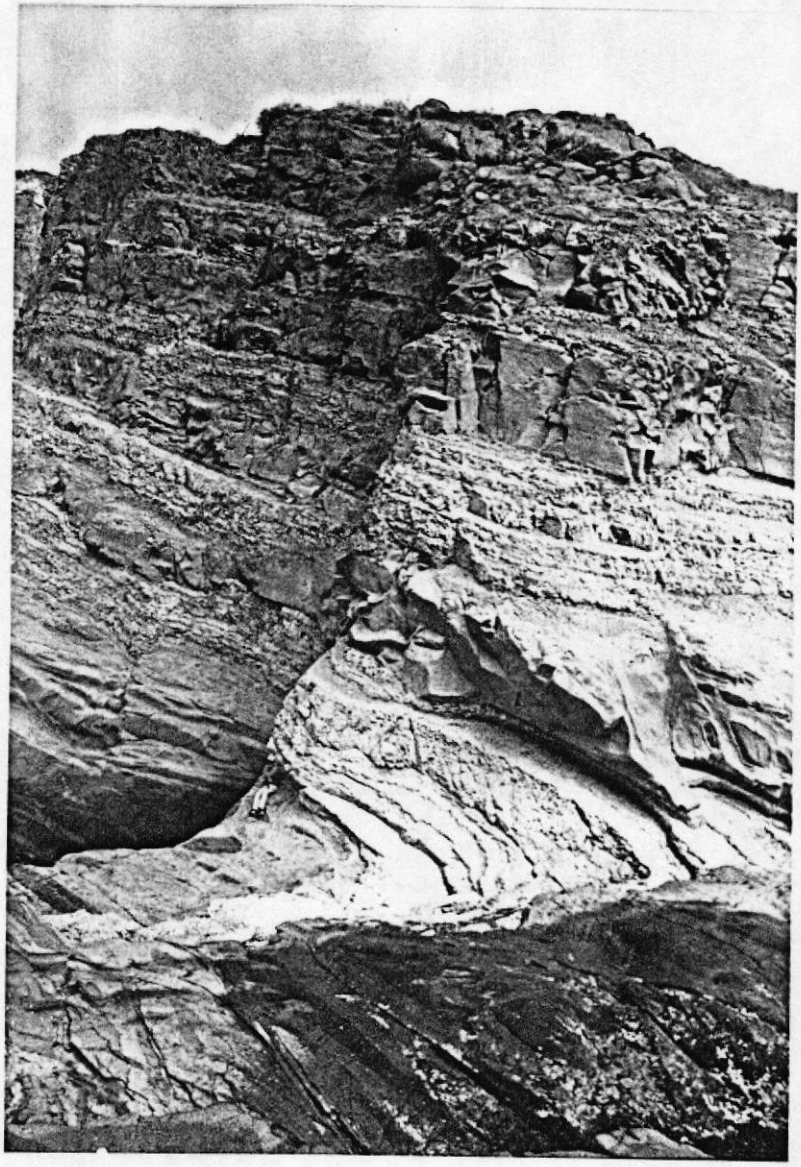


FOTO IID. CONTACTO EROSIVO EN FACIES DE CANAL DE ABANICO MEDIO (PUNTO C). POR LA FORMA EN QUE EL ESTRATO DE LUTITA SE LEVANTA, LA PALEOCORRIENTE ES DE DERECHA A IZQUIERDA EN EL PLANO DE LA FOTOGRAFIA (N260, MEDIDO EN EL CAMPO).



BIBLIOTECA

FOTO IIE. LOBULOS DE ABANICO EXTERNO (PUNTO D).

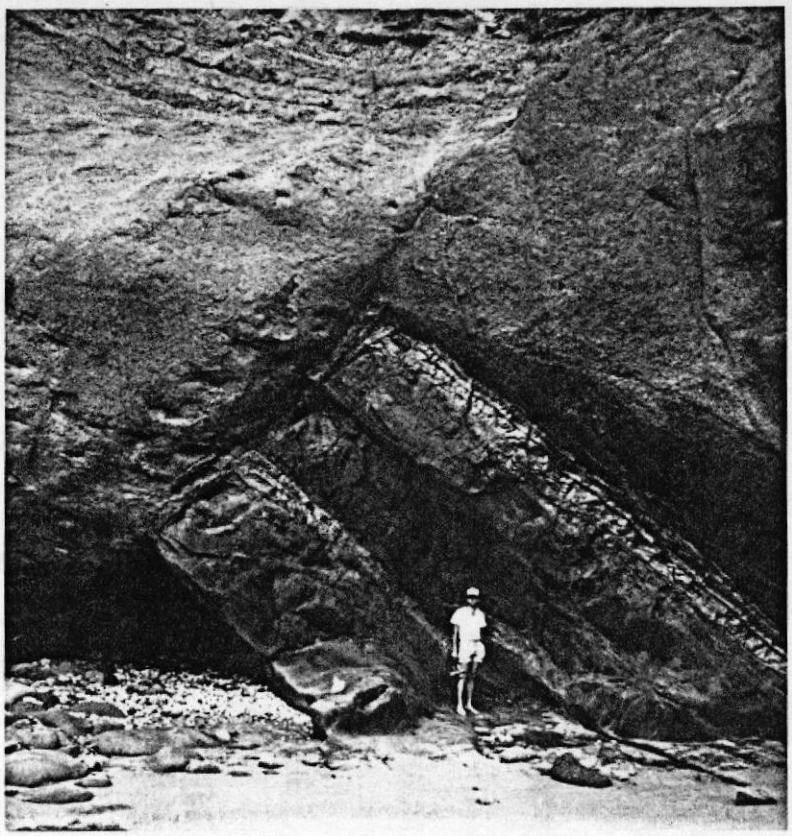


FOTO IIF. CONTACTO FALLADO DE FACIES DE CANAL DE ABANICO INTERNO CON LOBULOS DE ABANICO EXTERNO. NOTESE LOS INTRACLASTOS HACIA LA IZQUIERDA Y LOS RECUADROS DE LAS FOTOS II. 15 Y II. 16.

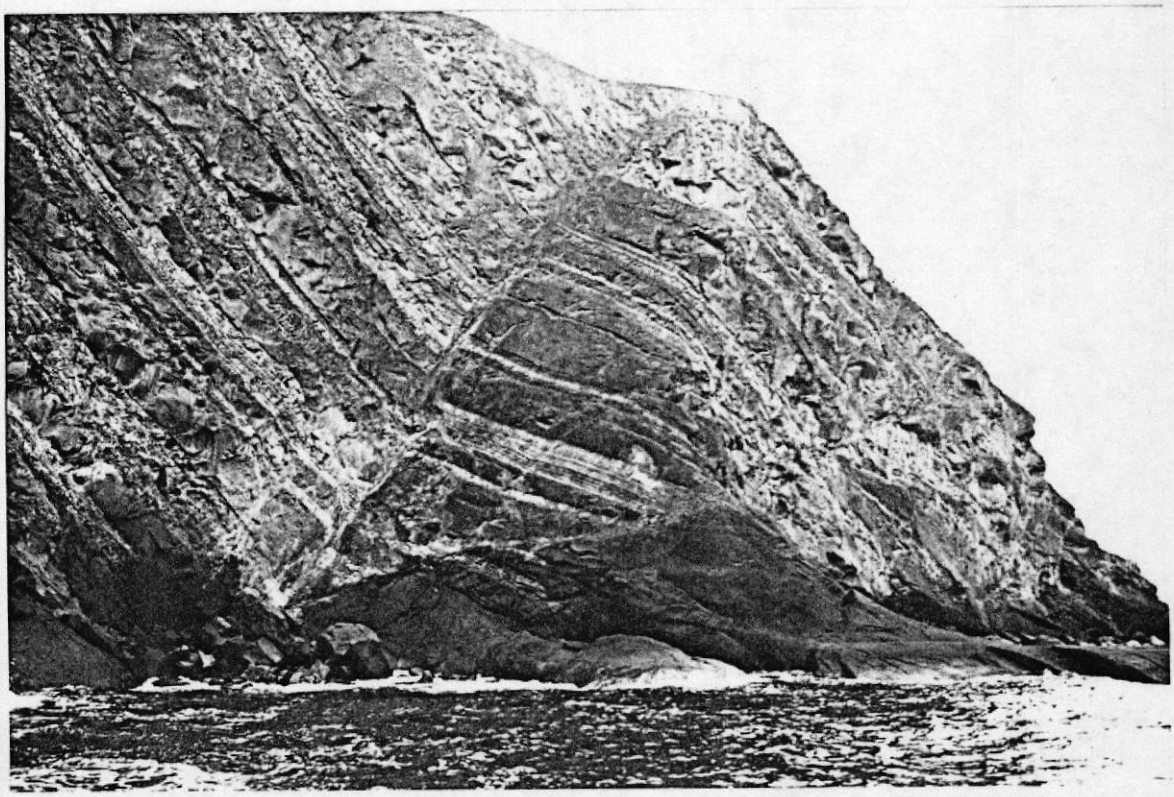
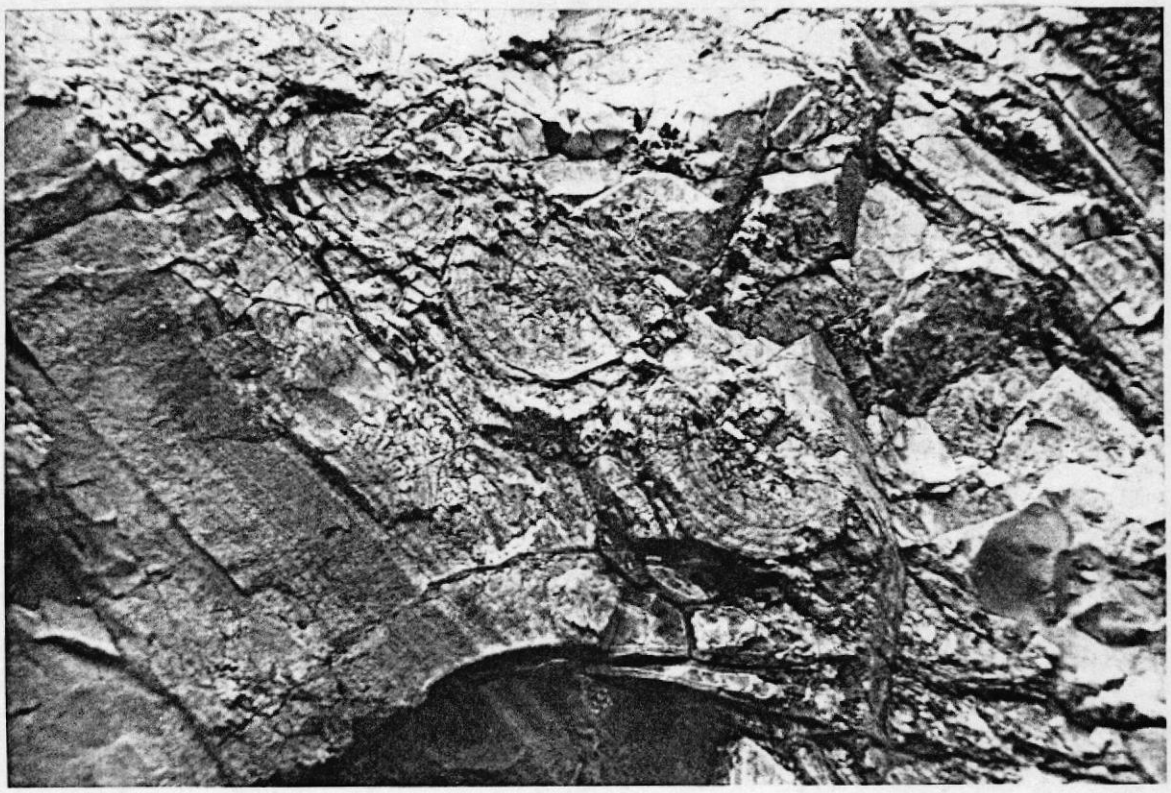


FOTO II6. LOBULOS DE ABANICO EXTERNO EN PUNTA CABUYA, PUNTO 61 DE UBICACION.



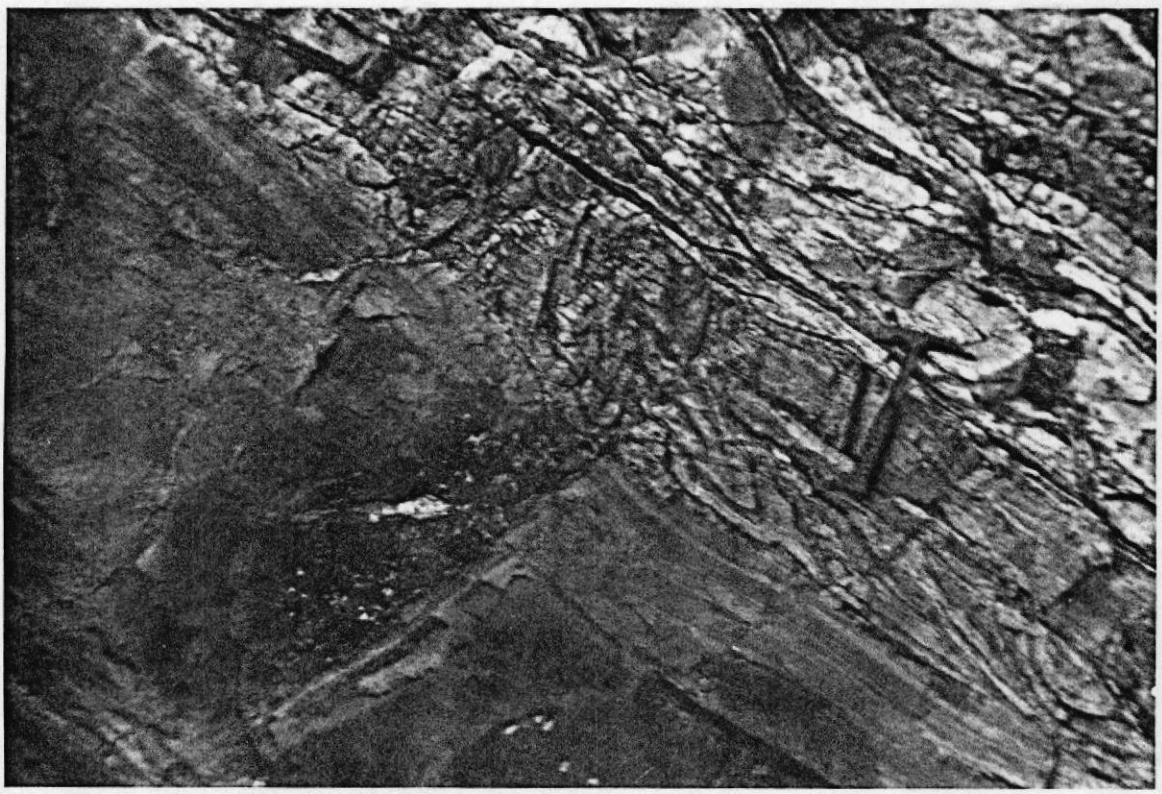


FOTO II. 15 Y II. 16. ESTRUCTURAS DE CARGA EN FACIES DE LOBULOS DE ABANICO EXTERNO QUE SUBYACEN FACIES DE CANAL DE ABANICO INTERNO (RECUADROS RESPECTIVOS DE LA FOTO IIF.).

realizó en base a tres muestras de areniscas (PTS1, PTS2 y PTS3), y muestras de clastos de conglomerados gruesos, tomándose de estos, 12 muestras en el punto A y 13 en el punto B (ver mapa de ubicación de muestras).

A parte de la petrografía clásica con microscopio de luz transmitida, se hicieron análisis con microsonda electrónica, para determinar de manera puntual el mineral específico estudiado. Existe una restricción al método electrónico utilizado, ya que el equipo es solamente capaz de resolver elementos entre los números atómicos 11 y 92, de tal manera que muchos elementos traza y tierras raras, así como agua, no pueden ser detectados. Sin embargo, la aproximación mineral lograda es muy buena, ya que se cuenta con la base inicial de la mineralogía óptica y el sondeo electrónico ayuda a restringir el campo mineral.

El procedimiento para tratar los resultados obtenidos a partir del microscopio electrónico se muestra en el Anexo A. Además, en el Anexo C se encuentran las descripciones completas de cada una de las muestras analizadas.

2.4.3.1 Areniscas

En general, la mayoría de las areniscas analizadas se pueden clasificar estructuralmente como microbrechas, que por su contenido mineralógico corresponderían a Wackas líticas de origen volcánico (según Williams, Turner y Gilbert, 1982); además se identificaron algunas Areniscas Tobáceas, las que por su mineralogía se dedujo que fueron depositadas en gran parte a partir de material piroclástico transportado en suspensión aérea (ceniza volcánica) y depositado directamente en un medio acuoso.

Las Wackas líticas, presentan abundantes fragmentos angulosos y subangulosos de rocas volcánicas (basaltos en su mayoría) y tienen una matriz formada principalmente por minerales de arcilla, cloritas, algunos óxidos de hierro y calcita. Otras presentan una matriz detrítica de plagioclasa y cuarzo con clorita y arcilla subordinadas.

En algunos fragmentos de basaltos, se pudo identificar amigdalas rellenas con clorita, pumpellyita y zeolitas, lo que refleja un metamorfismo de bajo grado que afectó el fragmento antes de ser depositado, ya que la Pumpellyita no se encontró en la matriz.

En una muestra, la PTS2, se encontraron restos orgánicos tales como espículas, fragmentos de foraminíferos y un foraminífero calcáreo completo (foto II. 17) los que fueron acarreados como detritos y posteriormente depositados.

2.4.3.2 Clastos de Conglomerados Gruesos

Todos los clastos estudiados petrográficamente, corresponden a rocas ígneas volcánicas que pueden clasificarse como brechas volcánicas, diabasas toleíticas de grano grueso a fino, basaltos toleíticos y basaltos toleíticos amigdaloides.

Los clastos de brechas volcánicas

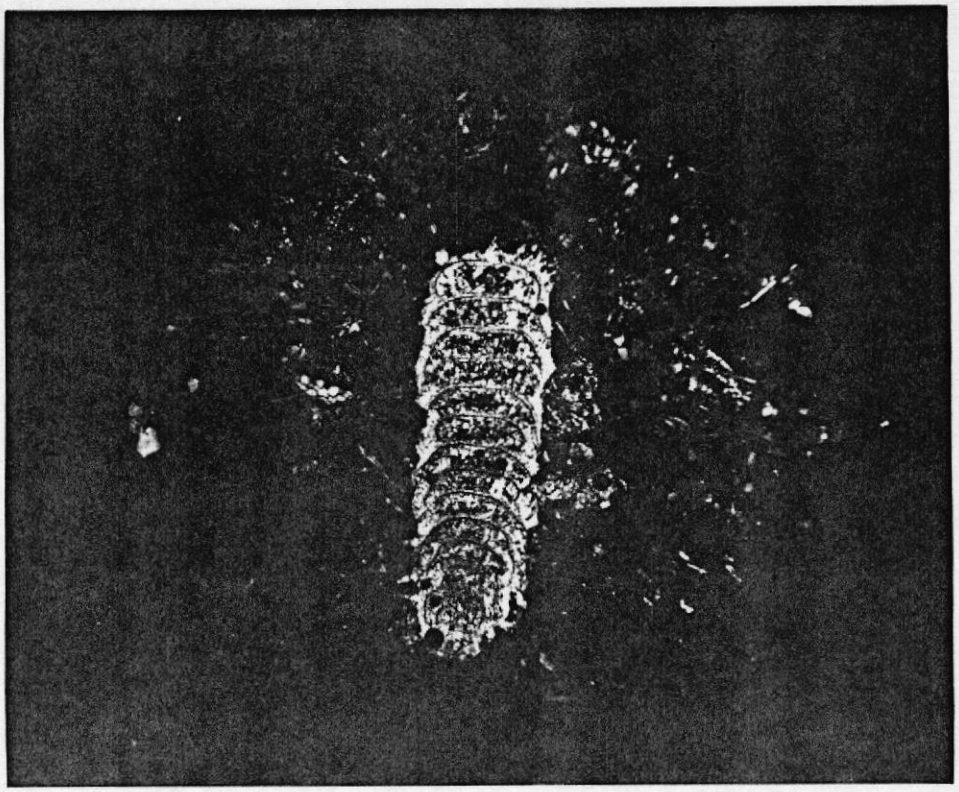


FOTO II. 17. WACKA LITICA DONDE SE OBSERVA CUARZO DETRITICO Y SE DESTACA UN FORAMINIFERO CALCAREO DE UNA LONGITUD DE 1.6 MM. LA MATRIZ SE PRESENTA MUY OSCURA EN LA FOTOGRAFIA, PERO SE COMPONE DE CLORITA Y ARCILLA, ASI COMO DE CUARZO. NX, X6.3 MUESTRA PTS2.

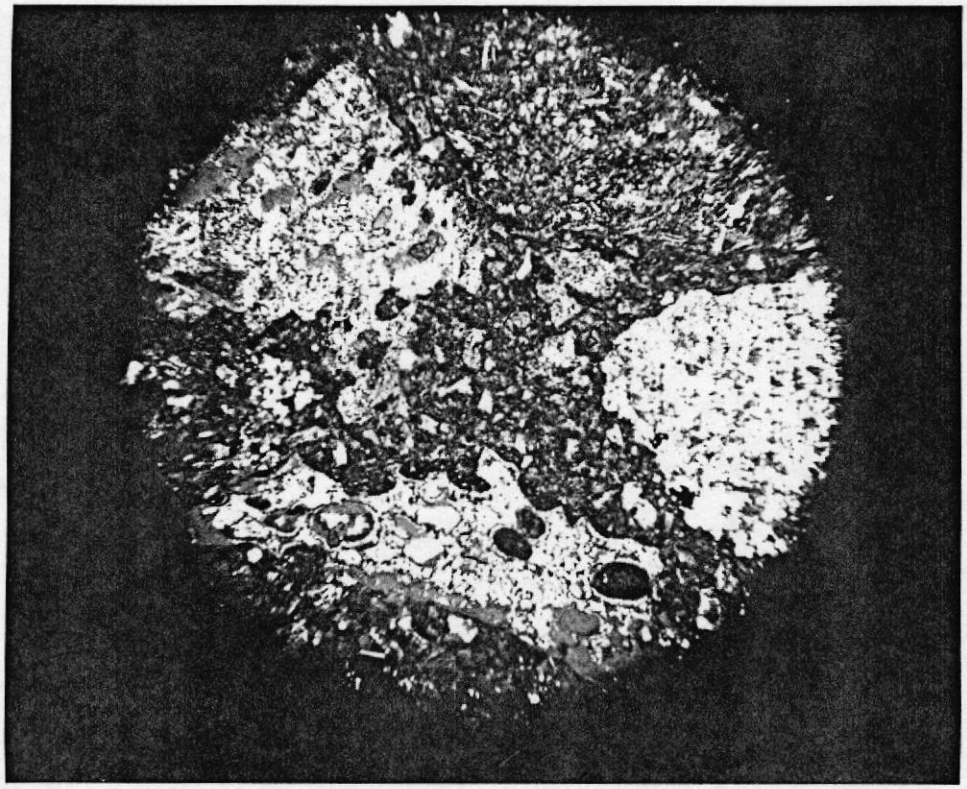


FOTO II. 18. BRECHA VOLCANICA, EXHIBIENDO DISTINTOS FRAGMENTOS DE ROCAS IGNEAS COMO BASALTO CONTEXTURA FLUIDAL (ARRIBA), BASALTO AMIGDALOIDE (ABAJO Y A LA IZQUIERDA) Y UN FRAGMENTO CON ABUNDANTE CUARZO MICROCRISTALINO (A LA DERECHA). NX, X6.3 MUESTRA PTA1.

(foto II. 18) se componen de fragmentos de basaltos, ciertos de ellos amigdaloides, y de rocas volcánicas muy alteradas, la matriz está formada principalmente por cloritas y minerales arcillosos. Se analizó al microscopio electrónico una de las muestras de brecha volcánica y los fragmentos de basaltos amigdaloides contenidos en ella (foto II. 19 y 20) tipifican muy bien a los clastos individuales de los mismos que se encuentran en los conglomerados; algunos de los minerales identificados por microscopía electrónica en los fragmentos de basaltos amigdaloides fueron: cloritas oxidadas pertenecientes al grupo de la turingita; dentro del cual se pudo identificar la variedad conocida como corindofilita, estilbita (variedad de zeolita, foto II. 21 y II. 22), labradorita (plagioclasa cálcica), pumpellyita (foto II.23 y II. 24), entre otros.

Los clastos de basaltos toleíticos y

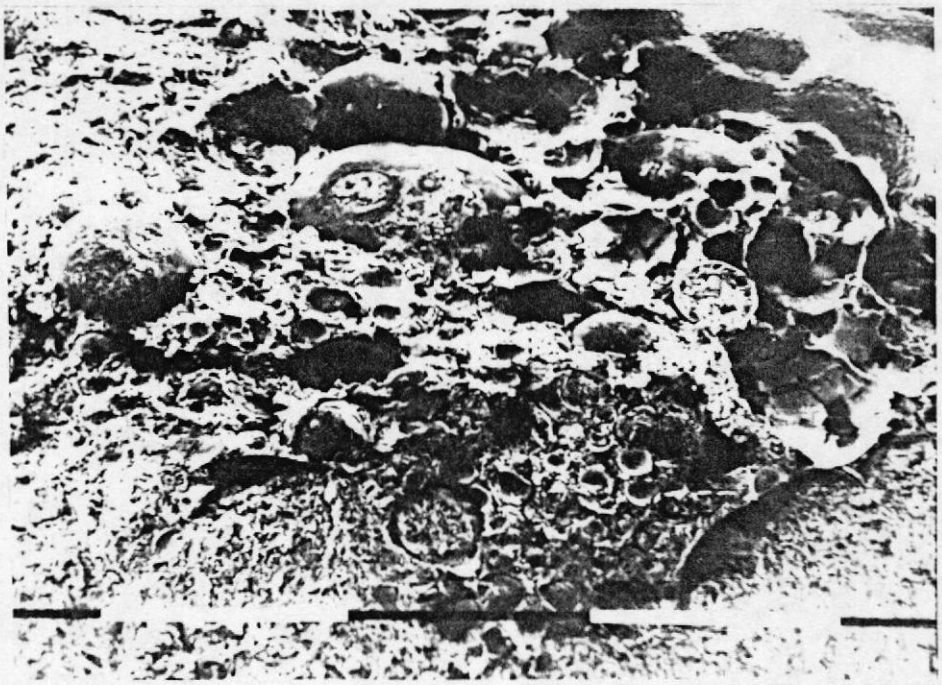


FOTO II. 19. BASALTO AMIGDALOIDE, CON UNA VISTA GENERAL DE LAS VACUOLAS Y AMIGDALAS, EN EL RECUADRO APARECE UN RELLENO CON ZEOLITA. X50, MUESTRA PTA1.

BIBLIOTEC

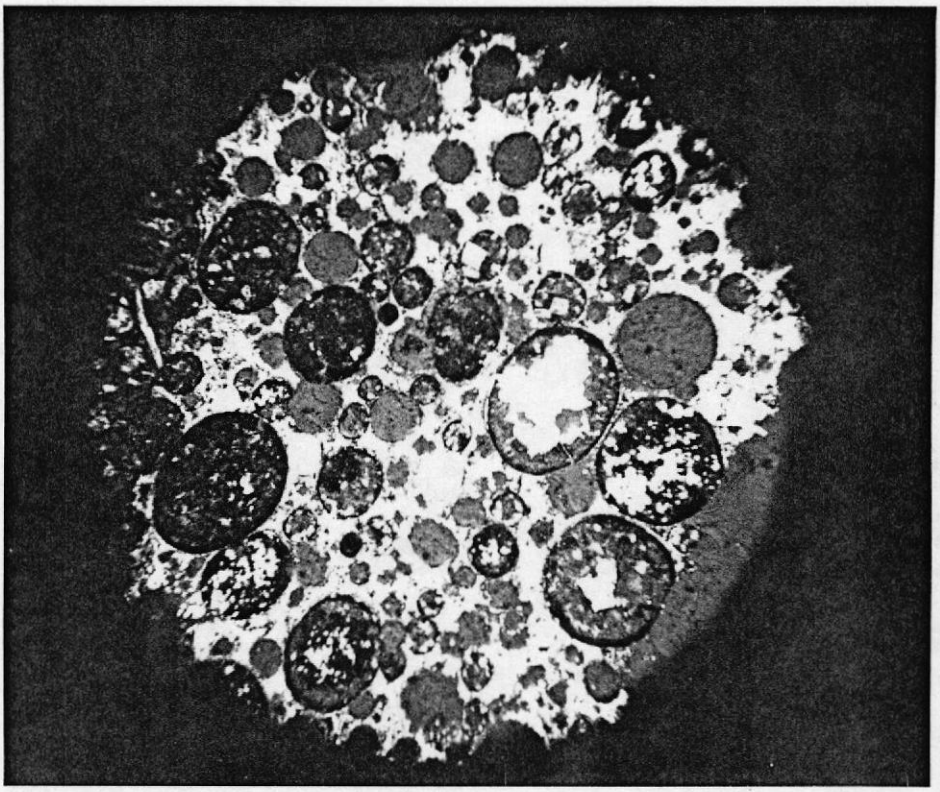


FOTO II. 20. VACUOLAS EN UN BASALTO AMIGDALOIDE, RELLENAS CON CALCITA, PENINA, ZEOLITAS Y REBORDES DE PUMPELLYITA. LAS QUE SE VEN COMPLETAMENTE GRISES ESTAN VACIAS. NX, X6.3, MUESTRA PTA1.

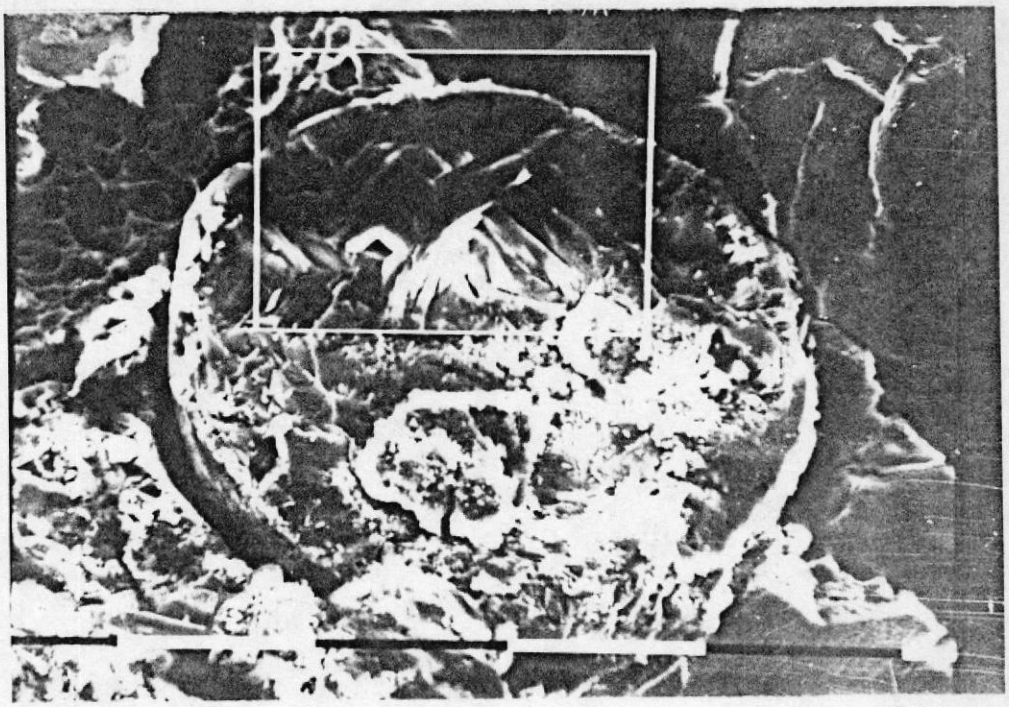


FOTO II. 21. CRISTALES DE ESTILBITA FORMANDO PARTE DEL RELLENO DE UNA VACUOLA. X263, MUESTRA PTA1.

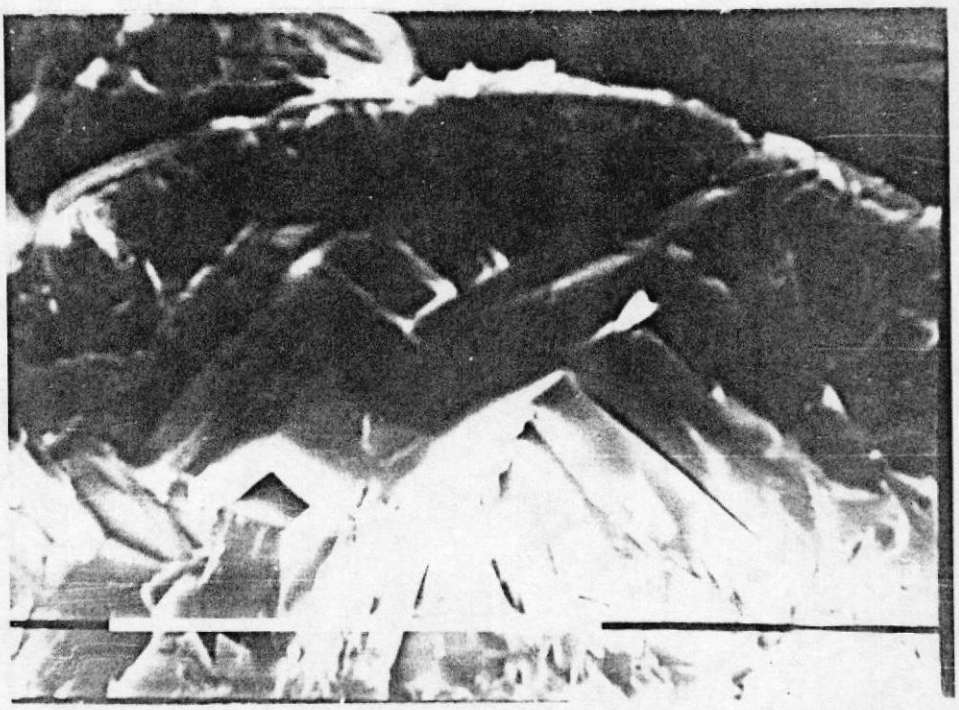


FOTO II. 22. RECUADRO DE LA FOTOGRAFIA ANTERIOR, EN EL QUE SE APRECIA LA FORMA APARENTE DE PIRAMIDE ROMBICA, LOS CRISTALES DE ESTILBITA SON COMUNMENTE TABULARES DELGADOS. X655, MUESTRA PTA1.

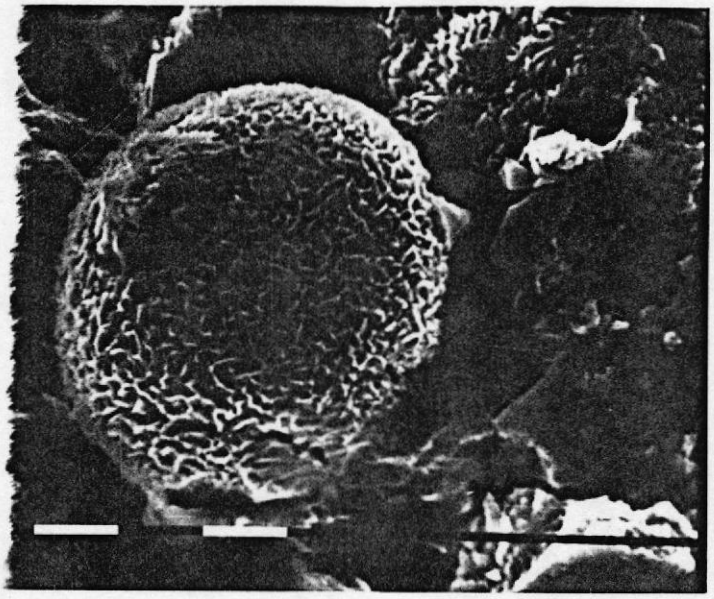


FOTO II. 23. AMIGDALAS DE PUMPELLYITA MUY ESFEROIDALES EN UN FRAGMENTO DE BASALTO TOLEITICO, NOTESE EL PARECIDO MORFOLOGICO CON LAS CLORITAS. X1010, MUESTRA PTA1.

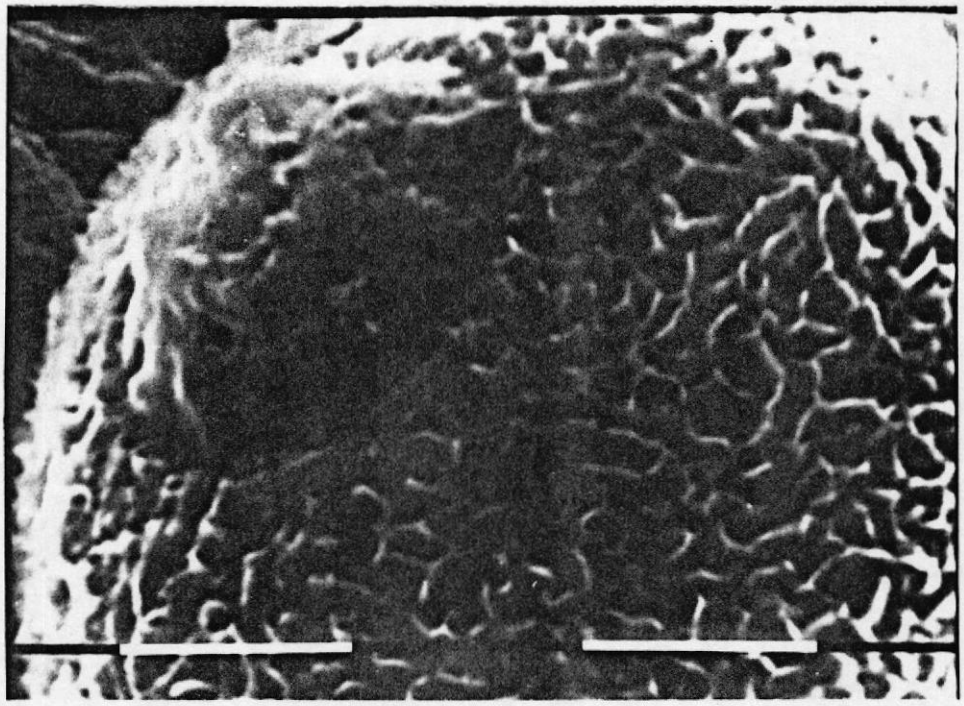


FOTO II. 24. DETALLE DE LA AMIGDALA ANTERIOR, MOSTRANDO LA PUMPELLYITA ALREDEDOR DE UNA VARIEDAD DE CLORITA LLAMADA TURINGITA. X3100, MUESTRA PTA1.

amigdaloides presentan principalmente labradorita, encontrándose en algunos, variedades de plagioclasa menos cálcica (oligoclasa - andesina), sus texturas van de traquítica a afieltrada; además también presentan cloritas, incluso la variedad de cristales muy pequeños llamada clorofaeíta; calcita en menor proporción y en algunos también se observa vidrio y abundante nontronita (foto II. 25). Esta última se presenta como pseudomorfos de varios minerales (foto II. 26), especialmente de piroxenos, y es un producto común de alteración de estos y del vidrio. Los fenocristales de plagioclasa son de labradorita (foto II. 27) y en algunos basaltos de bytownita. De manera general el clinopiroxeno que presentan los basaltos es la pigeonita, subordinándose a éste la augita. Es muy rara la ocurrencia de hiperstena, presentándose solo en una o dos muestras.

Los clastos de diabasas toleíticas presentan comunmente textura afiel-



FOTO II. 25. CRISTALES PLUMOSOS DE NONTRONITA EN LA MATRIZ DE UN CLASTO DE BASALTO TOLEITICO. X2300; MUESTRA PTB3.

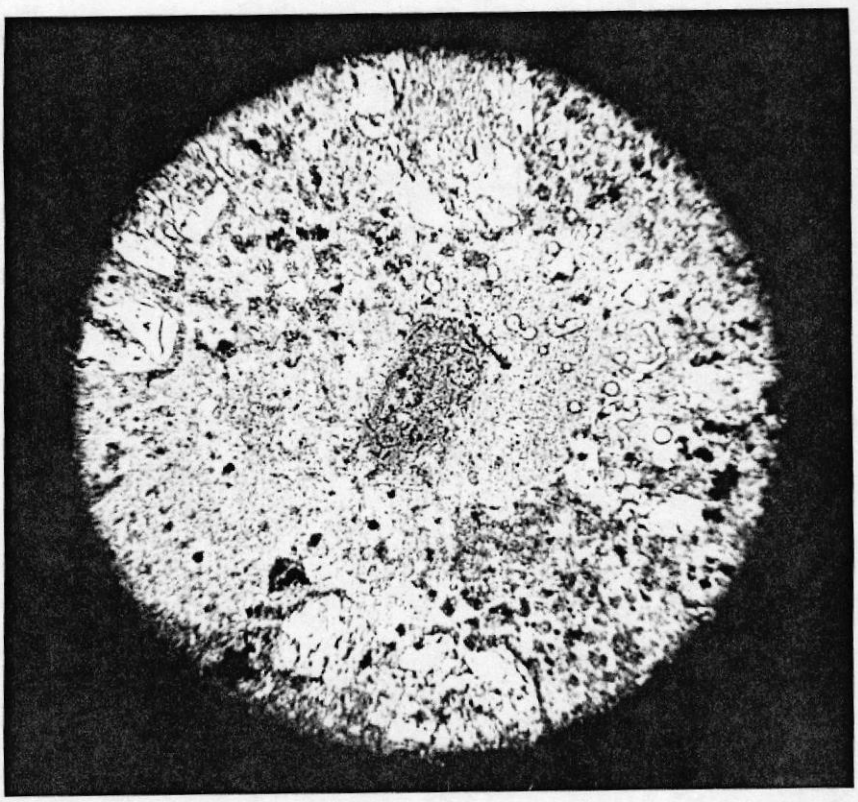


FOTO II. 26. PSEUDOMORFO DE NONTRONITA (EN PLAGIOCLASA) COLOR VERDE EN EL CENTRO DE LA TOMA. N//; X6.3 MUESTRA PTA5.

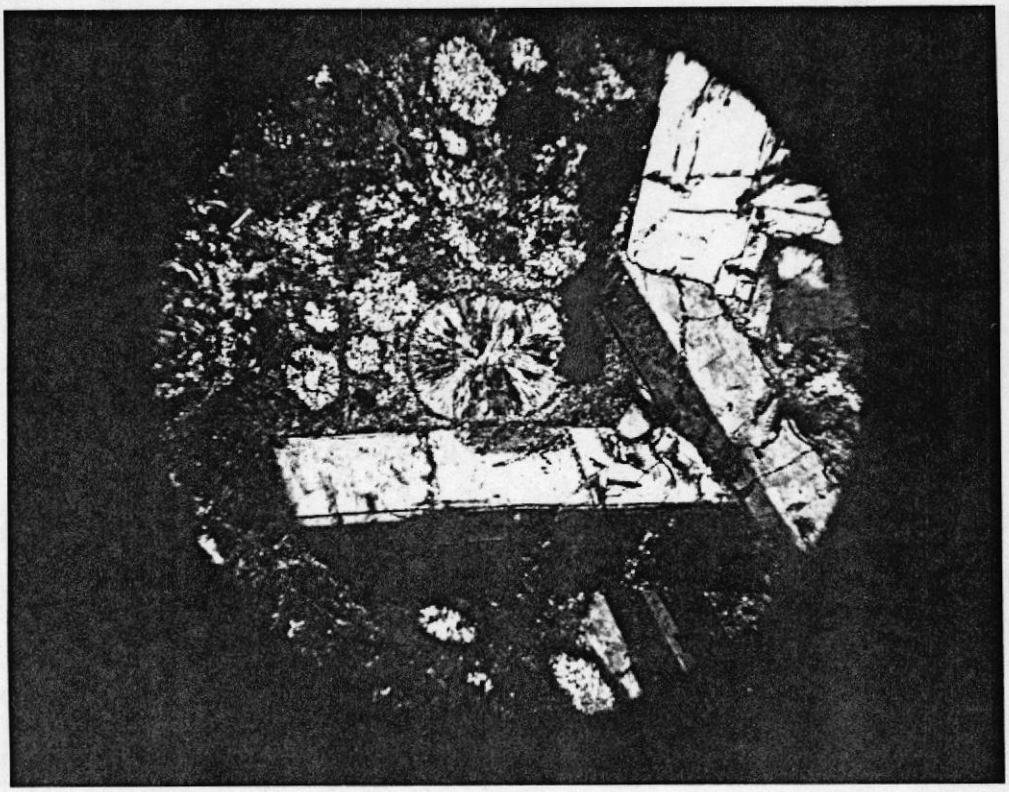


FOTO II. 27. FRAGMENTO DE BASALTO AMIGDALOIDE EN UNA BRECHA VOLCANICA, EXHIBIENDO FENOCRISTALES DE LABRADORITA Y VECICULAS RELLENAS CON PUMPELLYITA. NX, X6.3 MUESTRA PTA12.

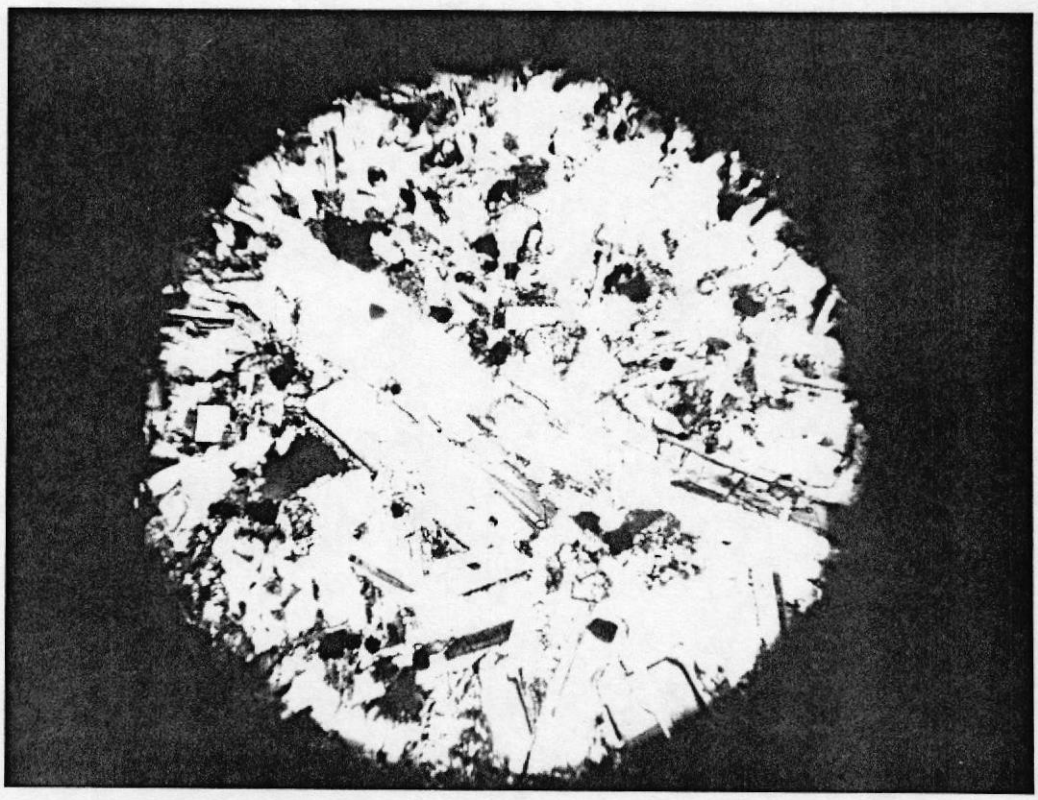


FOTO II. 28. TEXTURA AFIELTRADA EN UNA DIABASA TOLEITICA, EXHIBIENDO FENOCRISTALES DE LABRADORITA Y CLINOPIROXENOS (PIGEONITA). NX, X6.3 MUESTRA PTA10.

trada (foto II. 28). Mineralógicamente están compuestas principalmente por labradorita, en la que es común encontrar la macla polisintética de Albita y la de Carlsbad-albita, y entre las estructuras vistosas que sobresalen en los fenocristales están las estructuras en panal (ver anexo C), formadas por las abundantes inclusiones de óxido de hierro y opacos en los mismos. El clinopiroxeno identificado comunmente es la Pigeonita, subordinándose a ésta la Augita. Es frecuente encontrar la clorita como producto de alteración.

Las amigdalas cuando ocurren son muy pequeñas y presentan rellenos de penina y calcita, y en menor cantidad de zeolitas. A veces se encuentra también vidrio primario formando parte de la matriz.

2.5 FORMACION SAN MATEO

2.5.1 FACIES PRESENTES

Las facies presentes son alternancias de estratos centimétricos de lutitas con una silicificación incipiente. Estas corresponden a las facies D y el espesor total de las mismas es de aproximadamente 25 metros. A pesar de estar muy localizado el afloramiento y en discordancia angular con la Fm. Cayo, podría asignársele una sedimentación correspondiente a planicie de cuenca (foto II. 29).

2.5.2 PETROGRAFIA

Granulométricamente la roca se clasifica como una lutita, que presenta pocos granos de cuarzo del tamaño de los limos y otros de plagioclasa del mismo tamaño en menor cantidad. Ocasionalmente se encuentra calcita y subordinado a ésta silice amorfa. Los radiolarios son muy abundantes y se encuentran también algunas espiculas silíceas de esponjas (foto II. 30), los foraminíferos se encuentran muy raramente.

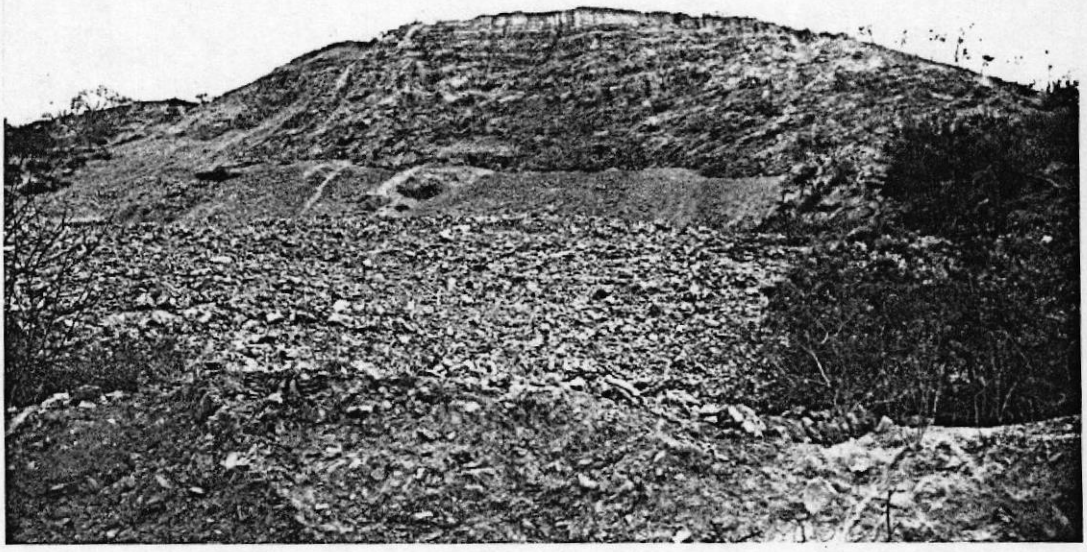


FOTO II. 29. FACIES D CORRESPONDIENTE A PLANICIE DE CUENCA EN LA FM. SAN MATEO.

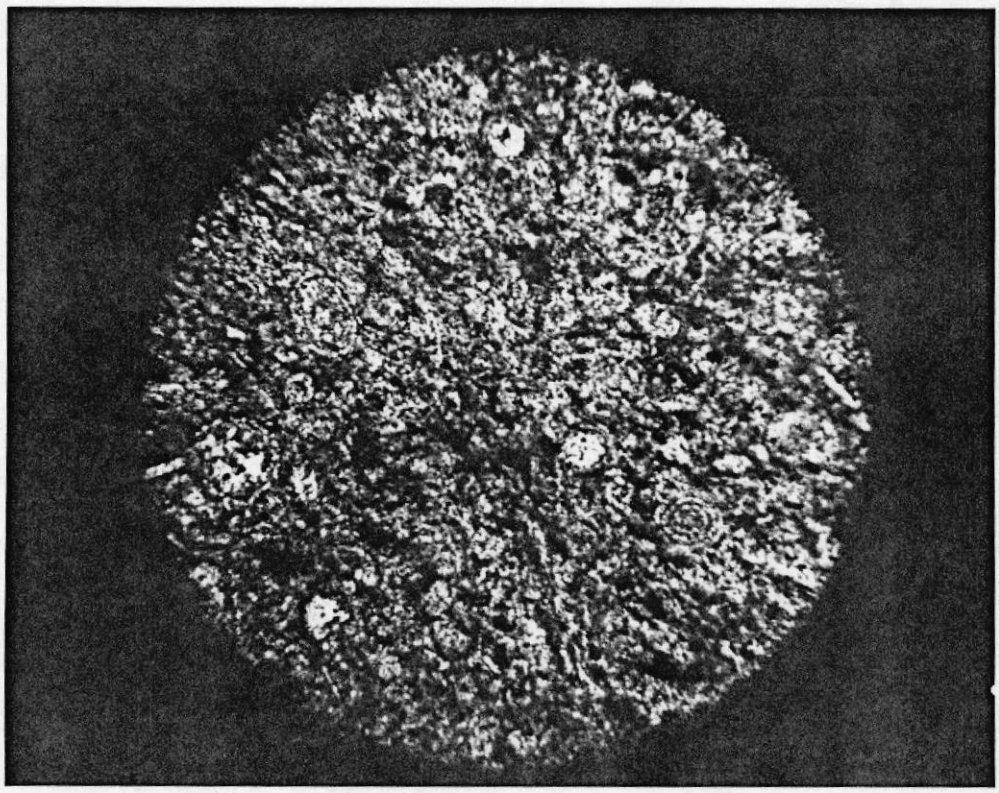


FOTO II. 30. LUTITA DE LA FM. SAN MATEO CON ABUNDANTES RADIOLARIOS ESPUMELARIOS. N//, X16 MUSTRA PTSM.

CAPITULO III

ANALISIS SECUENCIAL

3.1 ASPECTOS TEORICOS

El análisis secuencial utilizado en el estudio de cuencas sedimentarias, sirve escencialmente para:

1) Dividir una serie litoestratigráfica en unidades correlacionables.

2) Establecer correlaciones estratigráficas a diferentes escalas, en función del orden secuencial considerado:

   - Primer orden, algunos metros.

   - Segundo orden, algunas centenas de metros o unos pocos kilómetros.

   - Tercer orden, algunas decenas de kilómetros como por ejemplo un abanico profundo, un delta, un cono aluvial, etc.

   - Cuarto, Quinto o un orden mayor, correlaciones a escala de toda la cuenca (en el orden de 1,000 Km. por ej.), en estos órdenes de secuencia se pueden realizar correlaciones entre varios aba-

nicos submarinos profundos, varios deltas, o entre un delta y un abanico submarino profundo.

3) Determinar la dinámica de una cuenca:

   - Progradación (relleno o "regresión").
   - Retrogradación ("transgresión").

4) Determinar la dinámica de las zonas de aporte, por ejemplo, un levantamiento de la fuente.

A continuación, se abordará más detenidamente cada uno de los órdenes secuenciales mencionados con anterioridad.

Primer Orden: es un evento hidrodinámico, no sirve para correlaciones. Usualmente representa la llamada serie natural reconocida en el campo. Su espesor va de unos pocos centímetros a 2 o 3 metros (fig. 13).

Segundo Orden: representa la migración de un elemento paleogeográfico menor, por ejemplo, la migración de un canal o el relleno de un canal con desbordes que formen los diques ("levee", fig. 14 y 15 respectivamente).

Si se hacen correlaciones en este orden, deberá ser a poca distancia y sobre el mismo tipo de secuencia.

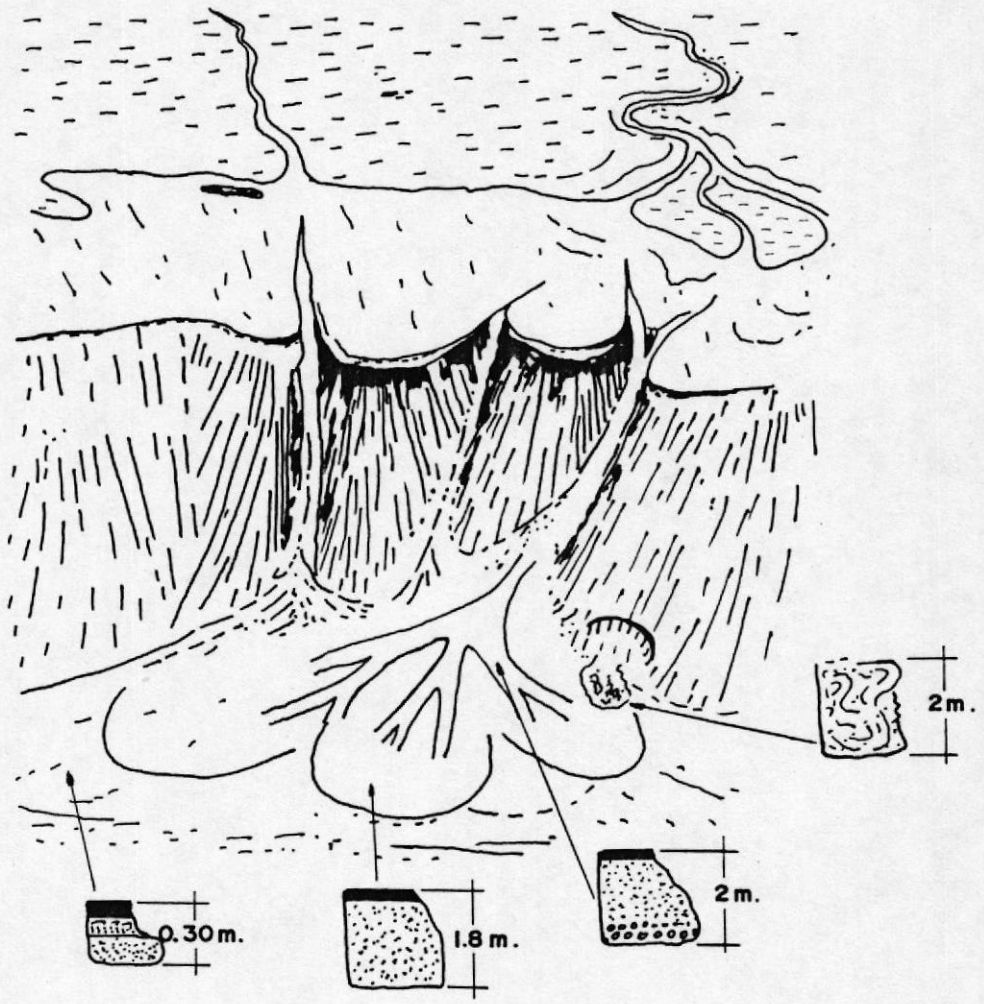


FIG. 13. SECUENCIAS DE PRIMER ORDEN EN UN ABANICO SUBMARINO. (ESQUEMAS DE WALKER, 1989 y 1978, ADAPTADOS AL PRESENTE EJEMPLO).

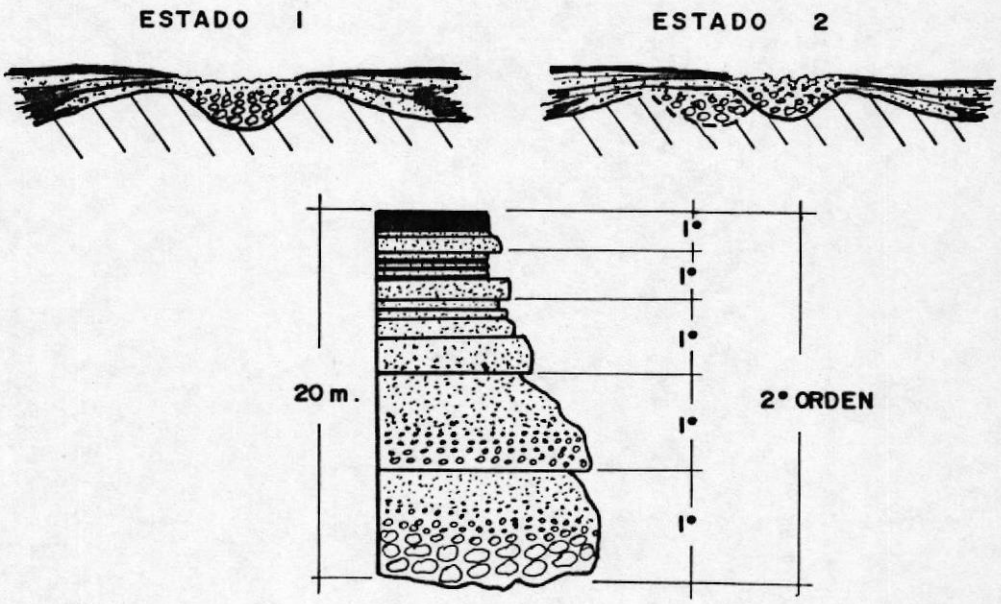


FIG. 14. MIGRACION DE UN CANAL CON SU CORRESPONDIENTE EJEMPLO DE SECUENCIA DE 2° ORDEN.

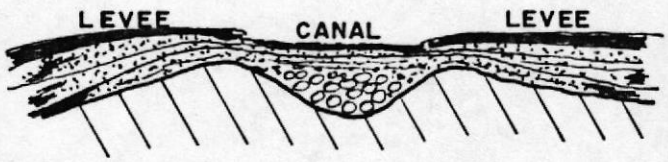


FIG. 15. RELLENO DE UN CANAL CON FORMACION DE MALECONES (LEVEES).

El espesor de este orden puede variar en unas pocas decenas de metros.

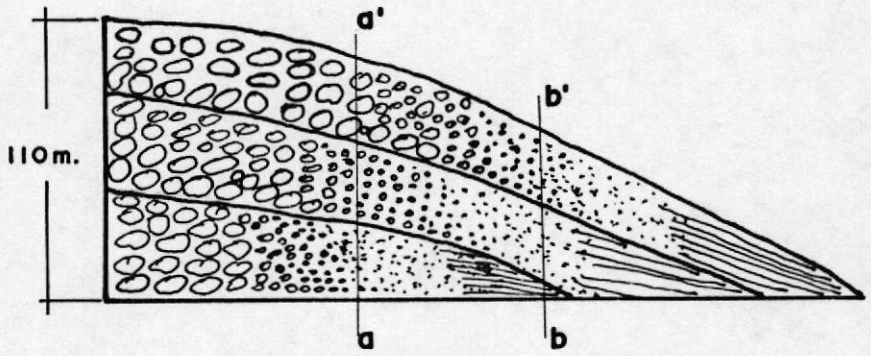
Tercer Orden: refleja la dinámica de toda la cuenca o parte de ella, por ejemplo, progradación o retrogradación de un abanico profundo, en el cual las secuencias de tercer orden tienen que correlacionarse entre si. El espesor de este orden de secuencia va de algunas decenas a una centena de metros aproximadamente (fig. 16). Representa una escala de tiempo que puede variar de 100.000 a 1'000.000 de años.

Cuarto y Quinto Orden: muestra la evolución general de la cuenca. Sirve para hacer correlaciones entre cuerpos sedimentarios diferentes, por ejemplo entre un delta y un abanico submarino, o entre dos abanicos submarinos distintos (fig. 17). Representa una escala de tiempo de varios millones de años.

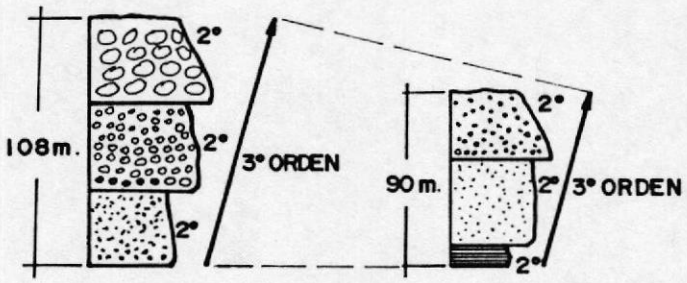
3.2 ANALISIS SECUENCIAL DE LA FORMACION CAYO

3.2.1 DESCRIPCION

En la columna estratigráfica adjunta (ver sobre de mapas) que representa la serie estratigráfica de la Fm. Cayo aflorante en los acantilados de Machalilla, se interpretaron los



DEPOSITOS DE ABANICO SUBMARINO



CORTE a - a' CORTE b - b'

FIG. 16. SECUENCIAS DE 3° ORDEN QUE REFLEJAN UNA PROGRADACION DEL ABANICO SUBMARINO. AMBAS SECUENCIAS PUEDEN CORRELACIONARSE.

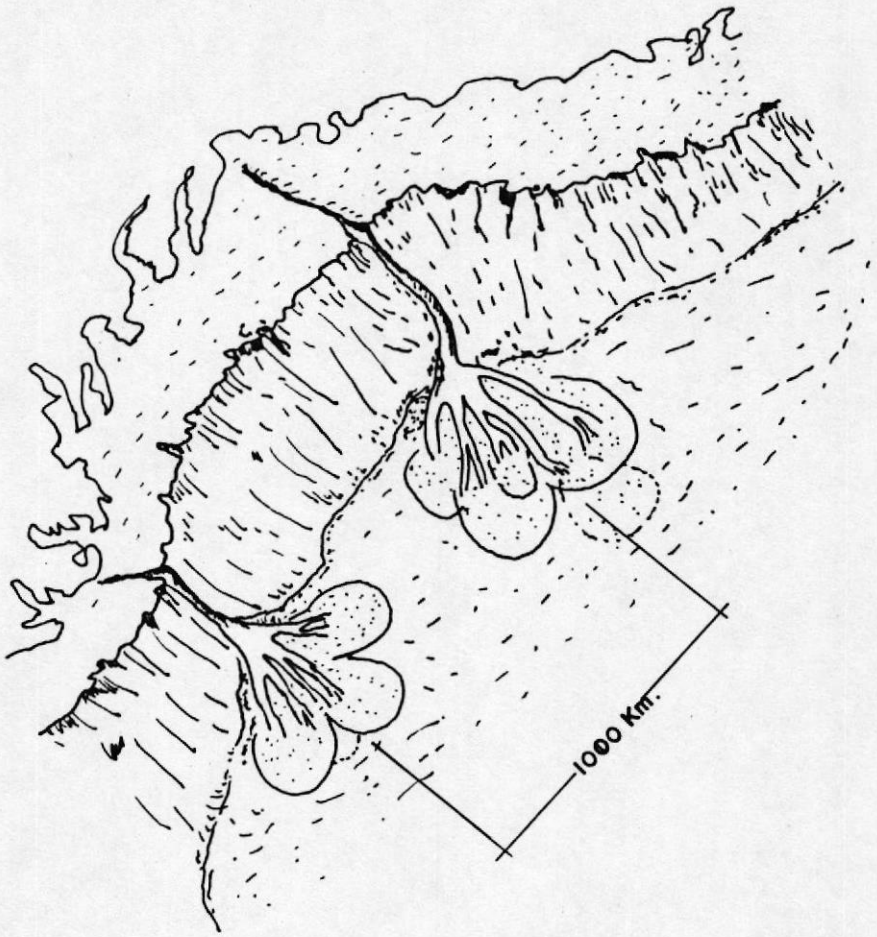


FIG. 17. DOS ABANICOS SUBMARINOS DISTINTOS PUEDEN CORRELACIONARSE ANALIZANDO SUS SECUENCIAS DE 4° y 5° ORDEN.

siguientes órdenes secuenciales:

Las dos series naturales o secuencias de primer orden observadas en el campo son grano decrecientes y de diferente espesor:

a) La primera (fig. 18) con conglomerados gruesos en la base, grada de manera normal a arenisca gruesa o media con laminación planar y en el tope se presenta un estrato no mayor a 1 metro de lutita, o arenisca muy fina laminada. El espesor va de 12 a 23 metros. Esta primera serie natural corresponde a una megaturbidita de alta densidad (Capítulo II) y es común encontrar intraclastos en ella.

b) La segunda serie natural corresponde a una turbidita de baja densidad (fig. 19) con arenisca gruesa en la base que grada normalmente a arenisca fina con laminación planar y en el tope se presenta, a veces, un estrato de lutita no mayor a 50 centímetros. Se encuentran marcas de corriente en la base. El espesor total de esta serie va de 0.8 a 3.50 metros y esporádicamente aparecen pequeños intraclastos.

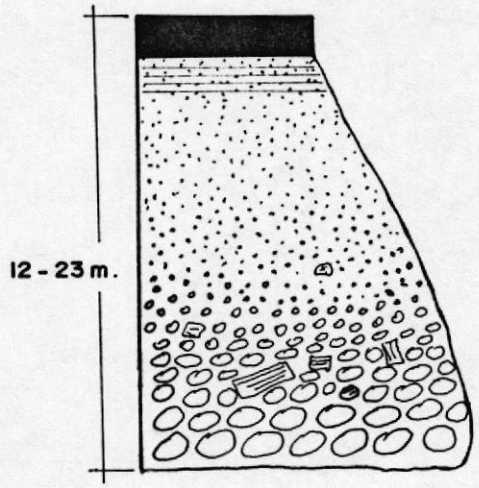


FIG. 18. SERIE NATURAL DE ALTA DENSIDAD (MEGATURBIDITA). CON GRADACION NORMAL.

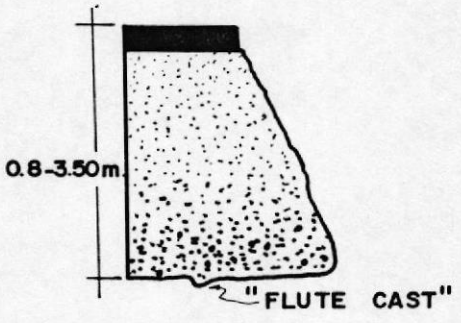
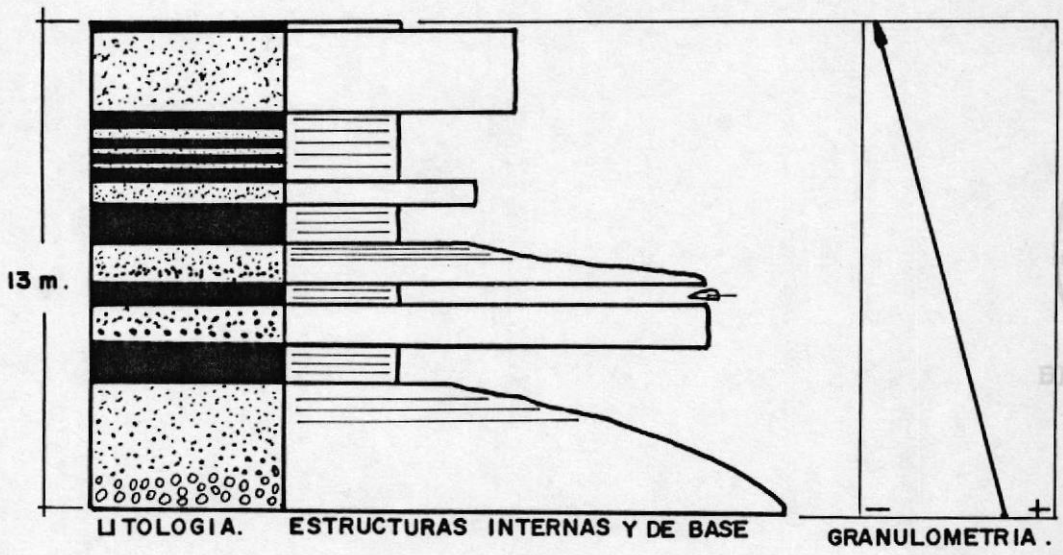


FIG. 19. SERIE NATURAL DE BAJA DENSIDAD CON GRADACION NORMAL Y "FLUTES CAST" EN LA BASE.

Las secuencias de segundo orden, individualmente, están formadas por varias secuencias de primer orden (series naturales) y su arreglo es grano-estrato decreciente (fig. 20). Los espesores de estas secuencias varían de 4 a 35 metros. El total de secuencias de segundo orden en la columna estratigráfica levantada es de 33.

Las 8 secuencias de tercer orden que aparecen en la columna están formadas por un número variable de 4 a 6 secuencias de segundo orden. Siete de ellas presentan un arreglo grano-estrato decreciente, mientras que la secuencia de tercer orden entre los puntos b1 y b2, es grano-estrato creciente (fig. 21). Como se puede apreciar estas secuencias de tercer orden se corresponden con los diferentes subambientes sedimentarios del abanico submarino profundo del modelo sedimentario de depositación. El espesor de estas secuencias varía de 60 a 108 metros.

Las tres secuencias de cuarto orden a, b y c que se observan en la columna, estan compuestas de la siguiente manera: la primera (a) por 4 secuencias de tercer orden y la segunda



BIBLIOTECA

FIG. 20. SECUENCIA DE SEGUNDO ORDEN CON ARREGLO GRANO- ESTRATO DECRECIENTE (ROMERO, 1989).

BIBLIOTECA

y tercera (b y c) por 2 secuencias de tercer orden cada una (fig. 21). Estas secuencias son retrogradantes y con espesores de 332, 141 y 105 metros, respectivamente.

Finalmente, se detecta una sola secuencia de quinto orden denominada con la letra A que a criterio del autor, se encuentra incompleta, pero muestra una tendencia retrogradante (fig. 21).

3.2.2 INTERPRETACION

De manera general, a nivel de secuencias de segundo orden, se detecta en las zonas del abanico interno, un relleno de canal grano-estrato decreciente. En las partes del abanico medio, en la primera secuencia (punto B-b1) se detecta una migración de canal de abanico medio, esto se hace más evidente por la presencia de las turbiditas CCC que son típicas de márgenes de canal; mientras que la segunda, se corresponde únicamente con un relleno de canal (punto C).

En los lóbulos de abanico externo las secuencias de segundo orden se corresponden con las

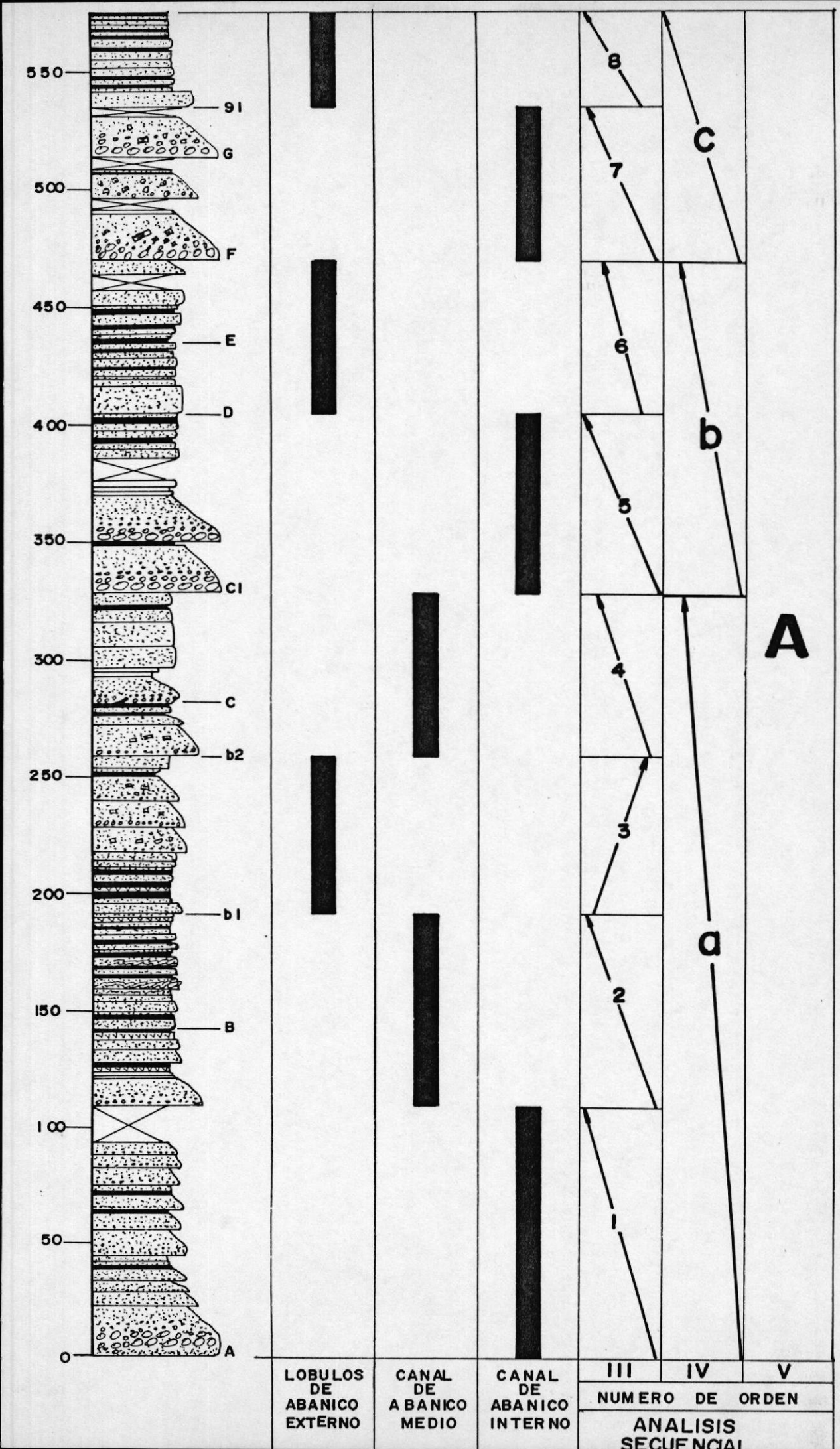


FIG. 21. COLUMNA ESTRATIGRAFICA GENERALIZADA CON LA EVOLUCION DEL MODELO SEDIMENTARIO Y EL ANALISIS SECUENCIAL PARA LA FORMACION CAYO DEL PRESENTE ESTUDIO (J. ROMERO, 1989).

avenidas arenosas que forman los lóbulos individuales en el abanico, las cuales son grano-estrato decrecientes.

Las secuencias de tercer orden reflejan de manera general una retrogradación o progradación de las diferentes zonas del abanico submarino (abanico interno, medio o externo), ya que en este orden de secuencia, éstas se corresponden con las diferentes zonas de depositación del abanico.

La disposición de éstas secuencias de tercer orden puede interpretarse como sigue:

Las dos primeras secuencias retrogradantes de tercer orden reflejan un hundimiento de la cuenca (subsidencia), que se traduce como un retroceso del área fuente o una "transgresión", pues al hundirse la cuenca el nivel relativo del mar sube (fig. 22) aunque no sea una transgresión sensu stricto.

En la tercera secuencia de tercer orden, la subsidencia se atenúa, y aunque continúa, la tasa de sedimentación es mayor que la de subsidencia, lo que da lugar a una secuencia pro-

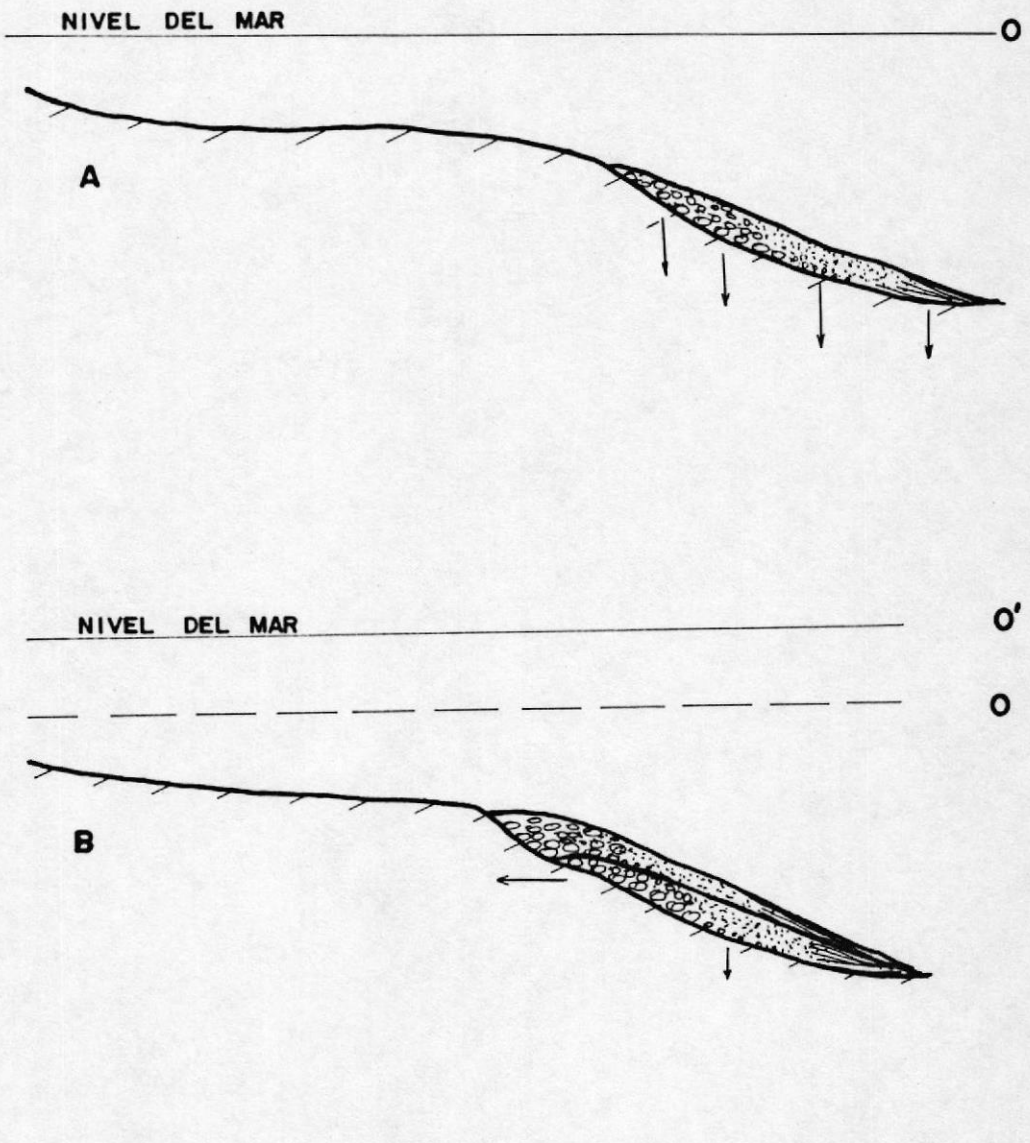


FIG. 22. EL HUNDIMIENTO DE LA CUENCA (A), SE TRADUCE COMO UN RETROCESO DEL AREA FUENTE Y UNA ELEVACION RELATIVA DEL NIVEL DEL MAR (B).

gradante producto del proceso de colmatación en la cuenca. Este proceso se continúa en la siguiente secuencia de tercer orden. Estas primeras cuatro secuencias de tercer orden forman una megasecuencia de cuarto orden que refleja de manera general una subsidencia de la cuenca que se atenúa hacia el tope de la misma. Esta evolución del hundimiento de la cuenca, hace posible que la serie estratigráfica levantada se inicie en la base con facies de abanico interno, que cambian a facies de abanico medio y cuando se atenúa la subsidencia, ocurre la colmatación parcial que origina la secuencia progradante de los lóbulos de abanico externo, los que al continuar la fase de relleno, se ponen en contacto con facies de abanico medio nuevamente. Al llegar a este punto podría pensarse en una progradación, pues se pasa de facies de abanico externo a facies de abanico medio, pero no es reflejado de esta manera por las secuencias de tercer orden que, a excepción de una, son retrogradantes debido al proceso relativo de subsidencia-colmatación.

La quinta secuencia de tercer orden, asociada a facies de canal de abanico interno, refleja

una activación sísmica de la fuente con la consiguiente depositación de conglomerados gruesos y potentes que se sedimentan sobre las facies de abanico medio y marcan el inicio del hundimiento de la cuenca de una forma más acentuada, posiblemente a manera de sacudidas que hacen posible que en el modelo sedimentario detectado en la columna estratigráfica, se pongan en contacto facies de abanico interno con facies de abanico externo (6ta. secuencia de 3er. orden, ver fig. 21). Estas dos secuencias de tercer orden mencionadas, forman una megasecuencia de cuarto orden retrogradante, que refleja la subsidencia en este estadio de la cuenca.

Finalmente, la séptima y octava secuencias de tercer orden que conforman una megasecuencia de cuarto orden, reflejan nuevamente un hundimiento con sacudidas, que ponen en contacto facies de abanico interno con facies de lóbulos de abanico externo, ya que al ocurrir la subsidencia se produce un efecto de retroceso en el área fuente (fig. 22), creándose un modelo de sedimentación parecido al mostrado en la fig. 23. Se podría generalizar entonces, que las secuencias de cuarto orden y la de

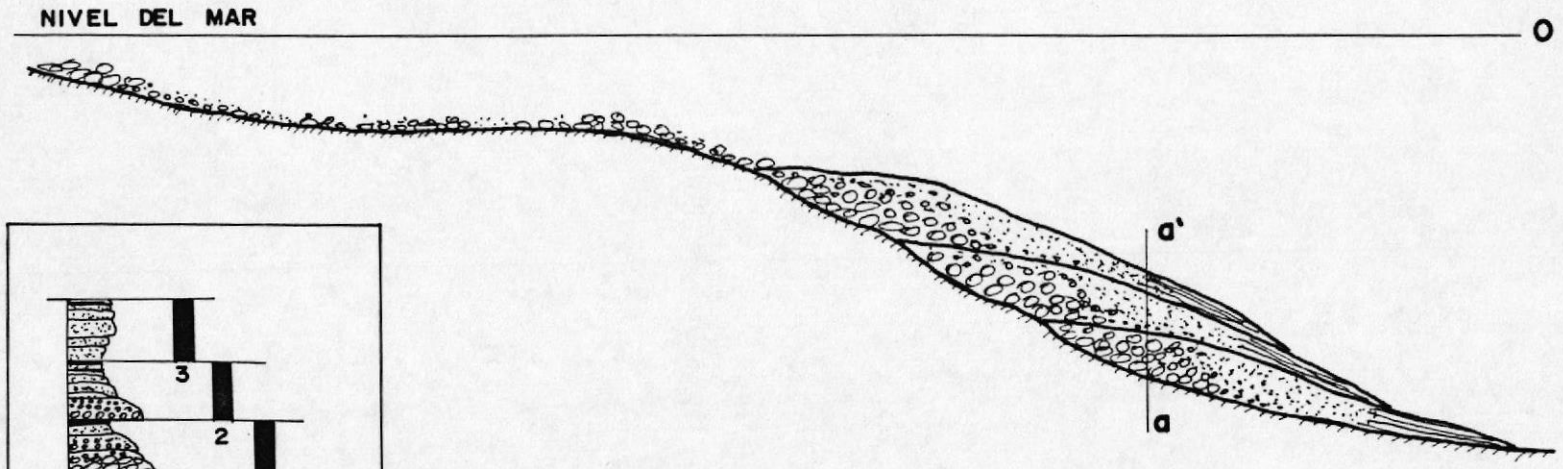


FIG. 23. SUPERPOSICION DE CUERPOS SEDIMENTARIOS DEBIDO A LA SUBSIDENCIA, QUE ORIGINAN UN MODELO DE DEPOSITACION COMO EL MOSTRADO EN EL RECUADRO, (ROMERO, 1989). 1.- ABANICO INTERNO. 2.- ABANICO MEDIO. 3.- ABANICO EXTERNO.

quinto, reflejan un hundimiento progresivo de la cuenca, en la que se depositaron sedimentos de abanico submarino profundo en forma de oleadas de sedimento que avanzaban más o menos lejos dependiendo de la energía sísmica del área fuente y las sacadas de subsidencia, así como del efecto de "transgresión" generado de esta combinación de fenómenos.

Como ya se anotó las secuencias de cuarto orden reflejan el crecimiento o disminución de la energía sísmica en la fuente, la que va relacionada con las sacudidas fuertes que marcan el inicio de estas secuencias. Así de esta manera, la primera secuencia de cuarto orden (a) refleja una energía sísmica que va disminuyendo de la base al tope (fig. 24). En la segunda secuencia de cuarto orden (b), se inicia nuevamente un evento sísmico tan importante como el primero de la columna, el cual disminuye hacia el tope de la misma.

La tercera y última secuencia de cuarto orden, se inicia con una energía sísmica de importancia que se mantiene un poco más allá de la mitad de la misma, atenuándose solamente hasta el final. Se detectan entonces claramente

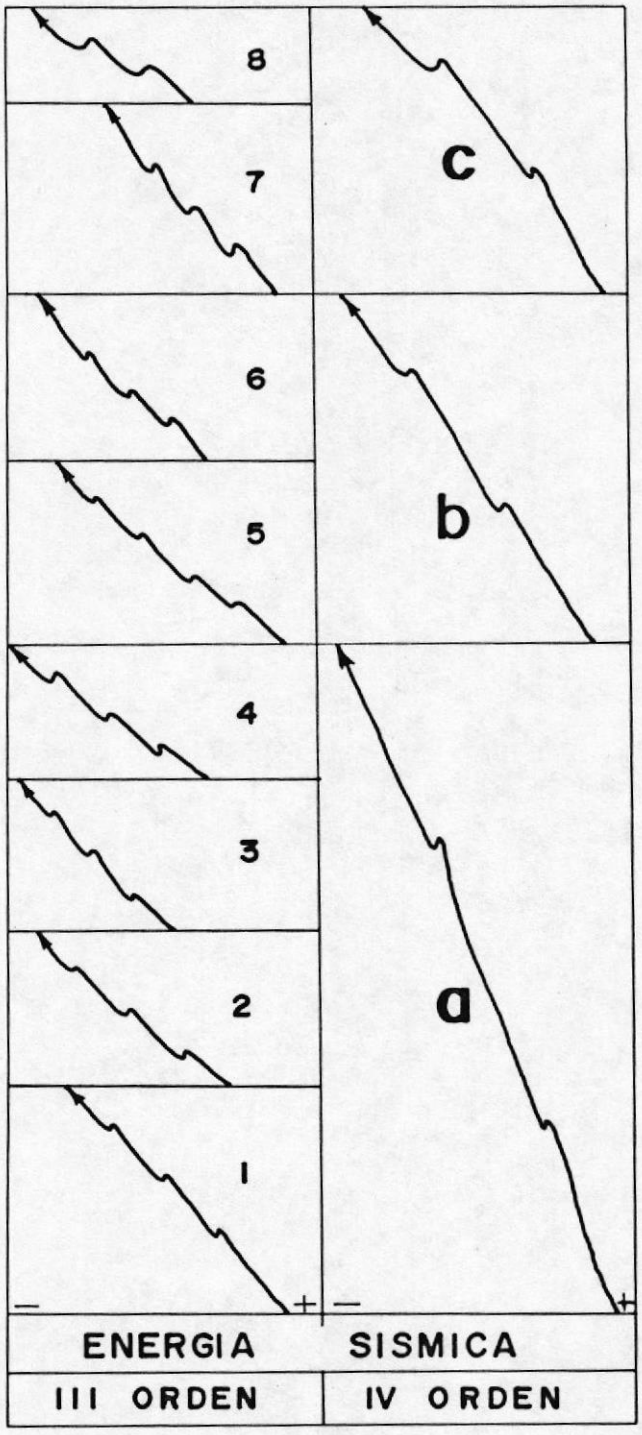


FIG. 24. RELACION ENTRE ENERGIA SISMICA DEL AREA FUENTE Y LAS SECUENCIAS DE III y IV ORDEN (R.MAROCCO y J.ROMERO, 1989).

tres eventos sismicos principales que coinci-
den con la base de cada una de las secuencias
de cuarto orden.

CAPITULO IV

MARCO PALEOGEOGRAFICO

La serie estratigráfica de la Fm. Cayo aflorante en los acantilados de Machalilla corresponde a sedimentos depositados en un abanico submarino con profundidades mayores a 250 metros, productos de la erosión de un arco volcánico insular (fig. 25) durante el Campaniano Superior (71-72 m.a.), coincidente cronológicamente con el máximo de la curva de la transgresión cretácica terminal (ver fig. 26).

En la definición anterior, no se han utilizado los términos batial o abisal ya que estos hacen referencia a profundidades relacionadas con un esquema clásico de medios marinos, lo que no se corresponde con el esquema presentado. La aproximación paleobatimétrica anotada, proviene de varias fuentes entre las que se destaca la observación de estructuras de corrientes no retrabajadas ni por corrientes marinas, ni por el nivel de base turbulento de las olas, es decir profundidades mayores a 250 metros (Walker, 1989). Otra, es la referente a la asociación de microfauna encontrada, donde los ejemplares de foraminíferos bentónicos transportados desde su habitat natural van desde aguas marinas someras hasta profundidades mayores a 250 metros (Capítulo I), limitando por lo tanto la deposita-

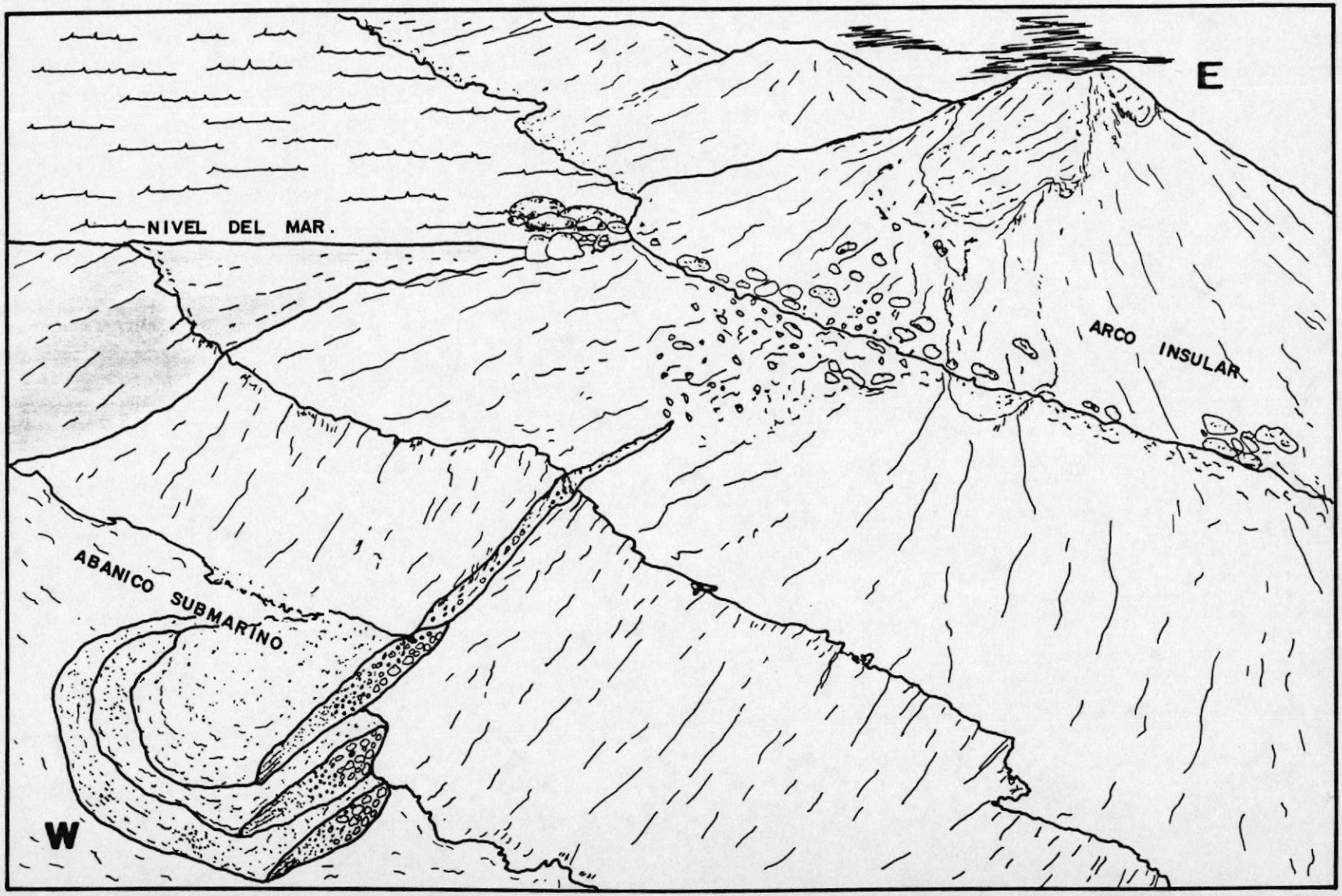


FIG. 25. MARCO PALEOGEOGRAFICO DURANTE EL CAMPANIANO SUPERIOR, CORRESPONDIENTE A LOS SEDIMENTOS DE LA FM. CAYO AFLORANTE EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA, PROVINCIA DE MANABI (J. ROMERO, 1989).

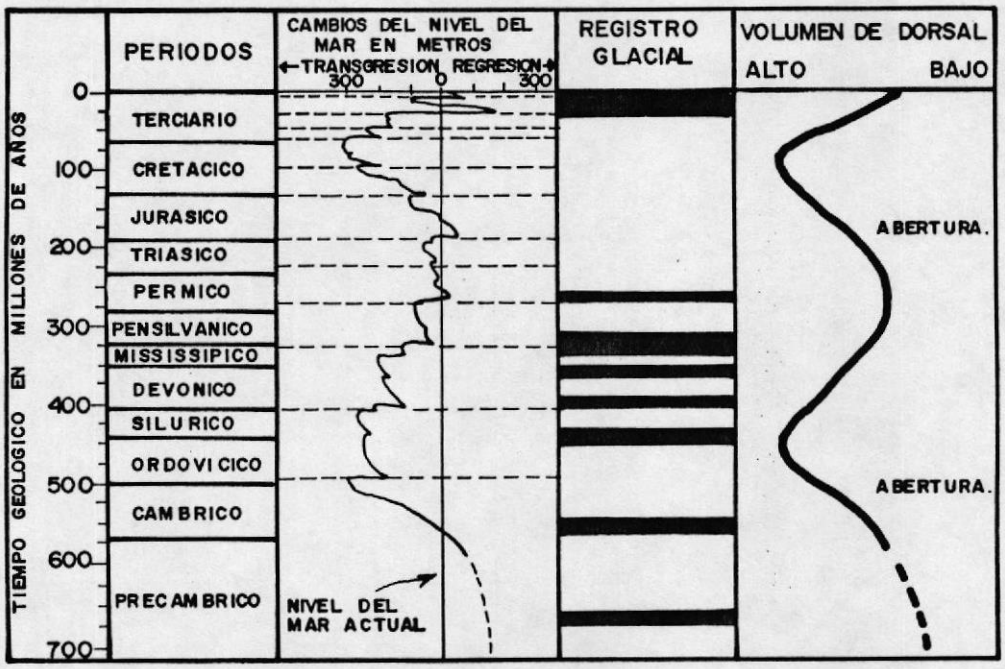


FIG. 26.- FLUCTUACIONES DEL NIVEL DEL MAR, EPISODIOS GLACIALES Y VOLUMEN DE DORSAL, TOMADO DE SHANMUGAM Y MOLOLA, 1982a.

ción a la profundidad última señalada, la misma que es corroborada por la abundancia de radiolarios, tal como lo da a conocer T.J. Bergstresser (1983) en un estudio sobre los radiolarios de las Lutitas Pierre, USA.

En este punto, es importante anotar la presencia de ciertos estratos de areniscas con bioturbación vertical (galerías de alimentación y vivienda) de aspecto parecido a los llamados skolithos y tigillites, los cuales clásicamente se asocian a una sedimentación de medio marino somero, en donde la erosión y sedimentación representan un peligro para los organismos que en el viven. Sin embargo, la bioturbación observada en Machalilla se interpreta en relación con la dinámica del medio y el tipo de sedimentación, dejando de lado la consideración paleobatimétrica. Por las características de las galerías, se deduce que fueron hechas posiblemente por gusanos detritófagos que proliferaban en los períodos de relativa sedimentación tranquila, pues estos se presentan en el tope de las secuencias de segundo orden de los lóbulos de abanico externo (foto IV. 1, ver columna estratigráfica entre los puntos b1 y b2) y de canal de abanico medio (foto IV. 2, columna estratigráfica punto C).

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL GUAYAQUIL BIBLIOTECA

De acuerdo, entonces, con la asociación de facies turbidíticas determinada (Capítulo II) y el análisis secuencial realizado (Capítulo III), los depósitos corresponden a un

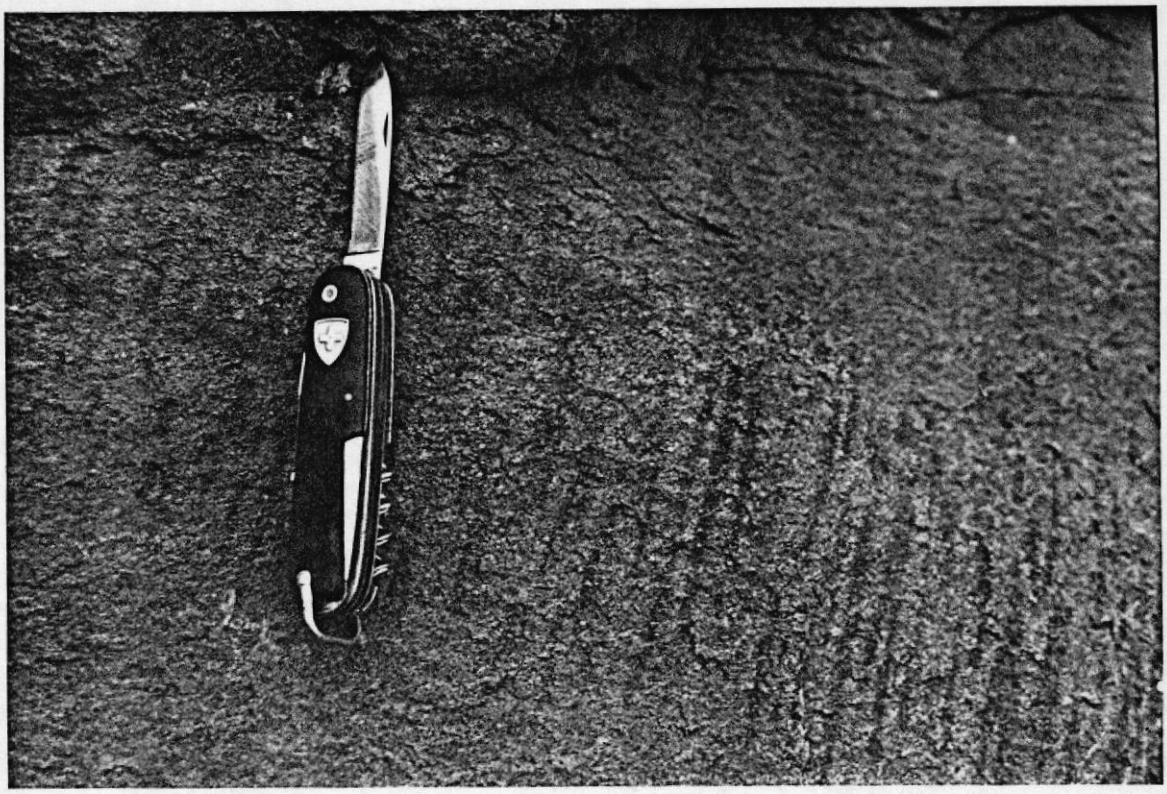


FOTO IV. 1. DETALLE DE LA BIOTURBACION ENTRE LOS PUNTOS B1 Y B2, ESTA ES PERPENDICULAR A LA ESTRATIFICACION Y SEGURAMENTE FUE HECHA POR GUSANOS DETRITOFAGOS Y RELLENADA POSTERIORMENTE.

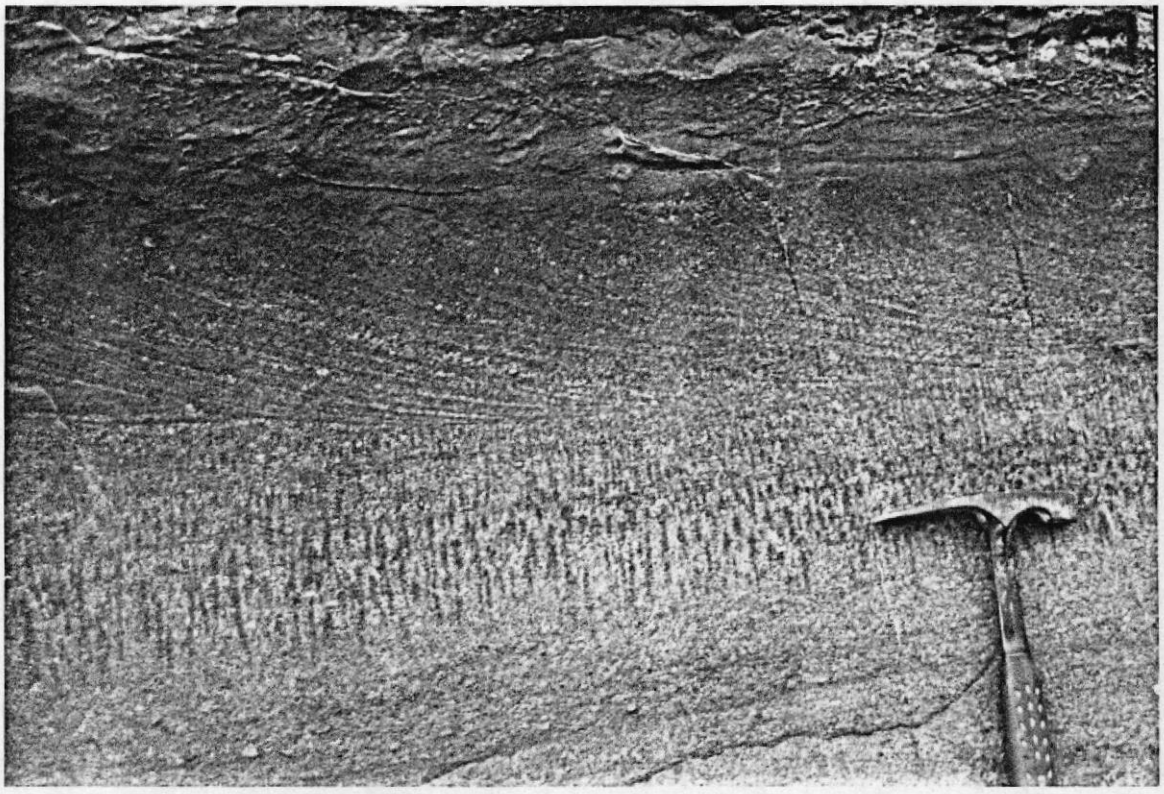


FOTO IV. 2. BIOTURBACION VERTICAL AL TOPE DE UNA SECUENCIA DE SEGUNDO ORDEN EN LA ZONA DE CANAL DE ABANICO MEDIO (PUNTO C).

abanico submarino profundo que evolucionó por etapas desde la parte interna a la externa, con una subsidencia activa representada por tres megasecuencias retrogradantes de cuarto orden (fig. 21). Este abanico parece haber sido alimentado por un canal principal (no visible actualmente) cuya fuente de sedimentos, según los datos de paleocorrientes (ver Mapa de Paleocorrientes), estuvo ubicada al Este. El área madre o fuente de los depósitos según los datos de petrografía, corresponde a un arco volcánico insular, de acuerdo con las siguientes evidencias:

a. Presencia de brechas volcánicas, basaltos y diabasas toleíticas que testimonian una fuente volcánica. Además, las wackas volcánicas, areniscas tobáceas y tobas ponen de manifiesto eventos volcánicos intermitentes durante la sedimentación.

b. Los basaltos y diabasas toleíticas muestran ausencia de anfíboles y aparición de pigeonita y augita entre los clinopiroxenos, características que generalmente según P. Baker (1978), son comunes a los basaltos toleíticos de arcos insulares.

c. Presencia de enriquecimiento en Fe total de la mayoría de las muestras, lo que de acuerdo con Baker (1978), también es característica de las series toleíticas de arcos insulares.

Aunque para diferenciar con plena seguridad las series toleíticas de arco insular de aquellas de fondos océanicos sería necesario determinar el contenido en porcentaje de elementos traza tales como Rb, Sr, Ba, Zr, Cs, Th y U; así como, ciertas relaciones de tierras raras y de K/Rb entre otras (Girod et. al., 1978), las evidencias expuestas anteriormente son válidas para situar el área fuente en un arco volcánico insular.

Los tipos de rocas identificados como pertenecientes a este arco volcánico corresponderían posiblemente a la denominada Fm. Macuchi de Henderson (1979) tal como fue definida por este autor y caracterizada por estudios geoquímicos posteriores de J. Raharijaona (1980) y M. Lebrat (1985, 1987). La caracterización geoquímica que realizaron estos investigadores permitió determinar un metamorfismo de bajo grado de facies de pumpellyita-zeolita en las rocas de esta Formación, particular también detectado en las muestras de clastos analizados en el presente estudio.

Se han propuesto varios modelos geotectónicos para explicar el origen del arco Macuchi (Feininger y Bristow, 1980; Kennerley, 1980; Lebrat, 1985; Lebrat et al, 1987). El modelo de Lebrat sería el que mejor se adapta al presente estudio; en resumen, este modelo coloca al arco Macuchi al Este de una zona de subducción, el cual co-

menzó a acrecionarse al continente como un terreno exótico durante el Cretácico Superior (fig. 27). Estudios paleomagnéticos posteriores (Megard et al, 1987; C. Laj et al, 1989) corroboran la vigencia de este modelo y una rotación del basamento océanico de aproximadamente 70° en el sentido de las manecillas del reloj debido a la forma en que se realizó la acreción del arco Macuchi. La rotación propuesta, colocaría la zona de aporte de los sedimentos de la Fm. Cayo originalmente hacia el NNE, ya que tanto la fuente como la zona de depósito realizaron en conjunto la rotación. En cambio, Beck (1988) propone una rotación de bloques in situ, en respuesta a esfuerzos de cizalla, basándose también en los datos paleomagnéticos. Es necesario decir que estos resultados permiten algunas especulaciones tectónicas que en el futuro deberán ser estudiadas más a fondo.

Por último se debe anotar que la transgresión del Cretácico Superior, uno de los más grandes eventos eustáticos (Vail, Mitchum y Thompson, 1977; Shanmugam y Moiola, 1982), debió de afectar de dos maneras los depósitos de la Fm. Cayo a partir del arco volcánico; primeramente, produciendo un efecto de retroceso del área fuente y en segundo lugar una profundización de los depósitos. Al respecto, los estudios realizados en otras cuencas y recopilados por Shanmugam y Moiola (1982b) indican que difícilmente se podría haber formado el abanico submarino durante esta épo-

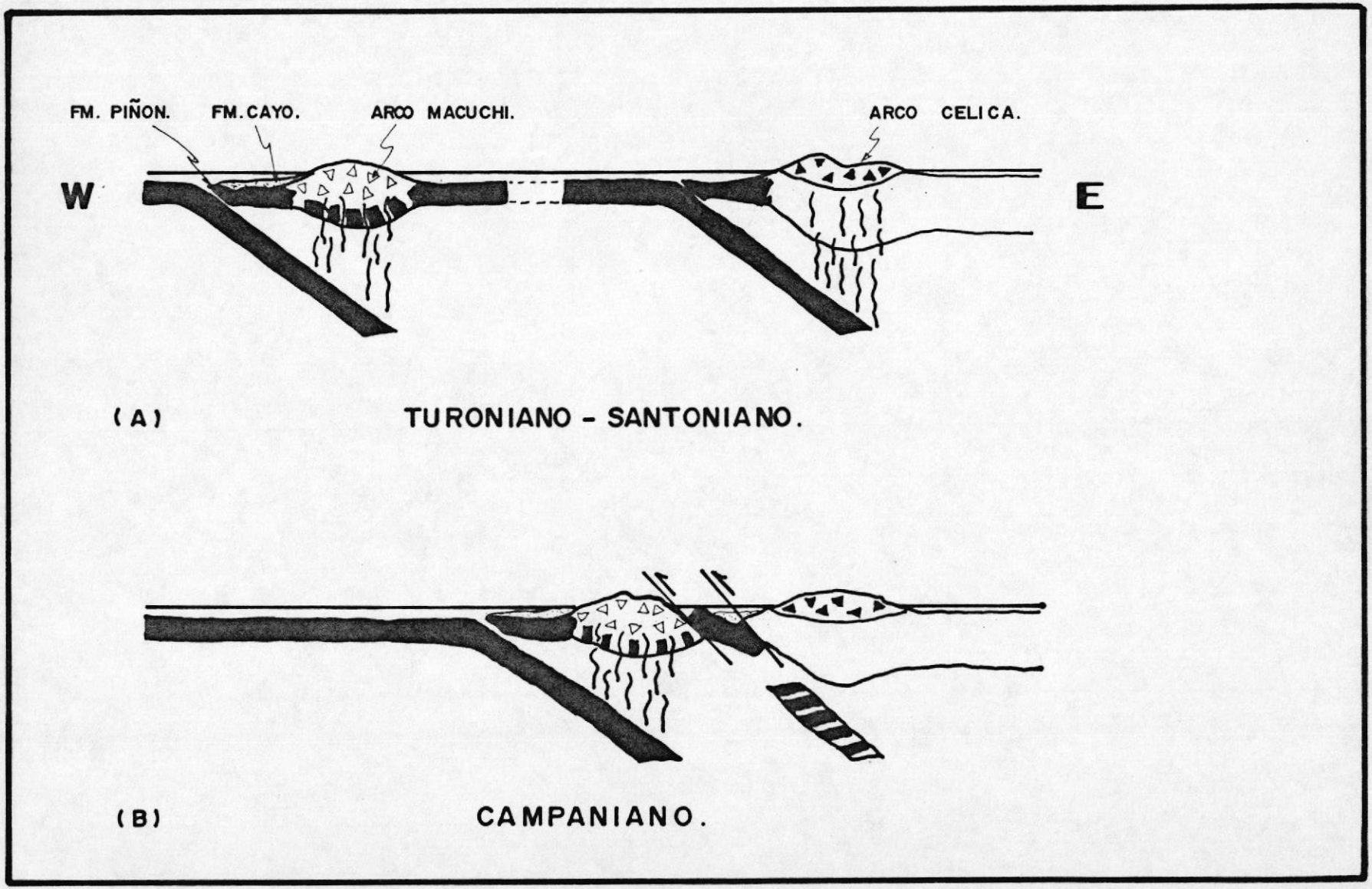


FIG. 27. MODELO GEOTECTONICO PROPUESTO POR M. LEBRAT, PARA EL PRINCIPIO (A) Y EL FINAL (B) DEL CRETACICO SUPERIOR.

ca, ya que de acuerdo con sus investigaciones, existe más bien una relación entre épocas de regresión y formación de abanicos submarinos. Sin embargo, cabe recordar que la cuenca donde se depositaron los sedimentos de la Fm. Cayo, según los datos del análisis secuencial de este estudio, muestra una subsidencia activa y fuertes períodos de sismicidad en la zona de aporte, que propiciaron la formación del abanico submarino, minimizando el efecto transgresivo.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las conclusiones del presente estudio son las siguientes:

1. Los acantilados de Machalilla están constituidos por rocas pertenecientes a las Formaciones Cayo y San Mateo que presentan en el contacto una discordancia angular.

2. La serie estratigráfica de la Fm. Cayo tiene aquí una edad de Campaniano Superior parte media, correspondiente a la biozona de radiolarios de Amphipyndax tylotus (71-72 m.a.). Mientras que los estratos de la Fm. San Mateo, tienen una edad de Eoceno Medio medio, correspondiente a la parte media de la biozona de Podocyrtis ampla (45 m.a.).

3. Los sedimentos de la Fm. Cayo fueron depositados en un ambiente de abanico submarino con profundidadee mayores a 250 metros, con una evolución por etapas sucesivas de los subambientes desde la parte interna hasta la parte externa del abanico con asociaciones de facies de canal de abanico interno, medio y lóbulos de abanico externo.

4. Los sedimentos de la Fm. San Mateo, en cambio, se depositaron en un ambiente al parecer, de planicie de

cuenca.

5. Los clastos de conglomerados de la Fm. Cayo están constituidos por basaltos, diabasas y brechas vólcanicas correspondientes a una serie toleítica de arco volcánico insular. Determinándose además, un metamorfismo de bajo grado perteneciente a las facies de pumpellyita-zeolita dentro de los mismos.

6. Las areniscas tobáceas y tobas presentes en la Fm. Cayo, evidencian un volcanismo intermitente durante la sedimentación de esta unidad.

7. La serie estratigráfica de Machalilla presenta tres megasecuencias retrogradantes de cuarto orden que reflejan una subsidencia progresiva de la cuenca sedimentaria que se traduce como un efecto de retroceso del área fuente y de profundización de los depósitos.

8. El inicio de cada una de las tres megasecuencias de cuarto orden evidencia un valor máximo de energía sísmica en el área fuente, que se atenúa hacia el término de cada una de ellas.

9. El modelo geotectónico de Lebrat et al (1987) correspondiente al arco insular Macuchi, sería el que mejor se adapta a los depósitos de la Fm. Cayo del área de

Machalilla.

Para futuras investigaciones relacionadas con el presente estudio se recomienda lo siguiente:

1. Realizar estudios de radiolarios para datación de la Fm. Cayo en otros lugares de la costa ecuatoriana, debido a que restringen mejor la edad de los sedimentos en comparación con los foraminíferos bentónicos en esta unidad.

2. Verificar mediante otros estudios micropaleontológicos de la Fm. Cayo y de otras unidades del Cretácico Superior, la prolongación del rango estratigráfico de la especie de radiolario Stylospongia verteroensis hasta el Campaniano Superior.

3. Realizar estudios de la Fm. Cayo en otros afloramientos, en base a una asociación de facies sedimentarias que complementen y/o corroboren el modelo sedimentario de depositación planteado en este estudio.

4. Efectuar análisis secuenciales similares al del presente estudio en otros afloramientos de la Fm. Cayo, para establecer correlaciones entre ellos, en vista a un mejor conocimiento geodinámico de la cuenca de depósito.

5. Llevar a cabo análisis petrográficos y de elementos traza y tierras raras en clastos de conglomerados de la Fm. Cayo en otros lugares donde aflora ésta, a fin de establecer su correspondencia genética con un arco volcánico insular y la consiguiente comparación con la caracterización petrográfica y geoquímica del arco Macuchi.

ANEXO A

MICROSCOPIA ELECTRONICA

Las muestras petrográficas analizadas con microsonda electrónica se preparan en general de la manera siguiente:

La muestra se lava con un solvente adecuado para prevenir contaminantes aceitosos y se seca a temperatura ambiente, luego se la recubre por electrodepositación con una capa de oro-paladio (en caso de no ser conductor) y se analiza en un microscopio Philips modelo 515 equipado con una microsonda de fluorescencia de rayos X EDAX. En esta ocasión se utilizó una aceleración de 30 K eV y una apertura de haz de 50 nanómetros, durante un tiempo de por lo menos 60 segundos de exposición; en algunos casos, se prolongó más el tiempo de exposición con el objeto de acumular un espectro adecuado para el análisis.

Este equipo es capaz de detectar elementos con números atómicos entre 11 y 92. El "software" integrado permite el cálculo estequiométrico de concentraciones puntuales, tanto por elementos como por óxidos. Además, se pueden hacer las correcciones debidas a número atómico, absorción del tipo de muestra y fluorescencia secundaria (ZAF). La detección mínima está en el orden de las 200 ppm.

Una vez obtenidos los porcentajes de óxidos para un punto determinado, estos datos se procesan con el método que a

continuación se describe:

Cálculo de una Fórmula Química a partir del Análisis de un Mineral (Tomado de: Minerais Constituintes das Rochas, de Deer et al., 1981).

ANALISIS DE HORNBLENDA

(1) % DE OXIDOS EN PESO.		(2) PROPORCION MOLECULAR DE OXIDOS.	(3) PROPORCION ATOMICA DE O. A PARTIR DE C/MOLECULA.	(4) No. DE ANIONES EN BASE DE 24 (O, OH) i.e col. 3X8.3743.		(5) No. DE ANIONES EN LA FORMULA.
SiO_2	51.63	0.8593	1.7186	14.392	Si	7.20
Al_2O_3	7.39	0.0726	0.2175	1.821	Al	1.21
Fe_2O_3	2.50	0.0157	0.0471	0.394	Fe	0.26
FeO	5.30	0.0738	0.0738	0.618	Fe	0.62
MnO	0.17	0.0024	0.0024	0.021	Mn	0.02
MgO	18.09	0.4487	0.4437	3.758	Mg	3.76
CaO	12.32	0.2197	0.2197	1.840	Ca	1.84
Na_2O	0.61	0.0098	0.0098	0.082	Na	0.16
H_2O	2.31	0.1283	0.1283	1.074	OH	2.15
			T= 2.8659			

$$\frac{24}{2.8659} = 8.3743$$

FORMULA ESTRUCTURAL DE LA HORNBLENDA:

$(Na,K)_{0-1}\ Ca_2\ (Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_5\ [Si_{6-7}\ Al_{3-1}\ O_{22}]\ (OH,F)_2$

El proceso para calcular una fórmula química para una hornblenda, es descrito en base al ejemplo anterior indicado.

- La columna 1, indica la composición del mineral expresada de manera usual como porcentaje en peso de los óxidos constituyentes.

- La columna 2, derivada de la columna 1, al dividir cada valor para el peso molecular del óxido correspondiente. Los valores así obtenidos indican, por lo tanto, las proporciones moleculares de los diferentes óxidos.

- La columna 3, derivada de la columna 2, multiplicando ésta última por el número de átomos de oxígeno del óxido respectivo. Se obtiene, por lo tanto, un conjunto de números proporcionales al número de átomos de oxígeno asociados con cada uno de los elementos correspondientes. Al final de la columna 3, se escribe su total (T).

- La columna 4, resulta de multiplicar los valores de la columna 3 por 24/T. Esto se hace para dejar la fórmula del anfíbol en base a 24 átomos de oxígeno que representa la mitad del contenido de la malla unitaria.

- La columna 5, indica el número de cationes asociados con los oxígenos de la columna 4. Así, para el SiO2 hay un silicio para dos oxígenos, de modo que el valor de la columna 4 es dividido para 2. Para el Al2O3 hay dos a-

luminios por cada tres oxígenos, de modo que el valor de la columna 4 es multiplicado por 2/3, etc.

Los números de iones en base a 24 oxígenos indicados en la columna 5 (productos del análisis) se agrupa y se compara con los mismos grupos representados en la fórmula estructural general de la hornblenda, de tal manera, que el número de iones de Si en la fórmula es de 6-7 y en el análisis de 7.20; el Mg, Fe2+, Fe3+, Al agrupados en la fórmula tienen un subíndice iónico de 5 y en el análisis 5.07, etc.

El mismo procedimiento descrito, se utilizó en algunas muestras para el análisis petrográfico en el presente estudio, teniendo de antecedente el campo mineral establecido por Mineralogía Optica y tomando en cuenta únicamente los oxígenos que no se asocian con hidrógenos.

Para el caso particular de las cloritas oxidadas (contenido en óxido de Fe mayor al 4%), por ejemplo, se determinaron en primer lugar como cloritas en base a Mineralogía Optica, utilizando 20 oxígenos a partir de su fórmula general (Mg,Al,Fe)12 [(Si,Al)8 O20] (OH)16, y utilizando la gráfica de la fig. A1, se estableció el campo de cloritas oxidadas correspondiente o más específicamente el nombre particular de la clorita.

BIBLIOTECA

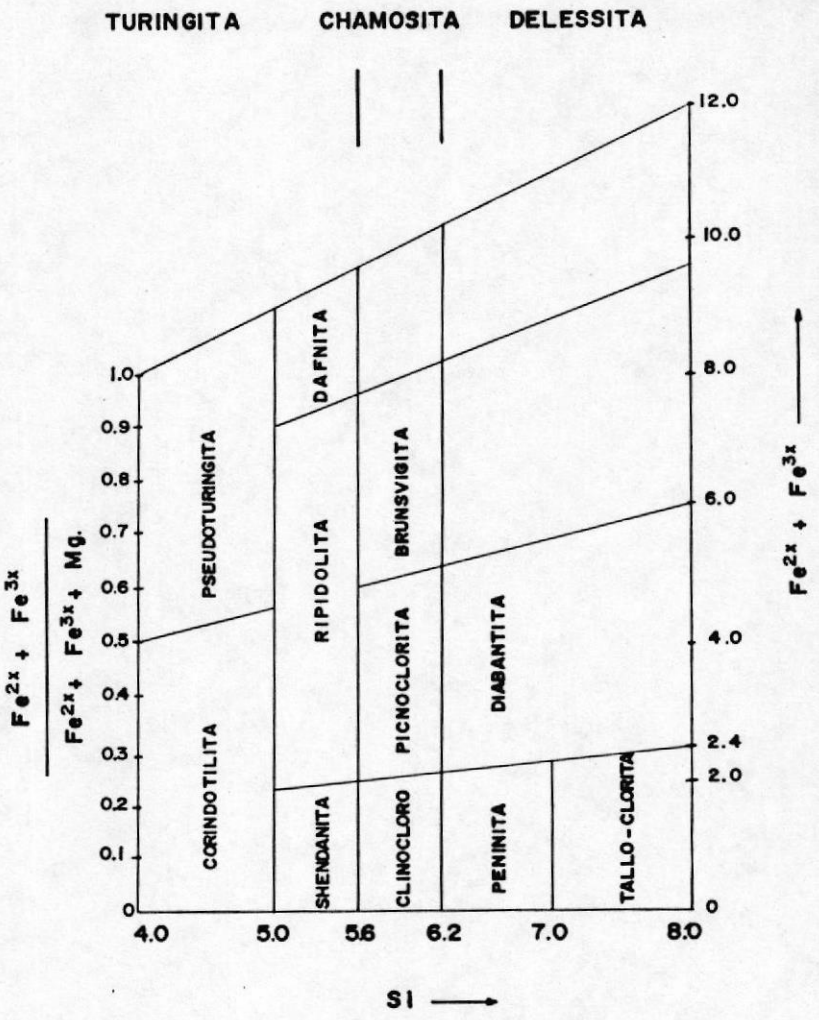


Fig. A 1.- NOMENCLATURA DE CLORITAS OXIDADAS (SEGUN M. HEY, 1954).

ANEXO B

LAMINA 1

FORAMINIFEROS BENTONICOS DE LA FM. CAYO EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA

Figura

1. Globorotalites spineus (Cushman)-Mc Gugan, 1964; Campaniano-Maestrichtiano, vista umbilical, x178.

2. G. spineus, vista lateral, x120.

3. Globorotalites hiltermanii (Kaever, 1961); Campaniano-Maestrichtiano, vista umbilical, x241.

4. Rzehakina epigona (Rzehak)-Loeblichf y Tappan, 1964; Cretácico Superior-Paleoceno, vista lateral, x126.

5. Pullenia coryelli (White, 1929); Campaniano-Maestrichtiano, vista apertural, x156.

6. Spiroplectamina lalickeri (Albritton y Phleger, 1937); Santoniano-Campaniano, vista lateral inclinada, x425.

7. S. lalickeri, vista lateral, x103.

8. Spiroplectamina sigmoidina (Lalicker); Campaniano-Maestrichtiano, vista lateral, x110.

9. Spiroplectamina semicomplanata; Campaniano-Maestrichtiano, vista lateral inclinada, x415.

LAMINA 2

RADIOLARIOS DE LA FM. CAYO EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA

Figura

1. Archaeodictyomitra lamellicostata (Foreman, 1968); Campaniano-Maestrichtiano, vista lateral, x241.

2. Archaeodictyomitra lamellicostata (Foreman, 1968), Campaniano-Maestrichtiano, vista lateral, x274.

3. Amphipyndax tylotus (Foreman, 1978b), Campaniano Superior-Maestrichtiano, vista lateral, x212.

4. Lithostrobus sp. (Butschli, 1882), Cretácico Superior, vista lateral, x388.

5. Cavaspongia? sp., Cretácico Superior, vista lateral, x600.

6. Amphipyndax pseudoconulus (Pessagno)-Empson-Morin, 1982; Campaniano Inferior-Campaniano Superior medio, vista lateral, x274.

7. Siphocampe daseia (Foreman, 1968), Campaniano Superior-Base Maestrichtiano Superior, vista lateral, x503.

8. Diacanthocapsa granti (Campbell & Clark, 1944), Cretácico Superior, vista lateral, x312.

9. Diacanthocapsa granti (Campbell & Clark, 1944), Cretácico Superior, vista lateral,x25 luz transmitida.

LAMINA 3

RADIOLARIOS DE LA FM. CAYO (FIG. 1-5) Y

FM. SAN MATEO (FIG. 6-8) EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA

Figura

1. Stylospongia verteroensis (Pessagno, N. sp., 1963); Campaniano inferior-Campaniano Superior?, vista lateral, x60 luz transmitida.

2. Stylospongia sp. (Pessagno, 1963); x503.

3. Triactinosphaera morenoensis (Campbell y Clark, 1944); Cretácico Superior, vista lateral, x356.

4. Theocapsomma comys group (Foreman, 1968); Campaniano-Maestrichtiano, x526.

5. Triactinosphaera? sp., vista lateral, x341.

6. Lytochitris vespertilio (Ehrenberg, 1873); Eoceno Inferior-Eoceno Superior temprano, x385.

7. Stylosphaera minor brevihastata (Clark y Campbell); Eoceno, vista lateral, x 290.

8. Lychnocanoma bellum (Clark y Campbell); Eoceno Inferior medio-Eoceno Superior inferior, vista lateral, 424.

LAMINA 4

RADIOLARIOS DE LA FM. SAN MATEO EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA

Figura

1. Podocyrtis diamesa (Riedel & Sanfilippo, 1970), Eoceno Inferior tardío-Eoceno Medio medio, vista lateral, x203.

2. Podocyrtis ampla (Riedel & Sanfilippo, 1970), Eoceno Medio medio, vista lateral, x406.

3. Dictyoprora mongolfieri (Nigrini, 1974), Eoceno Medio-Oligoceno, vista lateral, x201.

4. Phormocyrtis sp. (Foreman, 1973), Eoceno, vista lateral, x243.

5. Podocyrtis aff. trachodes (Riedel & Sanfilippo, 1970), Eoceno Medio medio, vista lateral inclinada, x287.

6. Dictyoprora amphora (Nigrini, 1974), Eoceno Medio-Oligoceno, vista lateral, x238.

7. Phormocyrtis turgida (Krasheninnikov, 1960), Eoceno Inferior-Eoceno Medio, vista lateral, x304.

8. Phormocyrtis turgida (Krasheninnikov, 1960), Eoceno Inferior-Eoceno Medio, vista lateral, x338.

9. Calyocicleta sp. (Riedel, 1959), vista lateral, x214.

LAMINA 5

RADIOLARIOS DE LA FM. SAN MATEO EN LOS ACANTILADOS DE MACHALILLA

Figura

1. Lithocyclia ocellus (Ehrenberg, 1854); Eoceno Inferior tardío-Eoceno Superior medio, vista lateral, x300.

2. Phacodiscus sp., Eoceno-Holoceno, x250.

3. Cenosphaera sp., Cámbrico-Holoceno, x300.

4. Spongodiscus sp., Devónico-Holoceno, x250.

5. Periphaena delta (Sanfilippo y Riedel, 1973); Eoceno Medio temprano-Eoceno Medio medio, vista lateral, x60 luz transmitida.

6. P. delta, vista lateral inclinada, x100.

LAMINA 6

RADIOLARIOS DE LA FM. CAYO, MACHALILLA, ECUADOR

(Algunos especimenes de la muestra JRA1, identificados en AMOCO PRODUCTION, Houston, Texas)

Figura

1. Diacanthocapsa granti (Campbell y Clark, 1944), vista lateral, x340.

2. Diacanthocapsa granti (Campbell y Clark, 1944), vista lateral, x440, mostrando los poros gruesos del segmento toráxico y los poros en la constricción entre los segmentos abdominal y toráxico.

3. Pseudoaulophacus parqueraensis Pessagno, 1963, x360.

4. Triactinosphaera morenoensis (Campbell y Clark, 1944), mostrando la red de poros en las terminaciones infladas de los brazos, x360.

5. Amphipyndax aff. pseudoconulus (Pessagno, 1963), fragmento mostrando detalles esculturales, x500.

6. Obesacapsula sp., x500.

7. Patellula sp., x400.

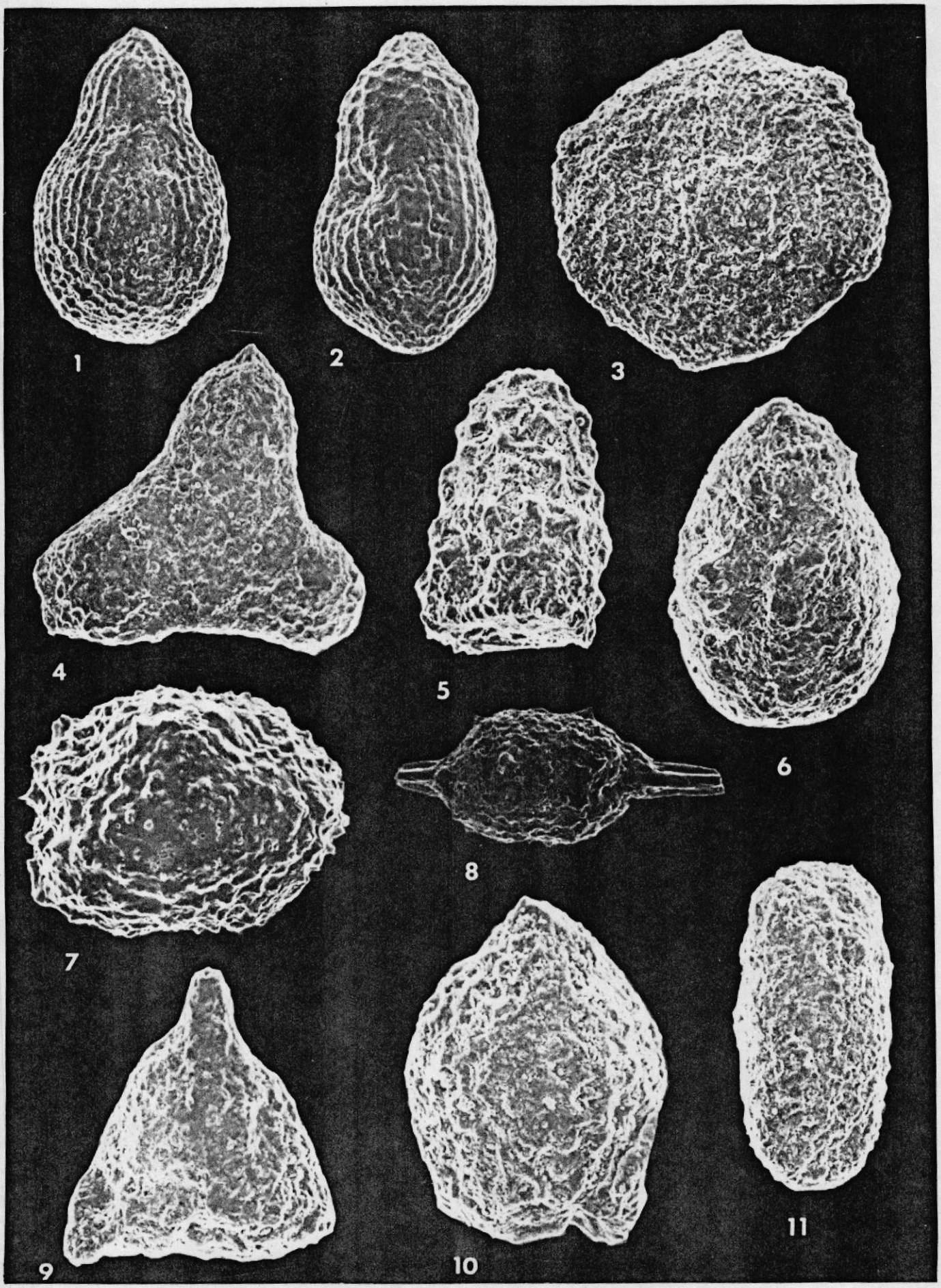
8. Archaeospongoprunum aff. bipartitum Pessagno, 1973, x300.

9. Cavaspongia? sp., x510.

10. Ectonocorys? sp., x600.

11. Phaseliforma meganosensis Pessagno, 1972, x400.

LAMINA 6



ANEXO C

ASPECTOS TEORICOS

Basalto: Los basaltos son volcánicos y rara vez intrusivos, hipoabisales, holocristalinos, hipocristalinos, rara vez vitreos, con matriz afanítica y contienen:

Plagioclasa (labradorita)..... 40 - 60 %
Máficos (clinopiroxeno y olivino) ..... 55 - 35 %

Para que la roca pueda ser clasificada como basalto, la composicion media de la plagiocalsa debe ser la de la labradorita o más cálcica.

Los tipos de basaltos sin olivino y los pobres en éste mineral son llamados toleítas, y consiste escencialmente de labradorita, clinopriroxeno y mineral de hierro. Otros rasgos característicos son el predominio de las piroxenas pigeonitas.

Las texturas de los basaltos toleíticos varía de vitreas a holocristalinas, siendo las principales la intersertal, la intergranular, y la afieltrada. La textura intersertal resulta, en parte, de la presencia de sideromelano o palagonita, pero generalmente por la presencia de clorofaeita. En las toleitas frescas esta sustancia es de un color verde pálido, pero en las secciones de roca intemperizada es verde oscuro, castaño o rojo. Algo de ella ocupa los espacios entre las laminillas de palgioclasa, algo forma pseudomorfo según el olivino y algo ocurre en venillas y amígdalas. Junto con la clorofaeita puede haber abundancia da calcita, clorita, zeolitas, ópalo y calcedonia, también de origen deutérico.

Cuando los basltos toleíticos se intemperizan bajo condiciones de un pobre drenaje y en presencia de soluciones alcalinas se forma nontronita amarilla y verde a expensa del vidrio original y los minerales máficos. Bajo condiciones de un drenaje mejor desarrollado y donde las aguas subterráneas son neutras o ligeramente ácidas, la nontronita se encuentra acompañada por la caolinita y la halloysita, formadas a expensas de los feldespatos. Los piroxenos pasan, por alteración, a cloritas (incluyendo la variedad de grano fino llamada comúnmente clorofaeita, nontronita, serpentina y carbonatos.

Los basaltos pueden tener cuarzo como accesorio, pero si está presente en cantidades superiores al 5% las rocas son basaltos cuárcicos. Otras variedades mineralógicas son: basalto olivínico, basalto hipersténico y basalto horblén-dico entre otras.

Diabasa: Las diabasas son rocas intrusivas, hipoabisales, normalmente holocristalinas y que contienen:

Máficos (diversos piroxenos, menos comunmente olivino)....

.... 65 - 25 %

Plagioclasa (labradorita, menos comunmente bytownita).....

.... 30 - 70 %

La diferencia fundamental entre diabasas y gabros está, principalmente, en sus características texturales y yaci-mientos y, de menor grado, en la naturaleza de los piroxe-nos. Dolerita es el equivalente inglés de diabasa.

ANALISIS PETROGRAFICO DE LA FORMACION CAYO.

ARENISCAS.

- MUESTRA PTS1

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Esta arenisca presenta diversos clastos angulosos y subangulosos de rocas volcánicas en una matriz de granos gruesos de arena y arcilla con óxidos de hierro. El color es café y se presenta muy deleznable debido al intemperismo.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Se observan abundantes fragmentos angulosos y subangulosos de rocas volcánicas las que son basaltos alterados, basaltos amigdaloides y diabasas alteradas de grano fino. En los fragmentos de basaltos amigdaloides, la mayoría de vacuolas se encuentran rellenas concéntricamente, con zeolita al centro seguida de pumpellyita dispuesta de manera radial y por último con un reborde de clorita; otras presentan rellenos de penina.

Los fenocristales de plagioclasa presentan alteración a calcita en su núcleo, lo que es indicio de una composición zonada de la misma, es decir, más cálcica hacia el centro y menos cálcica en los bordes. El cuarzo detrítico no es muy frecuente y existen pocos minerales opacos. La matriz está compuesta predominantemente por cloritas, óxidos de hierro y menos abundantemente por calcita y minerales de arcilla.

- Se puede concluir entonces, que la roca, estructuralmente es una microbrecha que corresponde a una wacka lítica o wacka volcánica.

- MUESTRA PTS2

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Los granos se presentan gruesos y de formas variadas (angulosos, subangulosos y tabulares). A la lupa se distinguen máficos, piroxenos, cuarzo y minerales hojosos. Contiene además clastos oscuros pequeños de rocas volcánicas; la matriz se observa detrítica y arcillosa. El color de la muestra es café amarillento y es medianamente deleznable.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Existen abundantes fragmentos de rocas volcánicas, tales como, basaltos amigdaloides y basaltos alterados. Las vacuolas de los fragmentos de basaltos presentan rellenos de minerales como la clorita, pumpellyita, zeolitas y combinaciones de éstos.

Existen plagioclasas alteradas o sustituidas por calcita, y en la matriz se observan clinopiroxenos, calcita, cuarzo y minerales opacos. Se observó además, un foraminifero calcáreo y pocos fragmentos de éstos, asi como algunos restos de espiculas y pequeñas partes de posibles radiolarios. La matriz está constituida mayoritariamente de plagioclasa y cuarzo detrítico subordinándose a éstos los minerales de arcilla y opacos.

- Se concluye que, estructuralmente la roca es una microbrecha que corresponde a una wacka lítica o wacka volcánica.

- MUESTRA PTS3

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Se presenta como una arenisca con características tobáceas, con la lupa se observan máficos, posibles cloritas y productos de alteración de feldespatos. La matriz se observa arcillosa y la coloración de la roca es de un pardo blanquecino; la muestra se presenta bien consolidada y se fractura con aristas angulosas debido posiblemente a la sílice de su matriz.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Se observan fragmentos subangulosos de rocas volcánicas, tales como basaltos con textura fluidal y amigdaloides. Los fenocristales son de plagioclasa (labradorita), clinopiroxenos (pigeonita), plagioclasas alteradas a calcita y cuarzo. La matriz se compone principalmente de minerales de arcilla y clorita, así como algo de cemento siliceo que se ve enmascarado por los otros minerales.

- Por las características macroscópicas y microscópicas se concluye que la roca corresponde a una arenisca tobácea.

MUESTRAS DE CLASTOS EN CONGLOMERADOS GRUESOS.

- MUESTRA PTA1

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca verde pálido con clara textura de brecha, la que contiene clastos grises y verdes de rocas volcánicas, los que vistos a la lupa presentan amigdalas de calcita y zeolitas; otros fragmentos de rocas volcánicas contienen vidrio y máficos. Los clastos sedimentarios son pequeños y escasos, observándose la matriz arcillosa.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Clara textura de brecha, los clastos de rocas volcánicas son en su mayoría de basaltos amigdaloides (alterados y frescos), otros basaltos exhiben una clara textura traquítica y se observan otros fragmentos volcánicos con abundante cuarzo microcristalino.

Las vacuolas de los basaltos usualmente se presentan rellenas de clorita y pumpellyita dispuestas de manera radial. Otro relleno en vesículas son de zeolitas y calcita; estando las fracturas rellenas de calcita y clorita (penina). Otros minerales identificados en los clastos ígneos son de epidota y minerales opacos (pirita). La matriz está compuesta principalmente por clorita y arcilla, los fenocristales de plagioclasa usualmente están alterados, lo que hace difícil su identificación, pero los que pudieron determinarse se sitúan en el límite andesina-labradorita (48-51% An.), se identificó además epidota y clinopiroxenos (pigeonita).

MICROSCOPIA ELECTRONICA: Utilizando la microsonda electrónica se analizaron puntualmente algunas amigdalas, determinándose el mineral observado a partir de la obtención del porcentaje en peso de los óxidos en el punto estudiado. El relleno de las diferentes vacuolas analizadas por este método (anexo A), resultó ser de los siguientes minerales:

Estilbita (zeolita), Turingitas (cloritas oxidadas), Pumpellyita, ésta última se encuentra cubriendo la parte externa de la amigdala esferoidal estudiada y presenta características morfológicas muy parecidas a las cloritas.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la muestra estudiada es una brecha volcánica, la cual ha sufrido un metamorfismo de bajo grado de facies pumpellyita-zeolita.

ESTILBITA % óxidos en peso		TURINGITA % óxidos en peso		PUMPELLYITA % óxidos en peso		
Na	1.793	Na	0.556	Mg	0.777	5.090
Mg	1.032	Mg	3.736	Al	2.685	7.050
Al	14.102	Al	6.863	Si	21.799	32.780
Si	72.763	Si	35.412	P	0.901	---
P	1.240	P	2.650	S	0.831	---
S	1.153	S	1.120	Cl	0.444	1.400
Cl	0.140	K	1.747	K	2.406	2.010
K	0.873	Ti	8.198	Ca	30.933	23.270
Ca	2.152	V	1.315	Ti	1.027	---
Ti	0.712	Cr	0.359	V	0.841	---
V	0.820	Mn	0.557	Cr	0.550	---
Cr	0.462	Fe	34.627	Mn	1.353	0.820
Fe	0.935	Co	0.464	Fe	28.427	22.940
Co	0.314	Bi	1.748	Co	0.947	0.840
Bi	1.509			W	2.291	---
				Bi	3.790	---
				Ni	---	0.490
				Zn	---	0.520
				Br	---	0.710

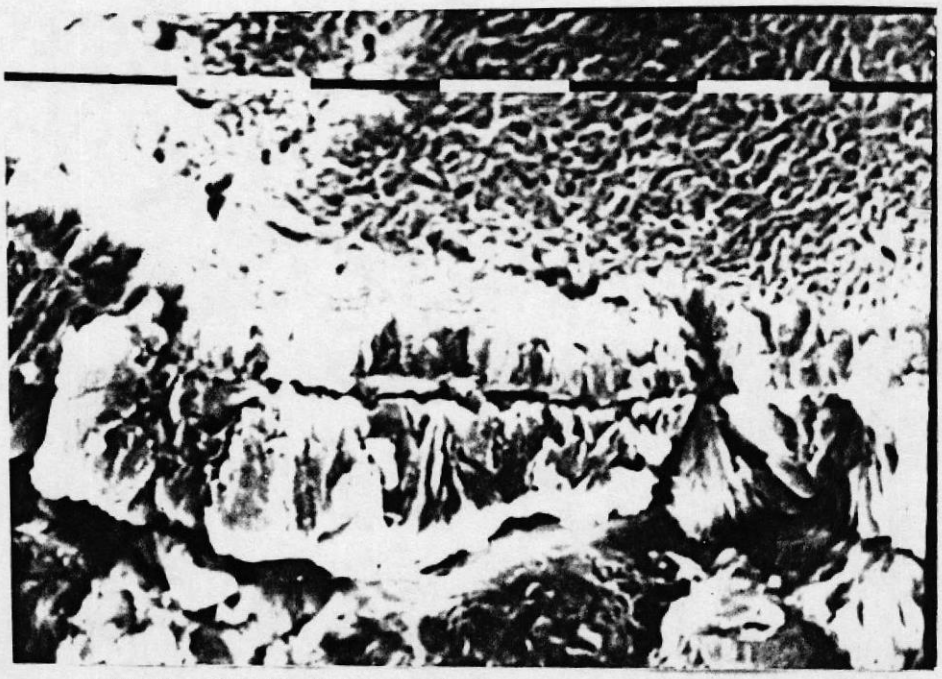


FOTO A1. CLORITA OXIDADA DE LA VARIEDAD LLAMADA TURINGITA; COMO PARTE DEL RELLENO DE UNA VACUOLA; OBSERVESE SU HABITO HOJOSO. X655.

- MUESTRA PTA2

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca gris verdosa con textura afanítica, con abundante contenido de pirita y arsenopirita, la cual presenta en algunas partes el color verde más acentuado.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: De manera general, la roca se presenta muy alterada, los fenocristales de plagioclasa se presentan zonados y corroídos, lo que hace difícil su identificación por medios ópticos, aunque, los pocos que pudieron determinarse se agrupan en el límite de andesina-labradorita (48-51% An.). Los minerales opacos son abundantes y la matriz está formda por cloritas (penina en su mayoría), cuarzo microcristalino y calcita, ésta última también ocurre como mineral de alteración sustituyendo parcialmente algunas plagioclasas. La sericita se encuentra sólo en pequeñas cantidades.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que se trata de una roca volcánica, seguramente un basalto que está muy alterado debido a fluidos hidrotermales.

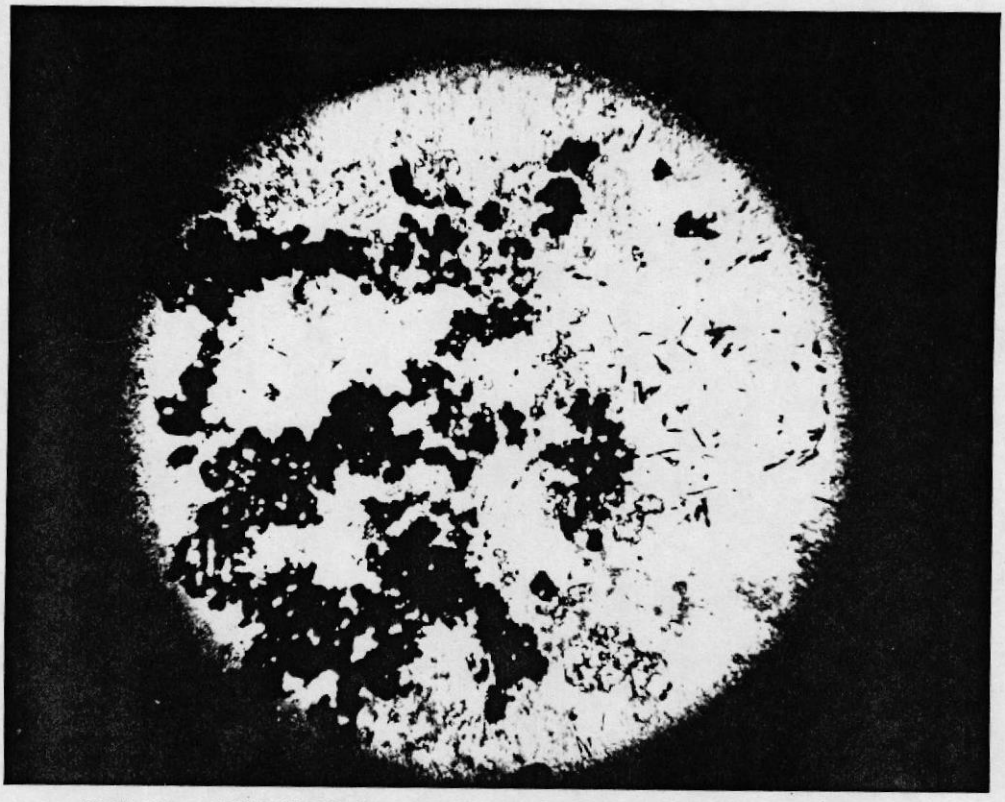


FOTO A2. ABUNDANCIA DE MINERALES OPACOS (MINERALES NEGROS) EN LA LAMINA PTA2. N//, X6.3.

- MUESTRA PTA3

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca negruzca, de grano medio con pequeñas amigdalas y vacuolas; se observan algunos minerales verdes posiblemente de alteración.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura subofítica, los fenocristales de plagioclasa son de labradorita (67% An.) los que contienen abundantes minerales opacos alineados según las maclas polisintéticas de albita, y algunos exhiben estructuras en panal. Los fenocristales de piroxeno son pigeonita, algunos de los cuales exhiben alteraciones a cloritas y óxidos de hierro. Las vacuolas contienen penina, calcita, y combinaciones de ambas. La matriz se compone de pequeños cristales de plagioclasa, abundantes minerales opacos y óxidos de hierro así como pequeños cristales de clinopiroxenos.

- Por las características macroscópicas y microscópicas presentadas se concluye que la roca es una diabasa toleítica de grano medio.

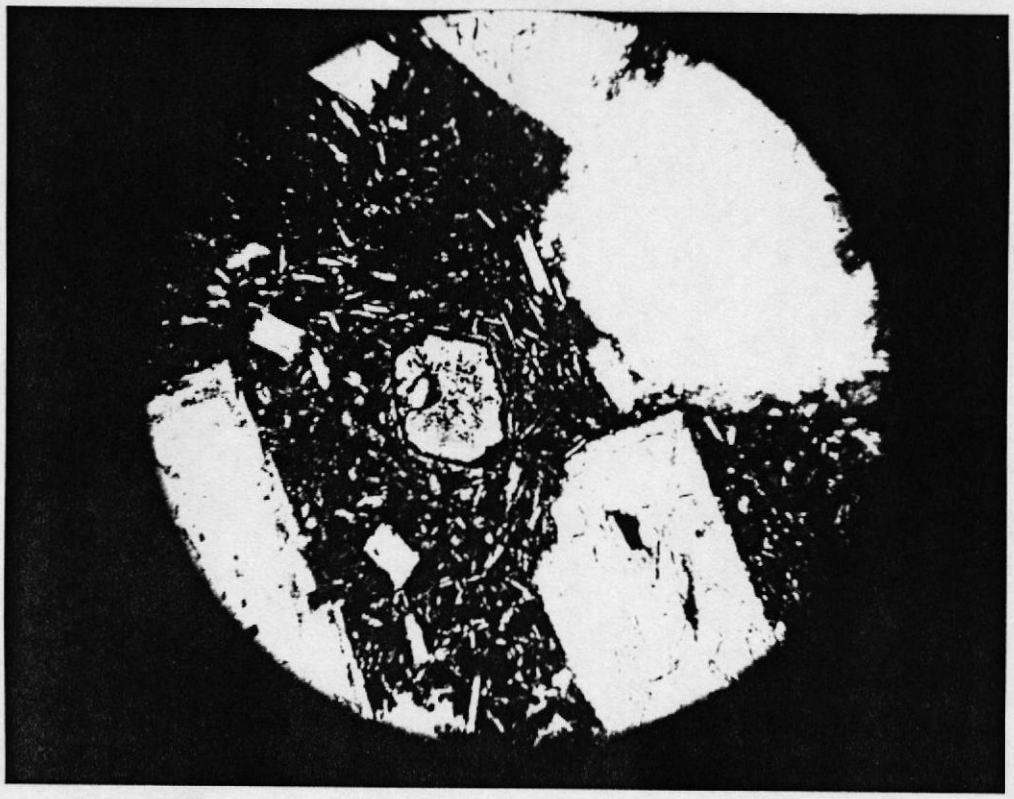


FOTO A3. CRISTAL DE PIROXENO ALTERADO (CENTRO), FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASA, Y MATRYZ CON ABUNDANTES OXIDOS DE HIERRO Y PEQUENOS CRISTALES DE PLAGIOCLASA SUBORIENTADOS PARALELAMENTE. NX, X25.

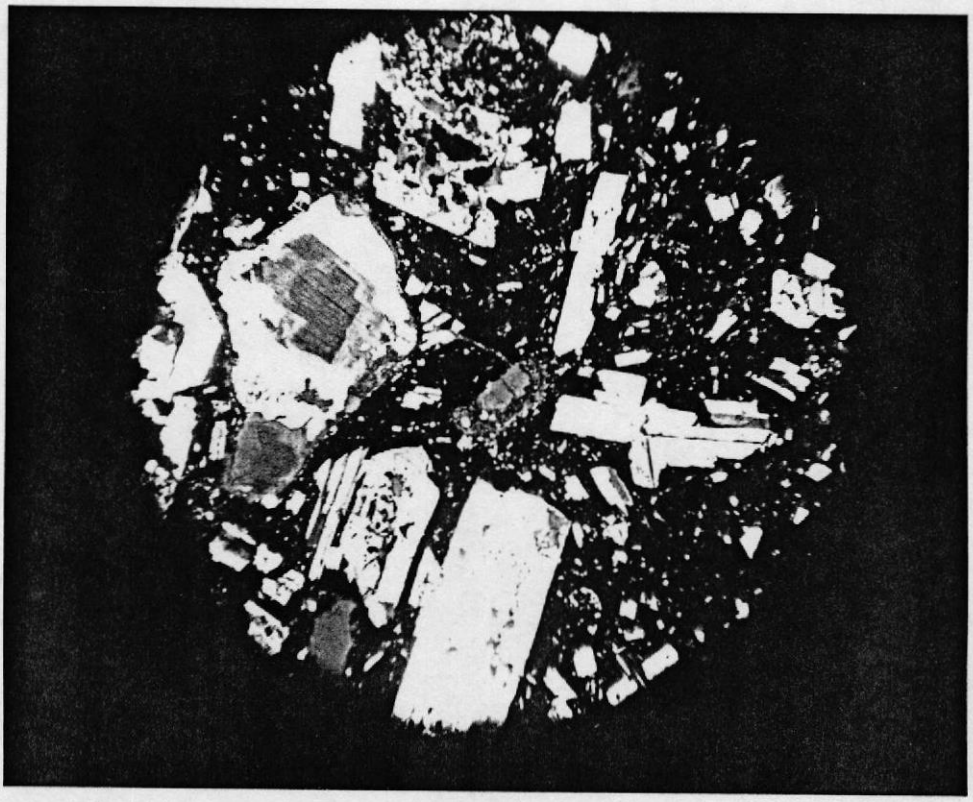


FOTO A3.1 VESICULA RELLENA DE PENINA Y CALCITA (MARGEN IZQUIERDO). SE MUESTRAN TAMBIEN FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASA (LABRADORITA), CLINOPIROXENOS Y EL ABUNDANTE CONTENIDO DE OXIDOS DE HIERRO EN LA MATRIZ. NX, X6.3.

- MUESTRA PTA4

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color gris oscuro, de textura afanítica con pequeñas cavidades y fisuras rellenas por sílice.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: La roca presenta una textura fluidal-intersertal, fluidal por la disposición orientada de los cristales de palgioclasa e intersertal por la presencia de clorofaeita entre ellos. Los fenocristales de plagioclasa son de labradorita (50% An.), las fisuras están rellenas con sílice, zeolita y calcita, otras con minerales opacos. La matriz está compuesta por plagioclasas y abundante clorita, incluso la variedad de cristales muy pequeños llamada clorofaeita, formada a expensa de la alteración de los piroxenos; la calcita también se encuentra distribuida en la matriz.

MICROSCOPIA ELECTRONICA: Los minerales identificados por microscopía electrónica son los siguientes:

Laumontita (zeolita), estilbita (zeolita), una variedad de turingita llamada corindofilita (clorita oxidada), andesina (plagioclasa) y calcedonia.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca estudiada es un basalto toleítico, cuya asociación de minerales secundarios identificados evidencia una alteración de la misma.

ESTILBITA % óxidos en peso		CORINDOFILITA % óxidos en peso		ANDESINA % óxidos en peso		CALCEDONIA % óxidos en peso	
Na	1.30	Mg	40.45	Na	1.54	Al	4.21
Mg	0.77	Al	5.89	Mg	0.55	Si	86.69
Al	13.75	Si	38.84	Al	11.65	K	0.21
Si	61.24	S	0.26	Si	62.53	Ca	5.31
P	3.27	K	1.28	P	0.91	Ti	0.94
S	0.45	Ca	2.70	K	1.64	Fe	2.28
Cl	0.74	Ti	0.64	Ca	7.20	Co	0.01
K	1.32	Fe	8.34	Ti	0.70	Se	0.34
Ca	5.17	Se	1.64	Fe	10.38		
Ti	0.64			Se	2.90		
Fe	8.28						
Se	3.08						

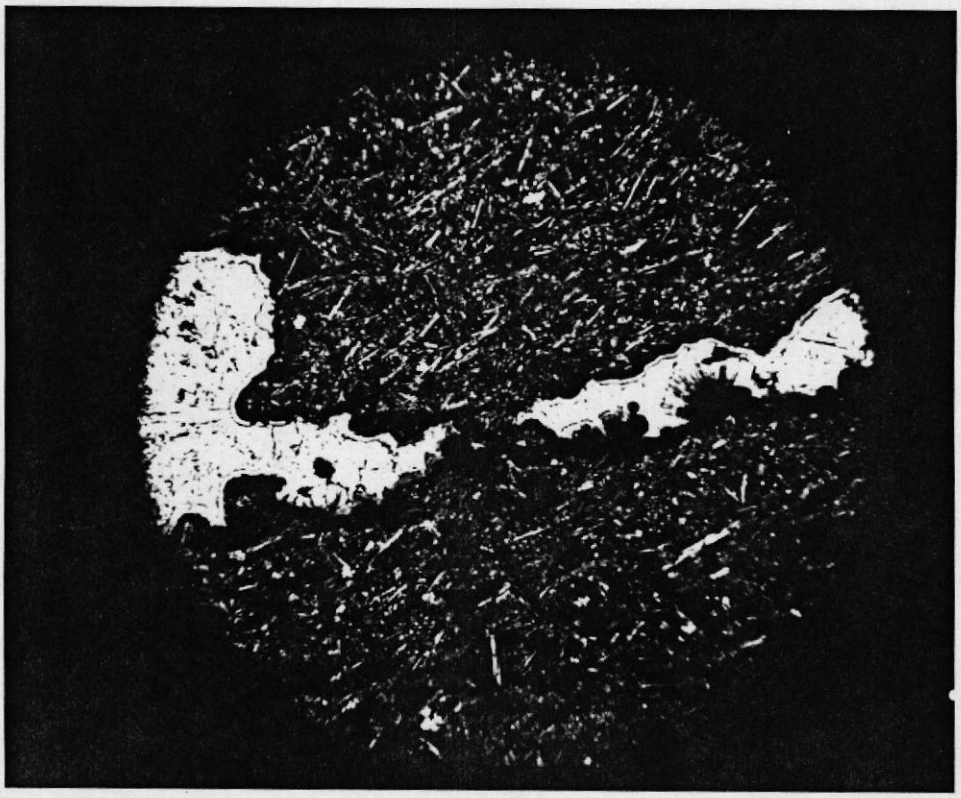


FOTO A4. RELLENO DE CALCITA CON BORDE DE CALCEDONIA, MOSTRANDOSE ADEMAS LA TEXTURA FLUIDAL-INTERSERTAL. LA CLOROFAEITA LE DA UN COLOR VERDOSO A LA MATRIZ. NX, X16.

- MUESTRA PTA5

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca verde claro, alterada, de apariencia volcánica con fisura rellena de un mineral verdoso.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: La roca se observa muy alterada, con pequeños cristales de plagioclasa y cuarzo microcristalino en la matriz. Los fenocristales de plagioclasa son de labradorita y están zonados oscilatoriamente, algunos de los cuales, presentan alteraciones a calcita en su núcleo. Otros minerales observados son la nontronita y epidota.

MICROSCOPIA ELECTRONICA: Los minerales identificados por medio de la microsonda electrónica son los siguientes:

Heulandita (zeolita), estilbita (zeolita) y cuarzo.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se trata de una roca volcánica, posiblemente un basalto toleítico, alterado por fluidos hidrotermales.

HEULANDITA % óxidos en peso		ESTILBITA % óxidos en peso		CUARZO % óxidos en peso	
Mg	2.86	Na	1.38	Mg	0.56
Al	13.30	Al	12.19	Al	1.87
Si	69.78	Si	75.10	Si	93.30
K	0.98	K	0.97	K	0.83
Ca	3.61	Ca	5.14	Ca	0.82
Ti	1.08	Fe	2.11	Fe	1.67
Fe	7.13	Ge	1.30	Se	0.96
Se	1.26	Se	1.02		
		Br	0.79		

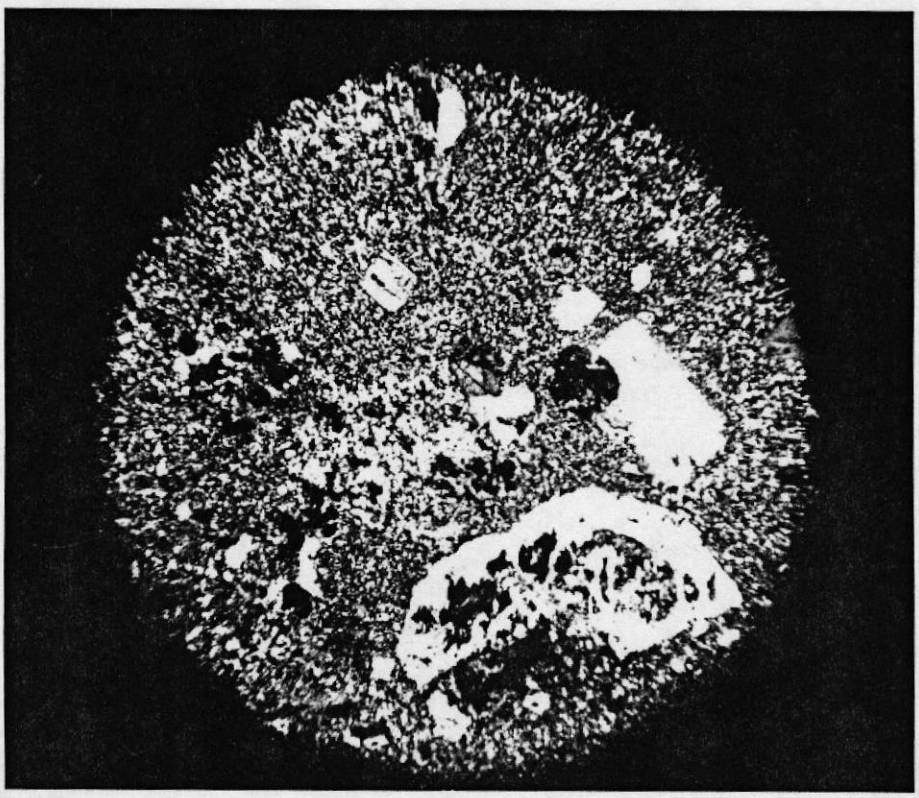


FOTO A5. FENOCRISTALES DE PLAGIOCLASA ALTERADOS, DISPUESTOS EN UNA MATRIZ CON CUARZO MICROCRISTALINO Y ABUNDANTE MONTRONITA (COLORACIONES VERDES). NX, X6.3.

- MUESTRA PTA6

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color gris claro con vacuolas y amígdalas de calcita y clorita, se observan fenocristales de plagioclasa y algunos minerales opacos.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura fluidal, con amígdalas de clorita y calcita, algunas de las cuales presentan un borde de penina con una mineralización central de calcita. Los fenocristales de plagioclasa son de bytownita (71% An.), algunos de los cuales presentan alteraciones de calcita en el núcleo, otros tienen inclusiones de piroxenos y minerales opacos. El clinopiroxeno identificado es la pigeonita, y la matriz se compone de plagioclasas y cloritas.

MICROSCOPIA ELECTRONICA: Los minerales identificados con la microsonda electrónica son los siguientes:

Turingita, Bytownita y prenhita.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca es un basalto toleítico.

TURINGITA % óxidos en peso		BYTOWNITA % óxidos en peso		PRENHITA % óxidos en peso	
Mg	3.89	Co	0.66	Mg	0.78
Al	19.56	Al	26.65	Al	20.07
Si	44.71	Si	46.21	Si	48.89
Ca	5.79	Ca	15.84	Ca	19.34
P	2.94	Fe	6.05	K	1.00
Fe	19.83	Ni	0.77		
Se	3.35	Se	3.15		
		Br	0.71		

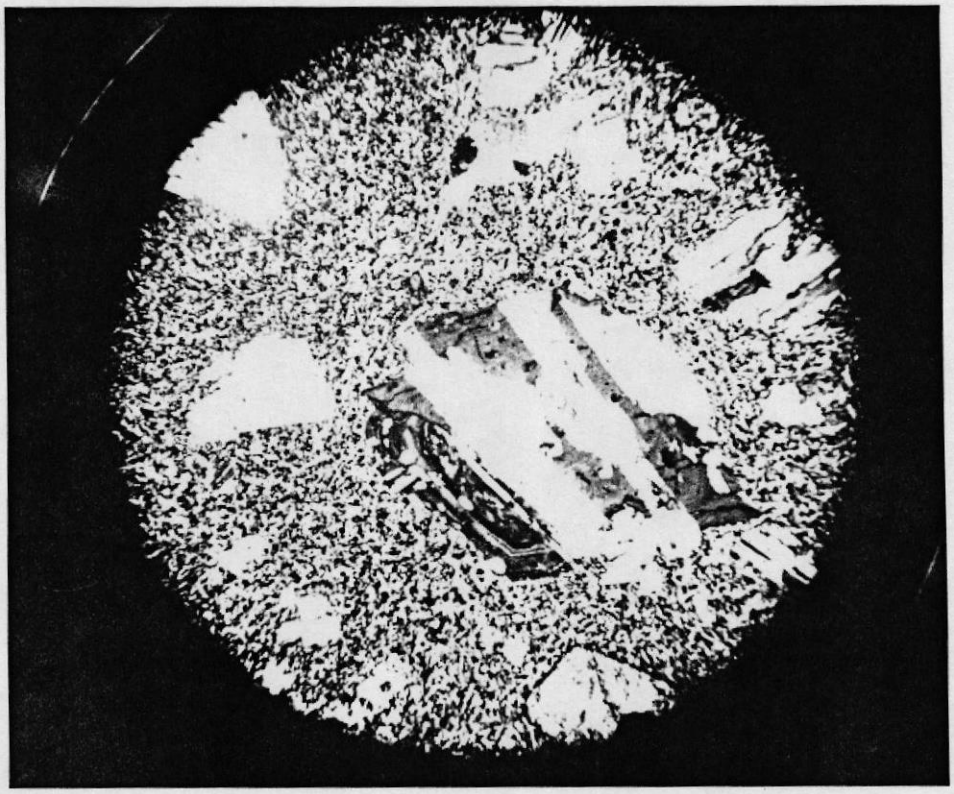


FOTO A6. FENOCRISTAL ZONADO Y MACLADO DE BYTOWNITA CON ALTERACION A CALCITA EN EL NUCLEO, EN UNA MATRIZ DE CLORITA Y PLAGIOCLASA, OBSERVANDOSE ADEMAS PEQUENOS RELLENOS DE CALCITA Y EN EL BORDE SUPERIOR DE LA FIG. APARECE UN CLINOPIROXENO. NX, X6.3.

- MUESTRA PTA7

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color gris oscuro, con vacuolas y amígdalas rellenas de calcita; la superficie se presenta meteorizada.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: textura afieltrada, con abundante contenido de minerales opacos (pirita y magnetita), los fenocristales de plagioclasa son de labradorita (56% An.) y la mayoría presentan estructuras en panal; los cristales de clinopiroxenos son de pigeonita y las vacuolas se encuentran rellenas de penina y calcita.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca estudiada es un basalto toleítico amigdaloide.

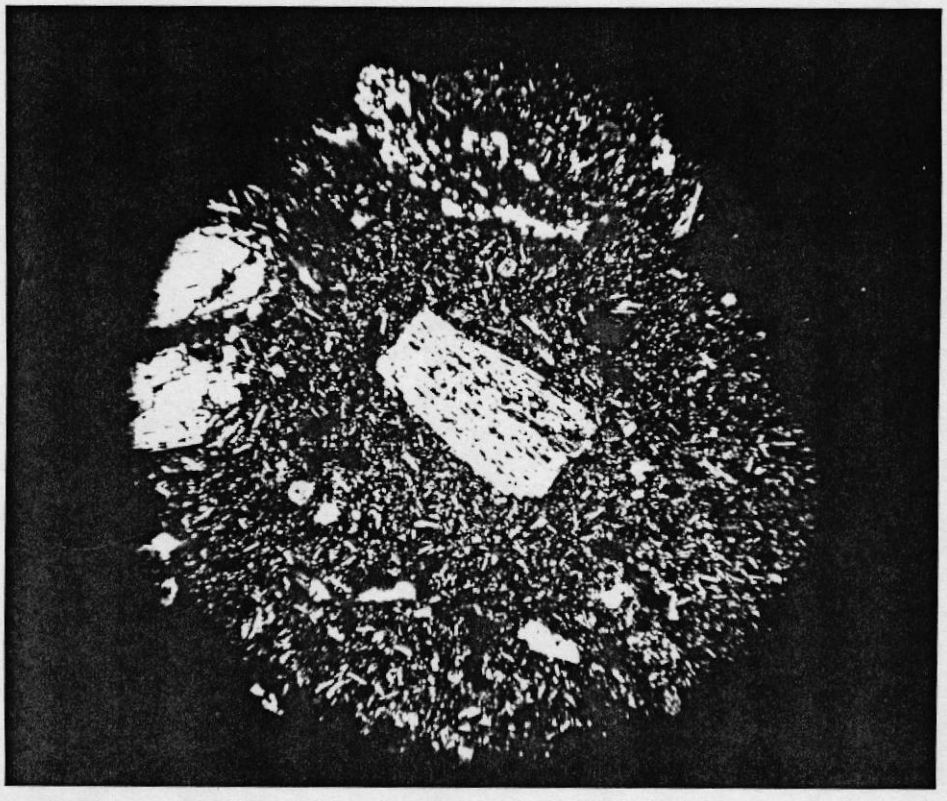


FOTO A7. FENOCRISTAL DE PLAGIOCLASA EXHIBIENDO ESTRUCTURAS EN PANAL, EN EL BORDE SUPERIOR SE OBSERVA UNA VACUOLA RELLENA PARCIALMENTE POR CALCITA. NX, X6.3.

- MUESTRA PTA8

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color negro y textura afanítica, en la que se observan pequeños cristales de plagioclasa a la lupa.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: La textura observada podría catalogarse como vitrea-glomeroporfídica; los fenocristales de plagioclasa son de labradorita y los clinopiroxenos de pigeonita, eventualmente aparecen cristales de hiperstena (ortopiroxenos). El vidrio es uno de los principales constituyentes de la matriz y en algunas partes se encuentra calcedonia y micropiroxenos.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca es un basalto toleítico vítreo.

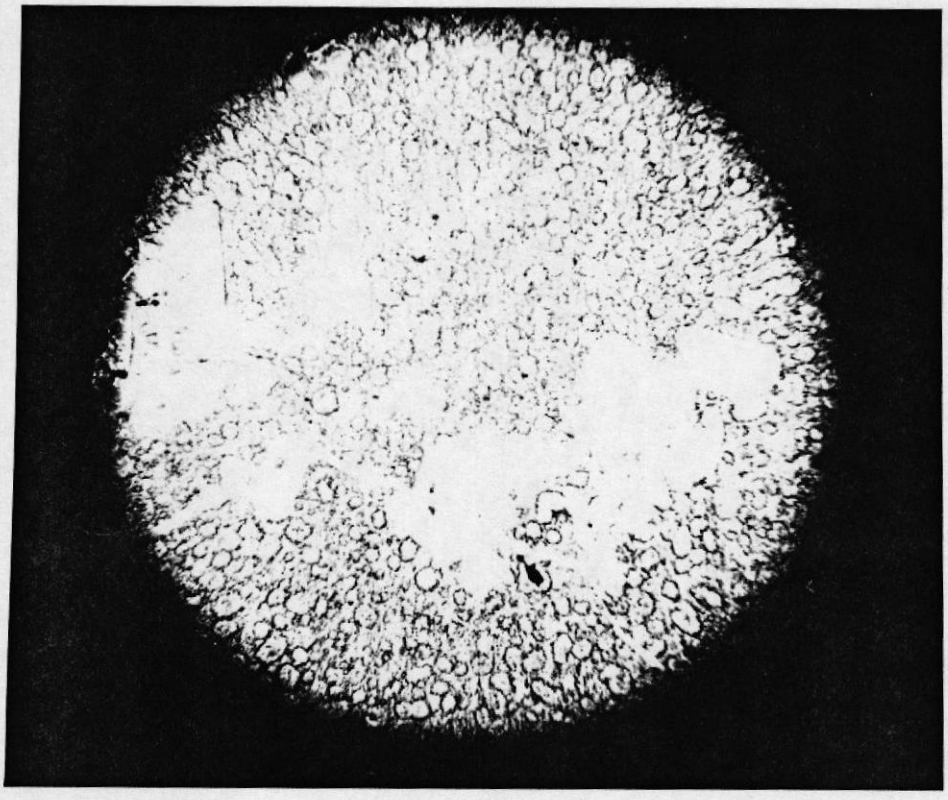


FOTO A8. TEXTURA VITREA-GLOMEROPORFIDICA; SE APRECIA LA ABUNDANCIA DE VIDRIO EN LA MUESTRA. N//; X6.3.

- MUESTRA PTA9

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca gris clara, ligeramente verdosa, de textura afanítica que a la lupa exhibe pequeños cristales de plagioclasa; se observan también fisuras rellenas de un material verdoso y zonas meteorizadas con óxidos de hierro.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: La roca exhibe una textura traquítica o fluidal, los cristales de plagioclasa son de labradorita (67% An.), los que en su mayoría están zonados oscilatoriamente, los pocos cristales de piroxenos determinados son de pigeonita. Los minerales opacos están distribuidos en toda la lámina y los minerales secundarios que aparecen son calcita, epidota y nontronita. La matriz está compuesta principalmente de plagioclasa y vidrio intersticial.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca es un basalto toleítico.

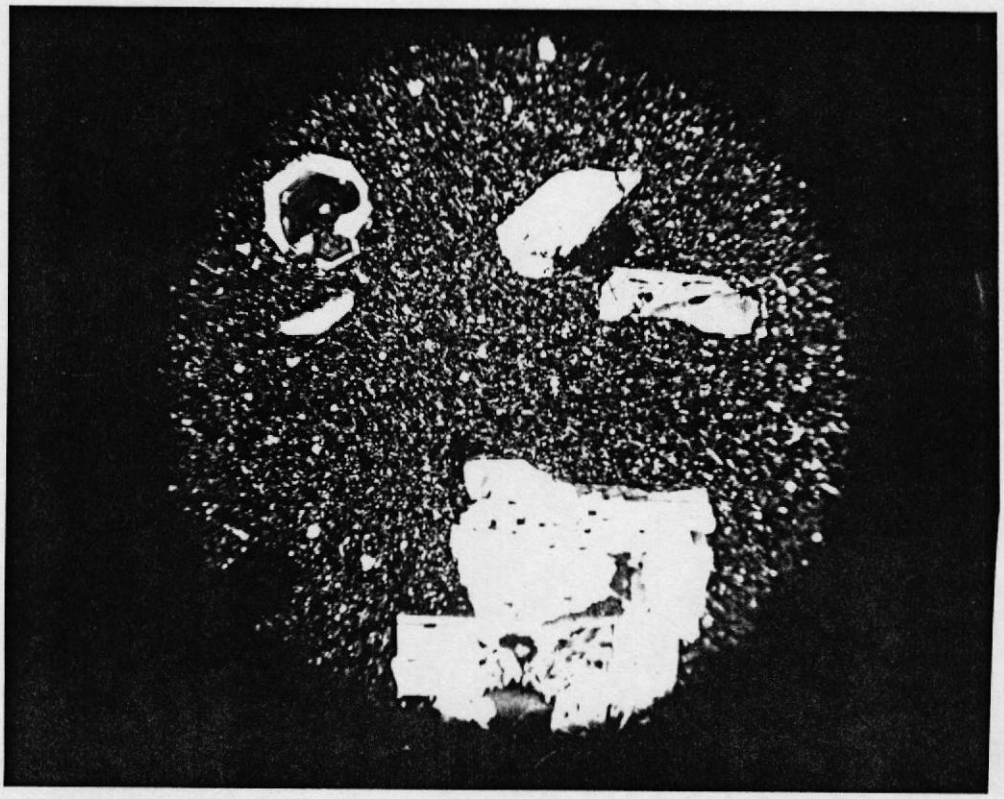


FOTO A9. TEXTURA TRAQUITICA Y CRISTALES DE PLAGIOCLASA ZONADOS OSCILATORIAMENTE (BORDE SUPERIOR) Y FENOCRISTALES DE LABRADORITA AGLOMERADOS (BORDE INFERIOR). NX, X6.3.

- MUESTRA PTA10

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de grano medio de color grisáceo, con fenocristales de plagioclasa, observándose con la lupa algunos de éstos alterados.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura diabásica, cuyos fenocristales de plagioclasa presentan la macla de Carlsbad-Albita y corresponden a labradorita (61% An.), los clinopiroxenos identificados son de pigeonita y augita. Algunas plagioclasas presentan alteraciones cálcicas en sus núcleos, observándose en algunas áreas de la lámina cloritas y minerales opacos diseminados.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca corresponde a una diabasa toleítica.

- MUESTRA PTA11

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de textura afanítica, con vacuolas rellenas de calcita, sílice y zeolitas.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura afieltrada, en la que se observa vacuolas rellenas con calcita, clorita y combinaciones de éstos; la plagioclasa identificada es labradorita (68% An.), algunas de las cuales presentan inclusiones de piroxenos y es común encontrar en ellas la macla de Carlsbad-Albita. Los fenocristales de piroxenos son de pigeonita y entre los minerales de alteración se encuentran cloritas y nontronita, los que acompañan a los pequeños cristales de plagioclasa en la matriz.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca corresponde a un basalto toleítico amigdaloide.

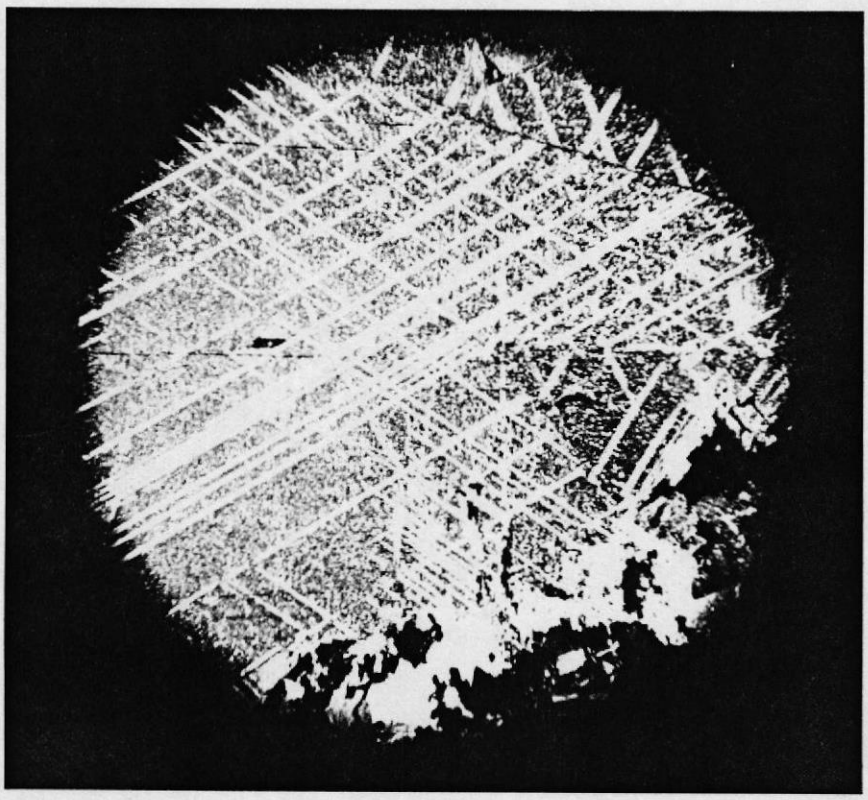


FOTO A11. VESICULA RELLENA CON CALCITA; NOTESE EL CLIVAJE ROMBICO PERFECTO DE LA MISMA. NX; X6.3.

- MUESTRA PTA12

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color gris verdoso, con textura de brecha.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Se aprecia claramente la textura de brecha. En uno de los fragmentos de la misma se aprecia una textura fluidal en la orientación de las amigdalas, que seguramente se deformaron durante la emisión magmática. Otros clastos exhiben también textura fluidal pero con las plagioclasas orientadas paralelamente; de manera general, los fragmentos de roca son de basaltos, pudiéndose determinar en los mismos labradorita y pigeonita; en los fragmentos de basalto amigdaloides las vesículas están rellenas de zeolitas, cloritas y posiblemente pumpellyita, los minerales opacos están diseminados por toda la lámina.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca corresponde a una brecha volcánica.

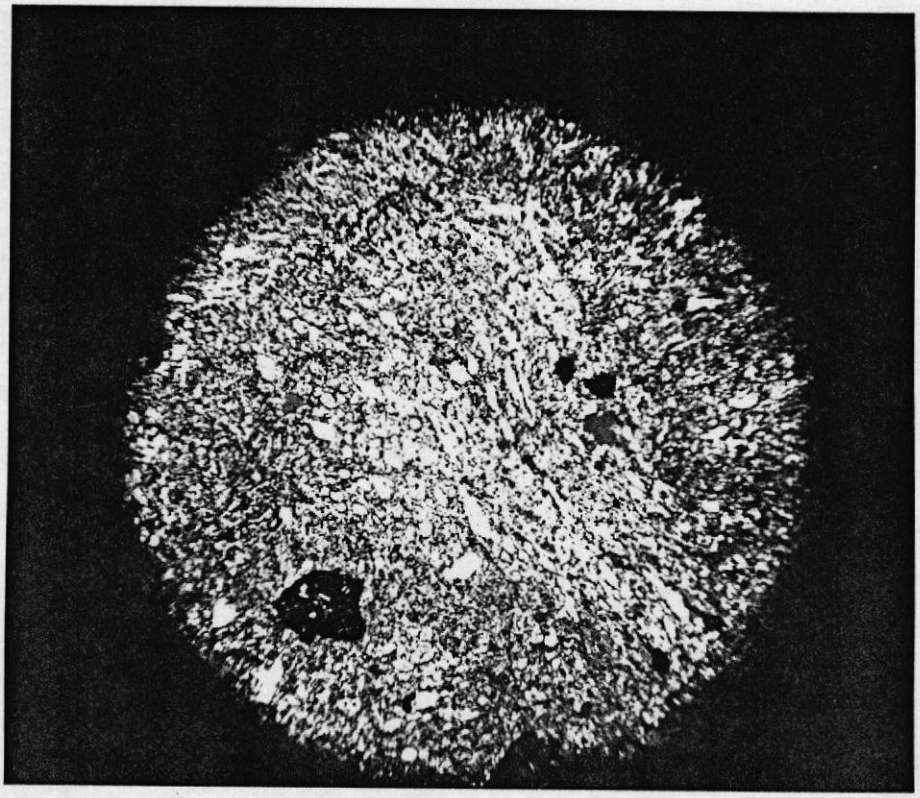


FOTO A12. TEXTURA FLUIDAL EN LA DISPOSICION DE LAS AMIGDALAS DEFORMADAS. NX, X6.3.

- MUESTRA PTB1

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color gris verdoso, con vesículas rellenas de calcita bien cristalizada; las amígdalas que no se han roto se presentan muy redondeadas. A la lupa se observa vidrio volcánico, con cierta dificultad se ven plagioclasas alteradas y un mineral verdoso en el borde de las amígdalas.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura hialopilitica, los fenocristales de plagioclasa son de labradorita (52% An.) y están usualmente corroídos, algunos de estos fenocristales presentan estructuras en panal; el clinopiroxeno presente es la pigeonita. Las vesículas se encuentran rellenas de penina, clinocloro, calcita y combinaciones de éstos. La matriz se compone de plagioclasa, vidrio y clinopiroxenos; los minerales opacos no son muy abundantes.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca corresponde a un basalto toleítico.

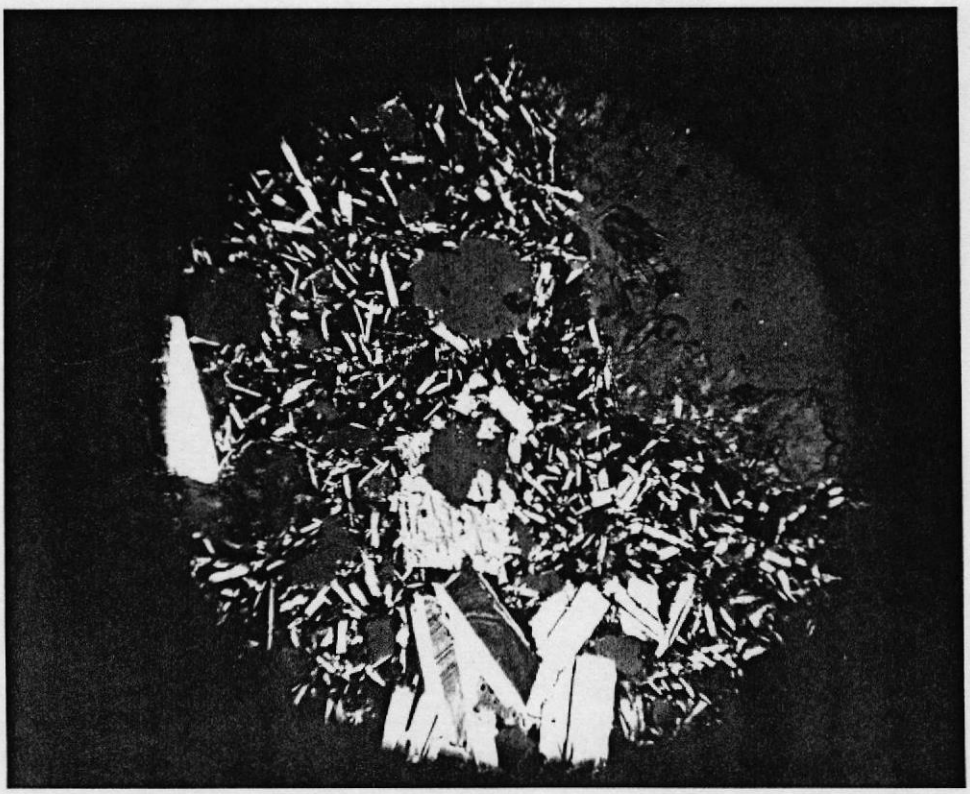


FOTO B1. ASPECTO GENERAL DE LA LAMINA PTB1 EN LA QUE SE MUESTRA UN CLINOPIROXENO (CENTRO), FENOCRISTALES DE LABRADORITA, PENINA (BORDE SUPERIOR DERECHO) Y OXIDOS DE HIERRO EN LA MATRIZ. NX, X6.3.

- MUESTRA PTB2

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de textura afanítica de color gris muy oscuro, en la que se resaltan algunos cristales tabulares de plagioclasa. La capa superficial se presenta muy meteorizada.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura traquítica, en la que los fenocristales de plagioclasa son de labradorita, algunos de los cuales están zonados oscilatoriamente, los minerales opacos están diseminados en toda la lámina. La matriz contiene plagioclasa, clorita, clinopiroxenos y vidrio.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, la roca corresponde a un basalto toleítico.

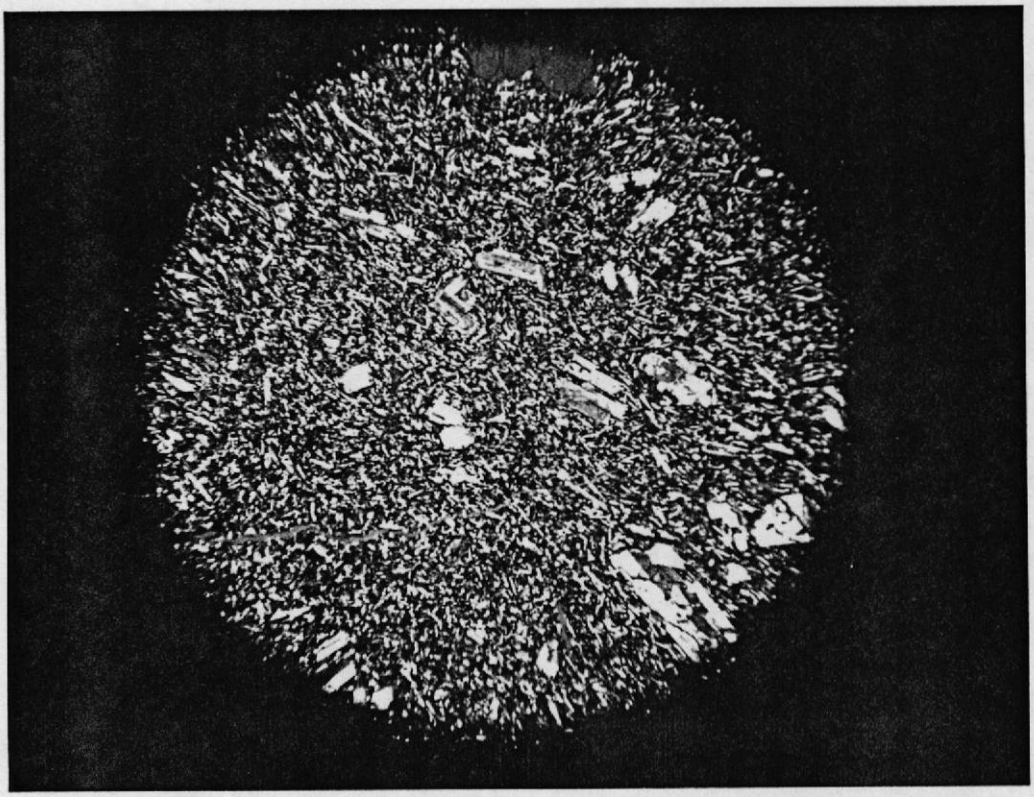


FOTO B2. ASPECTO GENERAL DE LA LAMINA PTB2 EN LA QUE SE MUESTRA CLARAMENTE UNA TEXTURA TRAQUITICA. NX, X6.3.

- MUESTRA PTB3

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de textura afanítica de color verde oscuro, con algunos puntos vitreos diseminados.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura pseudotraquítica; los fenocristales de plagioclasa son de labradorita (62% An.), el piroxeno identificado es la pigeonita, los minerales opacos se encuentran diseminados abundantemente en toda la lámina, la nontronita se presenta en fisuras, así como con estructuras heredadas y la epidota no es muy abundante en la roca.

MICROSCOPIA ELECTRONICA: Los minerales identificados por medio de la sonda electrónica son:

Labradorita y nontronita.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un basalto toleítico, que presenta minerales de alteración posiblemente debido a fluidos hidrotermales.

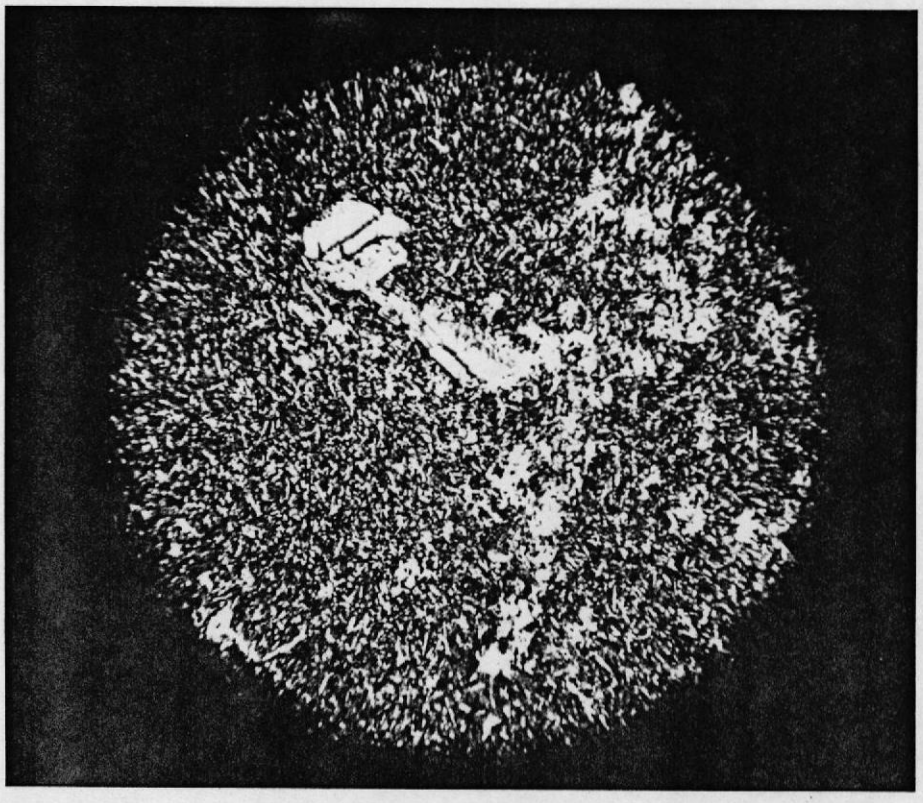


FOTO B3.1 TEXTURA BASALTICA CON NONTRONITA VERDE MASIVA Y PSEUDOMORFICA. NX, X6.3.

LABRADORITA % óxidos en peso		LABRADORITA % óxidos en peso		NONTRONITA % óxidos en peso	
Al	20.95	Al	20.55	Mn	0.42
Si	50.34	Si	52.39	Si	58.82
K	2.04	K	1.20	Al	17.40
Ca	13.93	Ca	14.15	Ca	3.56
Fe	10.17	Fe	10.46	Fe	7.78
Na	2.55	Na	1.23	Ti	2.10
				P	3.29
				Mg	2.33
				Na	3.30
				K	1.21

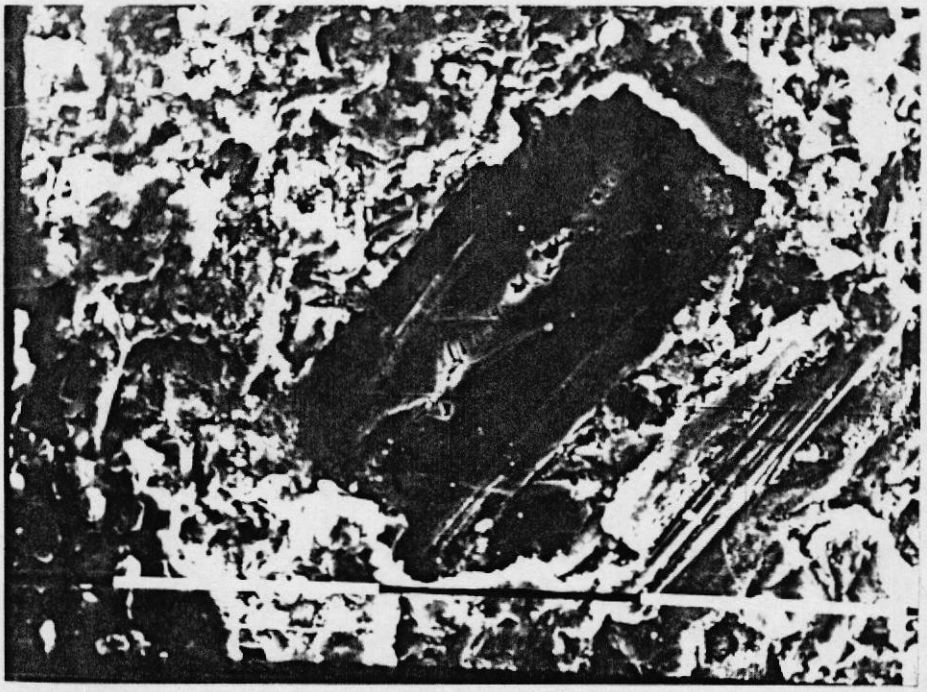


FOTO B3. CRISTAL DE LABRADORITA EXHIBIENDO ALGUNAS ZONAS DE CORROCION. X366.

- MUESTRA PTB4

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca gris oscuro de grano medio con vesículas y amigdalas, presenta algunas zonas oxidadas y se notan algunas cristales de plagioclasa.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura diabásica que presenta fenocristales de labradorita (58% An.) que en ciertas partes de la lámina tienden a aglomerarse. El clinopriroxeno identificado es la pigeonita, entre las cloritas determinadas está la penina y el clinocloro, las que se encuentran rellenando vesículas con algunas combinaciones de calcita y zeolita. La matriz se encuentra compuesta de plagioclasa, vidrio y minerales opacos diseminados.

MICROSCOPIA ELECTRONICA: Los minerales identificados por medio de la sonda electrónica son:

Calcita, determinada a partir de las cuentas por segundo (CPS) de la sonda electrónica, las que según M. Minnins son de 90 a 100 CPS para la calcita; turingita, laumontita y corindofilita.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es una diabasa toleítica amigdaloide.

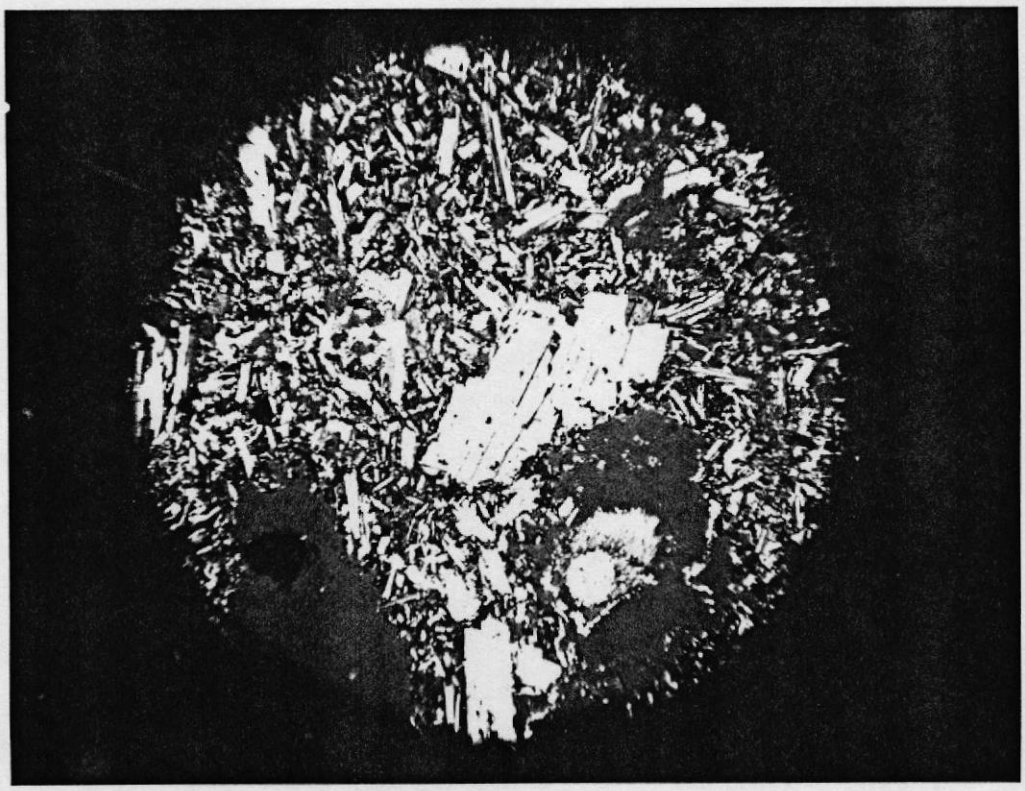


FOTO B4. TEXTURA DIABASICA CON AMIGDALA DE PENINA (EXTREMO INFERIOR DERECHO) Y ALGO DE CALCITA EN LA MATRIZ. NX, X6.3.

TURINGITA % óxidos en peso		CORINDOFILITA % óxidos en peso		CALCITA CPS	
Mg	8.04	Mn	1.35	Mg	0.36
Al	17.30	Al	21.58	Si	0.62
Si	40.50	Si	25.34	Fe	0.61
Ca	1.03	Ca	2.34	Ca	90.89
P	0.59	Fe	27.21	Mn	4.96
Fe	24.86	Ti	1.89		
Se	0.99				
Cr	1.44				
K	1.85				
S	0.30				
Mo	1.34				
Mn	0.08				

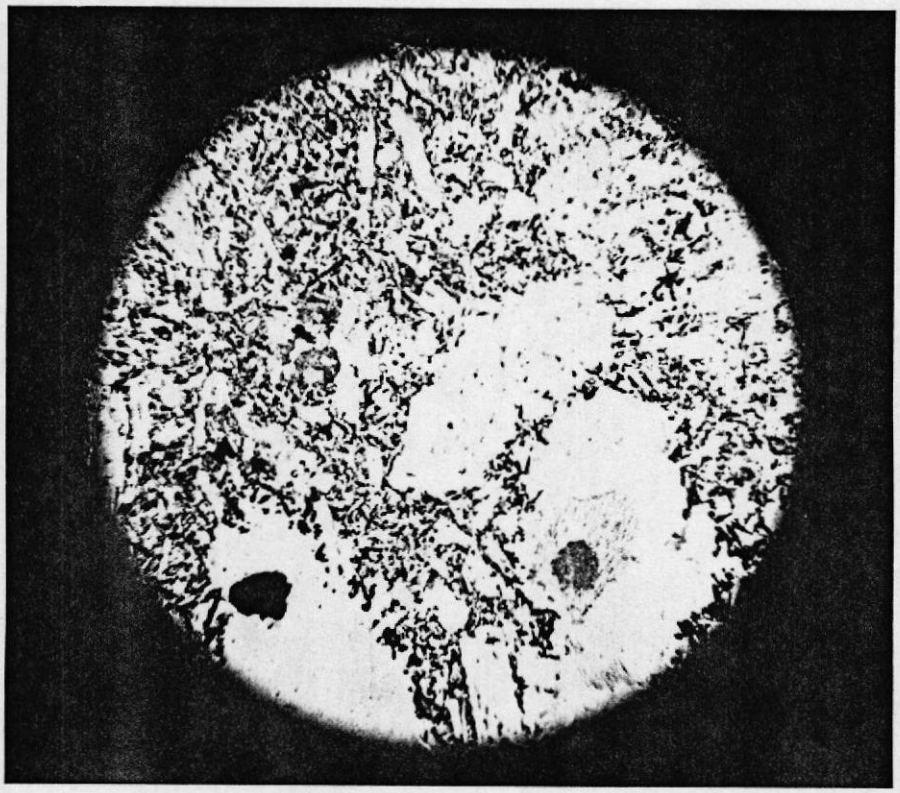


FOTO B4.1 IDEM. ANTERIOR NICOLES PARALELOS.

- MUESTRA PTB5

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca café rojizo de textura afanítica, con pseudofranjas negras en las que se aprecia diminutos cristales de plagioclasa.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura fluidal, con fenocristales de labradorita (54% An.), algunas de las cuales se presentan alteradas, los clinopriroxenos identificados son de pigeonita y se observan eventualmente epidotas y posiblemente saussurita. La matriz se compone de plagioclasa, abundantes óxidos de hierro y minerales de alteración (cloritas y otros minerales masivos de difícil identificación.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un basalto toleítico.

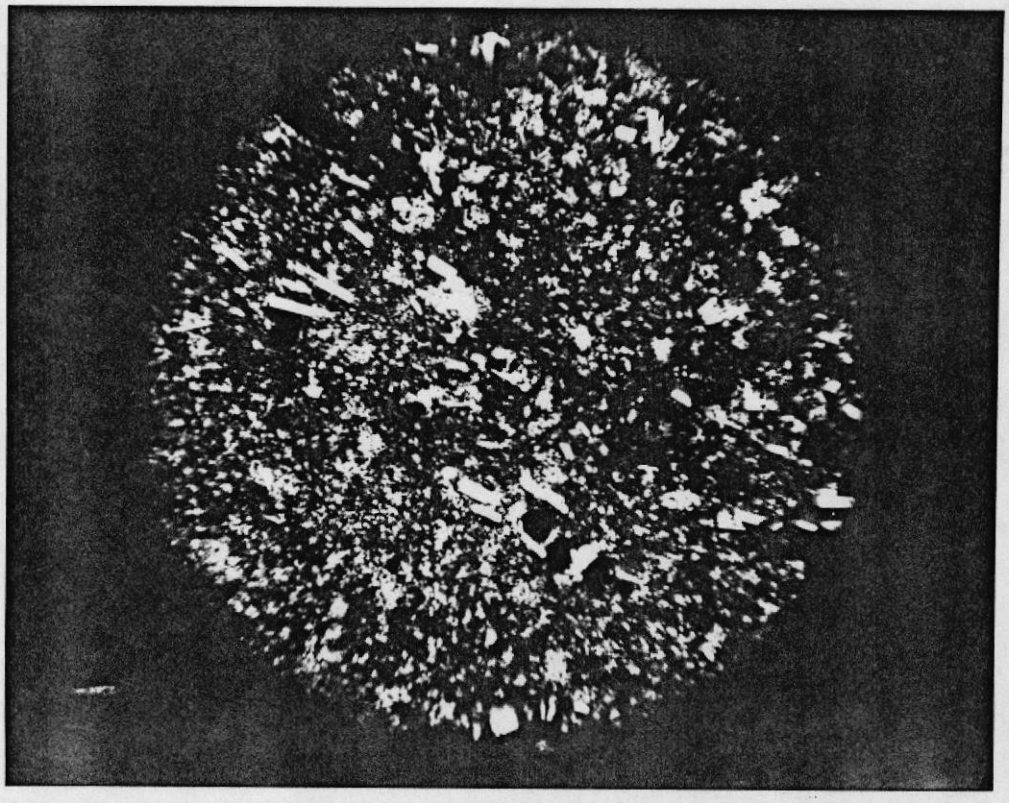


FOTO B5. TEXTURA FLUIDAL CON CRISTALES DE PLAGIOCLASA Y ABUNDANTES MINERALES OPACOS EN LA MATRIZ. NX, X6.3.

- MUESTRA PTB6

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca granuda de color grisáceo, que a la lupa exhibe máficos, plagioclasa y cuarzo (no escencial).

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca granuda con textura mirmequítica, la plagioclasa terminada es de labradorita (64% An.), algunas de las cuales están zonadas y presentan alteraciones de calcita en su núcleo. Entre los piroxenos son los ortopiroxenos los que predominan (hipersteno y bronzita), los minerales opacos no son muy abundantes.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un ortogabro.

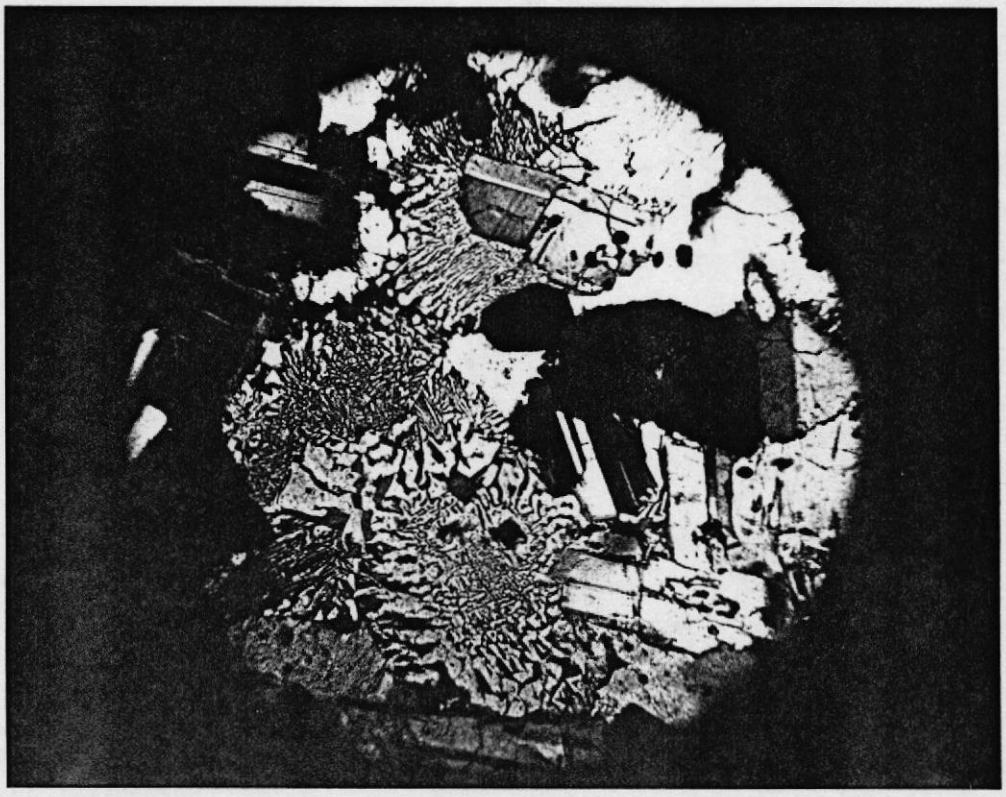


FOTO B6. CLARA TEXTURA MIRMEQUITICA Y CRISTALES DE LABRADORITA. NX; X6.3.

- MUESTRA PTB7

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color gris con textura afanítica, con vesículas rellenas de calcita y zeolitas, la roca presenta indicios de alteración.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: La roca se presenta muy alterada y muestra una textura afieltrada con vesículas rellenas de calcita, clorita y combinaciones de ambas. Los fenocristales de plagioclasa están muy alterados, lo que dificulta su identificación, los minerales opacos están diseminados en toda la lámina y el piroxeno determinado es la pigeonita. La clorita en la matriz es abundante y enmascara a las plagioclasas.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un basalto alterado.

- MUESTRA PTB8

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca volvánica muy alterada de color gris verdoso con manchas blanquecinas; a la lupa se observan máficos y cuarzo.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: La roca se presenta muy alterada con textura pseudodiabásica con fenocristales de plagioclasa difíciles de identificar, correspondiendo a labradorita los que pudieron determinarse. Otros minerales identificados son: nontronita, cloritas, epidota, cuarzo microcristalino y muy pocos minerales opacos.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca posiblemente sea una diabasa muy alterada.

- MUESTRA PTB9

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca grano fino de color gris verdoso oscuro que presenta pequeños cristales de plagioclasa.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura diabásica con fenocristales de labradorita (60% An.), los piroxenos identificados son la pigeonita y la augita. Los minerales opacos son abundantes y además se observan minerales de alteración como son la nontronita, clorita y epidota; el cuarzo se presenta como mineral accesorio.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es una diabasa toleítica.

- MUESTRA PTB10

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca de color café terroso de textura afanítica, con vesículas rellenas de un mineral verde y calcita, presentando además indicios de alteración.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura afieltrada con vesículas rellenas de clorita y calcita, los fenocristales de plagioclasa son labradorita (52% An.), y muchos de ellos presentan estructuras en panal, el piroxeno identificado es la pigeonita y existe gran cantidad de minerales opacos.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un basalto toleítico amigdaloide.

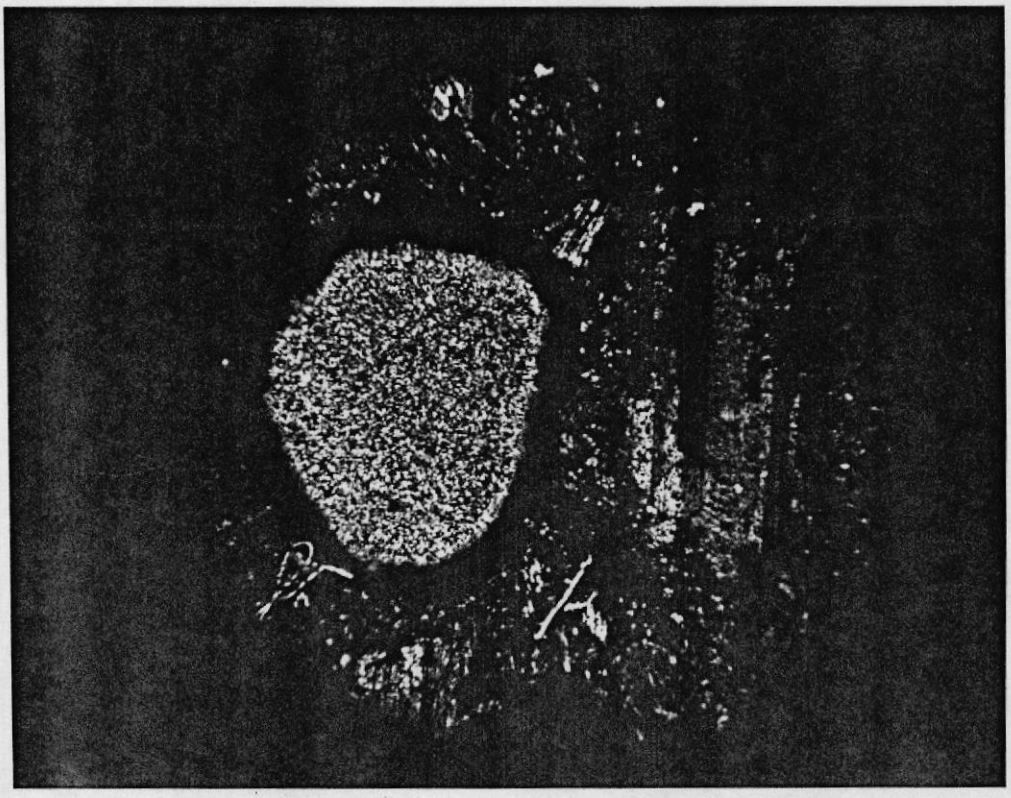


FOTO B10. AMIGDALA RELLENA CON CLORITA, Y FENOCRISTALES DE LABRADORITA CON ESTRUCTURA EN PANAL BORROSA. NX, X16

- MUESTRA PTB11

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca negra con textura afanítica, con vacuolas rellenas de zeolita y cuarzo.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca de textura traquítica con vesículas rellenas principalmente por zeolitas y en menor cantidad por calcita y cuarzo. Los piroxenos determinados son la pigeonita y la augita.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un basalto toleítico amigdaloide

- MUESTRA PTB12

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca negra con textura afanítica con fenocristales de plagioclasa y vidrio.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Roca con matriz difusa de plagioclasa debido a la gran cantidad de minerales opacos en la misma, además se encuentra vidrio, clorita y clinopiroxenos. Los fenocristales de plagioclasa son de labradorita y la mayoría de ellos tienen estructuras en panal.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un basalto toleítico.

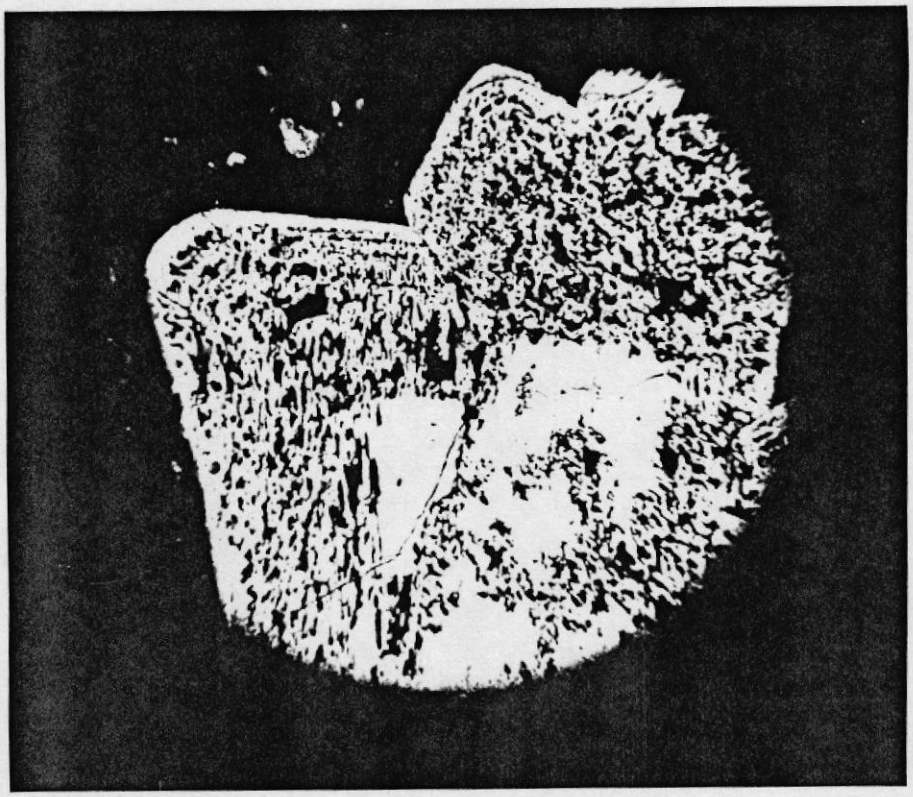


FOTO B12. FENOCRISTAL DE LABRADORITA EXHIBIENDO UNA CLARA ESTRUCTURA EN PANAL. N//, X16.

- MUESTRA PTB13

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca con textura afanítica de color café rojizo con vesículas rellenas de calcita y un mineral verdoso que puede ser clorita.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: La plagioclasa de la matriz está enmascarada por la abundante cantidad de minerales opacos los que a veces, sustituyen por completo a los fenocristales de plagioclasa, en la matriz también se observan clinopiroxenos. Las vacuolas están rellenas de calcita, clorita y combinaciones de éstas, es muy común un borde de penina con calcita al centro.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es un basalto muy oxidado.

- MUESTRA PTSM (Formación San Mateo)

DESCRIPCION MACROSCOPICA: Roca blanquecina de grano muy fino que se rompe con angulosidad.

DESCRIPCION MICROSCOPICA: Matriz predominantemente arcillosa con calcita y en menor cantidad sílice. Se presentan algunos fragmentos de plagioclasa y cuarzo, se observan abundantes radiolarios, muy pocos foraminíferos y espículas.

- Por las características macroscópicas y microscópicas, se concluye que la roca es una lutita con incipiente silicificación.

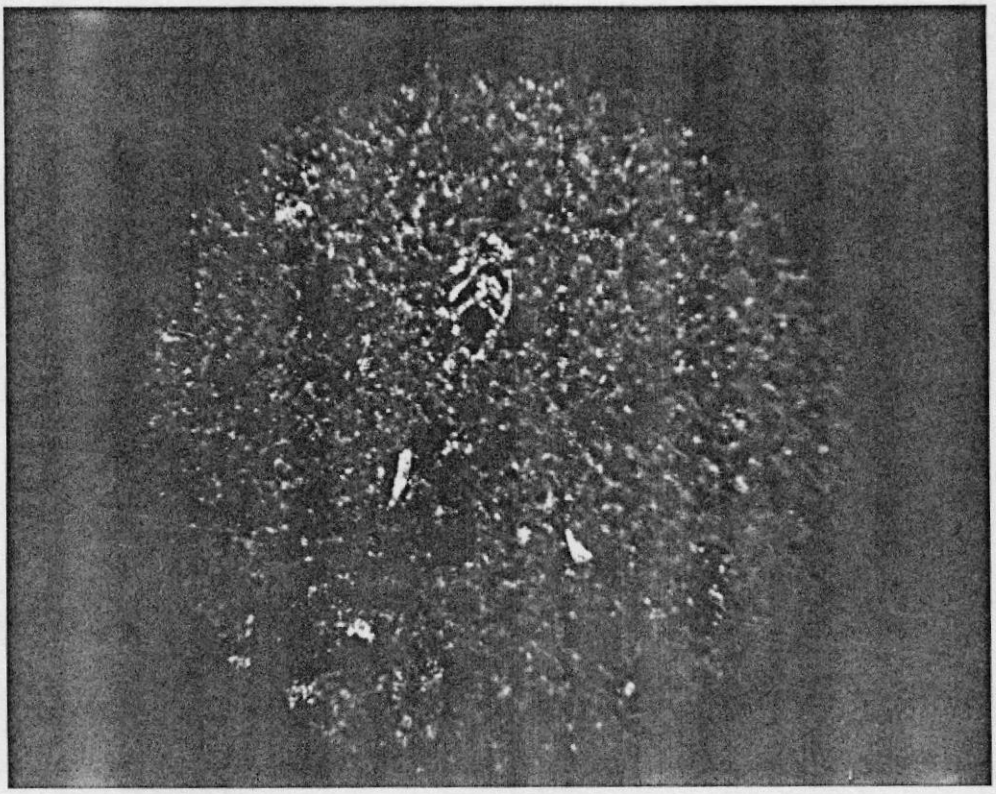


FOTO SM. LUTITA CON MATRIZ ARCILLOSA, CALCITA Y SILICE, EXHIBIENDO ESPICULAS, RADIOLARIOS Y UN FORAMINIFERO CALACAREO (POSIBLEMENTE BOLIVINA). NX, X16.

BIBLIOGRAFIA

1. **AUBOUIN J. ET AL.**, Tectónica, Tectonofísica, Morfología. (Barcelona: Ediciones Omega, S.A., 1980), pp. 221-227.

2. **BECKMANN J.**, Late Cretaceous smaller benthic foraminifers from sites 363 and 364 DSDP Leg 40, Southeast Atlantic Ocean. (Reprinted from Bolli, Ryan et al., 1978), pp. 759-781.

3. **BENITEZ S.**, "Estratigrafía de las Formaciones Cayo y Guayaquil en la Cordillera Chongón Colonche: Hacia una Redefinición", (5to. Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas, Petróleo y Ciencias afines), pp. 573-577.

4. **BERGSTRESSER T.**, "Radiolaria from the upper Cretaceous Pierre Shale, Colorado, Kansas, Wyoming. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1963, pp. 877-881.

5. **BOLLI M., SAUNDERS J., PERCH-NIELSEN K.**, Plancton Stratigraphy, (Cambridge: Press Syndicate of the University of Cambridge, 1985), pp. 582-585, pp.594-599, pp. 602-604, pp. 621-623, pp. 636-639, pp. 652-655, pp. 678-680, pp. 695-699, pp. 702.

6. **BRISTOW C.**, "The age of the Cayo Formation, Ecuador", Newsl. Stratigrafy, v.4, No. 3, pp. 169-173 (Berlin, 1976).

7. **BRISTOW C.; HOFFSTETTER R.**, Lexique Stratigrafique International, vol. V, Amérique Latine, Fasc. 5 a 2, Ecuador, CNRS, Paris 1977, pp. 79-81, pp. 87-89, pp. 289-290.

8. **CORRALES I. ET AL.**, Estratigrafía, (Madrid: Editorial Rueda, 1977), pp. 136-143, pp. 169-188.

9. **CUSHMAN J.**, Upper Cretaceous forminifera of the Gulf Coastal of the United States and adjacent areas; U.S. Geological Survey. Prof. paper 206: 1-241, 1946; pp. 9-30, pp. 51-77, pp. 93-97, pp. 121-128, pp. 154-160.

10. **DANA E., FORD W.**, Tratado de Mineralogía, (8va. edición, México: C.E.C.S.A., 1981), pp. 728-733, pp. 742-745, pp. 696-714.

11. **DEER W., HOWIE R., ZUSSMAN J.**, Minerais Constituintes das Rochas, uma introducão (Lisboa: Fundacão Calouste Gulbenkian, 1981), pp. 86-87, pp. 117-131, pp. 146-147, pp. 256-265, pp. 279-294, pp. 414-422.

12. **GIROD M.**, Les Roches Volcaniques, Pétrologie et cadre Structural, (Paris: Doin Editeurs, 1978), pp. 136-149.

13. **HAYMON R., KASTNER M.**, "The formation of high temperature clay minerals from basalt alteration during hidrotherman discharge on the East Pacific Rise axis at 21° N."; Goechimica et Cosmochimica Acta vol. 50, pp. 1933-1939 (U.S.A.: Pergamo Journals Ltd., 1986).

14. **HEINRICH E.**, Identificación Microscópica de los Minerales (Bilbao: Urmo, S.A. de Ediciones Bilbao, 1970), pp. 251-262, pp. 341-348, pp. 367-377, pp. 394-403.

15. **HEINRICH E.**, Petrografía Microscópica, (2da. edición Barcelona: Ediciones Omega S.A., 1980), pp. 90-101, pp. 142-144.

16. **JIMENEZ N.**, Informe Micropaleontológico de siete muestras, Proyecto cuenca Progreso, Depto. de Geología,

Laboratorio de Bioestratigrafía CEPE-SRG, 1988; pp. 7.

17. **KERR P.**, Mineralogía Optica, (3ra. edición, Madrid: Ediciones Castilla S.A., 1965), pp. 204-207, pp. 230-255, pp. 284-293, pp. 296-306, pp. 388-394, pp. 412-418.

18. **KSIAZKIEWICZ M.**, " Life conditions in flysh basins", Ann. Soc. Geol. Pol. No. 31, pp. 1-26, 1961.

19. **LAJ C. ET AL.**, "Paleomagnetic rotations in the coastal areas of Ecuador and northern Peru", Memorias ORSTOM, 1989, PP. 1-22.

20. **LEBRAT M.**, Caracterisation Geochimique du Volcanisme anté-orogénique de l'occident Equatorien: Implications géodynamiques; Documents et travaux, Centre Geologique et Geophysique de Montpellier, No. 6, pp. 92-107.

21. **LEBRAT M. ET AL.**, "Geochemistry and tectonic setting of pre-collision cretaceous and paleogene volcanic rocks of Ecuador"; Geological Society of American Bulletin, v. 99, pp. 569-578, (October 1987), pp. 573-577.

22. **LOWE D.**, "Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents", Journal of Sedimentary Petrology, vol. 52, No. 1 (March, 1982), pp. 279-297.

23. **McGUGAN A.**, Upper Cretaceous (Campanian and Maestrichtian) foraminifera from the upper Lambert and Northumberland formations, Gulf Islands, British Columbia, Canada, Micropaleontology, vol. 28, No. 4, pp. 399-430, pls. 1-12, 1982.

24. **MEGARD F. ET AL.**, L' occident Equatorien: Un terrain océanique pacifique accolé au continent sud-americain. Boletin del Instituto Francés de Estudios Andinos, XVI, No. 1-2, pp. 39-54, 1987; pp. 47-52.

25. **MIDDLETON G., HAMPTON M.**, "Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows"; (American Asociation of Petroleum Geologists, U.S.A., 1982), pp. 197-216.

26. **MILLER K. ET AL.**, "Late Creataceous to early Tertiary agglutinated benthic foraminifera in the Labrador Sea"; Micropaleontology, vol. 28, No. 1, pp. 1-30, pls. 1-3, 1982; pp. 18-30.

27. **MINNIS M.**, "An automatic point-counting method for mineralogical assessment"; The American Asociation of Petroleum Geologists Bulletin v. 68, No. 6 (June, 1984), pp. 744-752.

28. **MOORE T.**, Cenozoic Radiolaria Zonation, reprinted from initial reports of the deep sea drilling project; vol. VIII (November, 1971); pp. 751-775.

29. **MORGIEL J., OLSZAWSKA B.**, "Biostratigraphy of the polish external Carpathians based on agglutinated foraminifera. Micropaleontology, vol. 27, No. 1, pp. 1-30, pls. 1-10, 1981.

30. **NAVARRETE E.**, "Estudio estratigráfico de la Formación San Mateo en el corte Puerto López-Salango". (Tesis, Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, ESPOL, 1985), pp. VI-VII.

31. **NILSEN N., NELSON H.**, "Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. Lectures notes for short course No. 14 sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineral Geologists"; 1984, pp. 170-300.

32. **PESSAGNO E. Jr.**, "Upper cretaceous radiolaria from Puerto Rico", Micropaleontology, vol. 9, No. 2, pp. 197-214, pls. 1-7, (April, 1963), pp. 199-213.

33. **POMEROL CH.**, "Les variations du niveau marin", Giéochronique No. 9, 1984; pp. 18-20.

34. **POSTUMA J.**, Manual of planktonic foraminifera, (New York, Elsevier Publishing Company, 1971).

35. **RAHARIJAONA L.**, "Pétrographie des roches volcaniques anté-orogéniques des andes Ecuatoriennes, contribution a l'etude de leurs parageneses métamorphiques", (Thése de Docteur de Specialité, 3'eme cycle en géologie, Université Louis Pasteur, 1980), pp. 152-154.

36. **RIEDEL W., SANFILIPPO A.**, Cainozoic radiolaria, (Scripps Institution of Oceanography, University of California, 1973), pp. 864-865, pp. 893-894.

37. **ROUBAULT M.**, Determination dés Minéraux des Roches au microscope polarisant, (Paris: Doin Editeurs, 1978); pp. 106-11, pp. 161-165, pp. 234-241.

38. **SELLEY R.**, Medios sedimentarios antiguos, (Madrid, H. Blume Ediciones, 1976), pp. 154-156.

39. **SLITER W.**, Cretaceous benthic foraminifers from the western South Atlantic leg 39, Deep Sea Drilling Project (Reprinted from Supko, P.R., Perch-Nielsen, et al., 1977, Initial reports of the D.S.D.P., volume XXXIX, Washington); pp. 657-679.

40. **WALKER R.**, Turbidites and turbidity currents: introduction, facies, sequences and models, [Text (only) Copyright, Roger G. Walker, 1989], pp. 1-163.

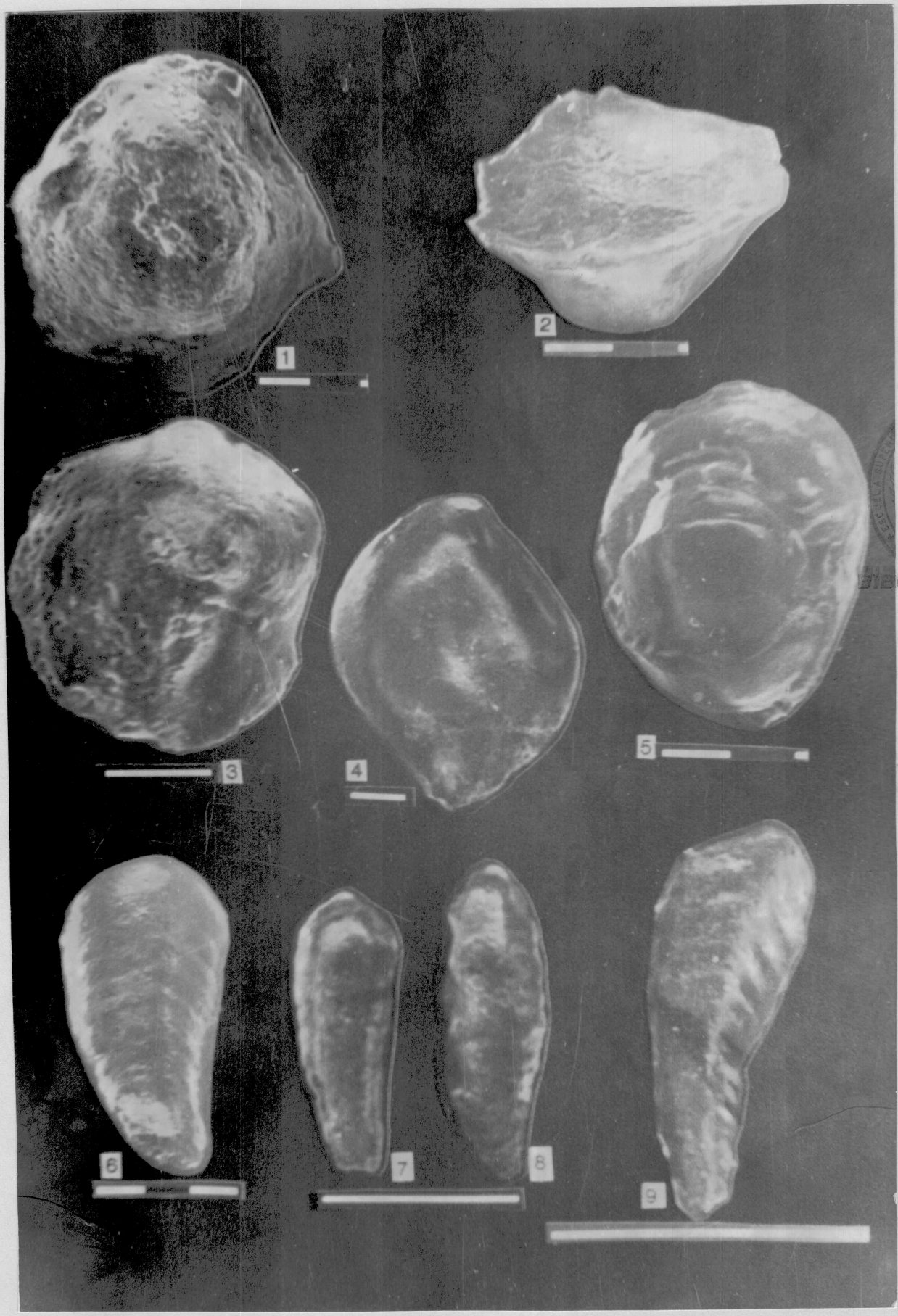
41. **WALKER R.**, "Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for exploration for stratigraphic traps", The American Asociation of Petroleum Geologists, v. 62, No. 6 (June, 1978), pp. 932-966.

42. **WILLIAMS H., TURNER J., GILBERT CH.**, Petrografía (4ta. edición, México: C.E.C.S.A., 1983), pp. 23-35, pp. 49-60, pp. 305-320.

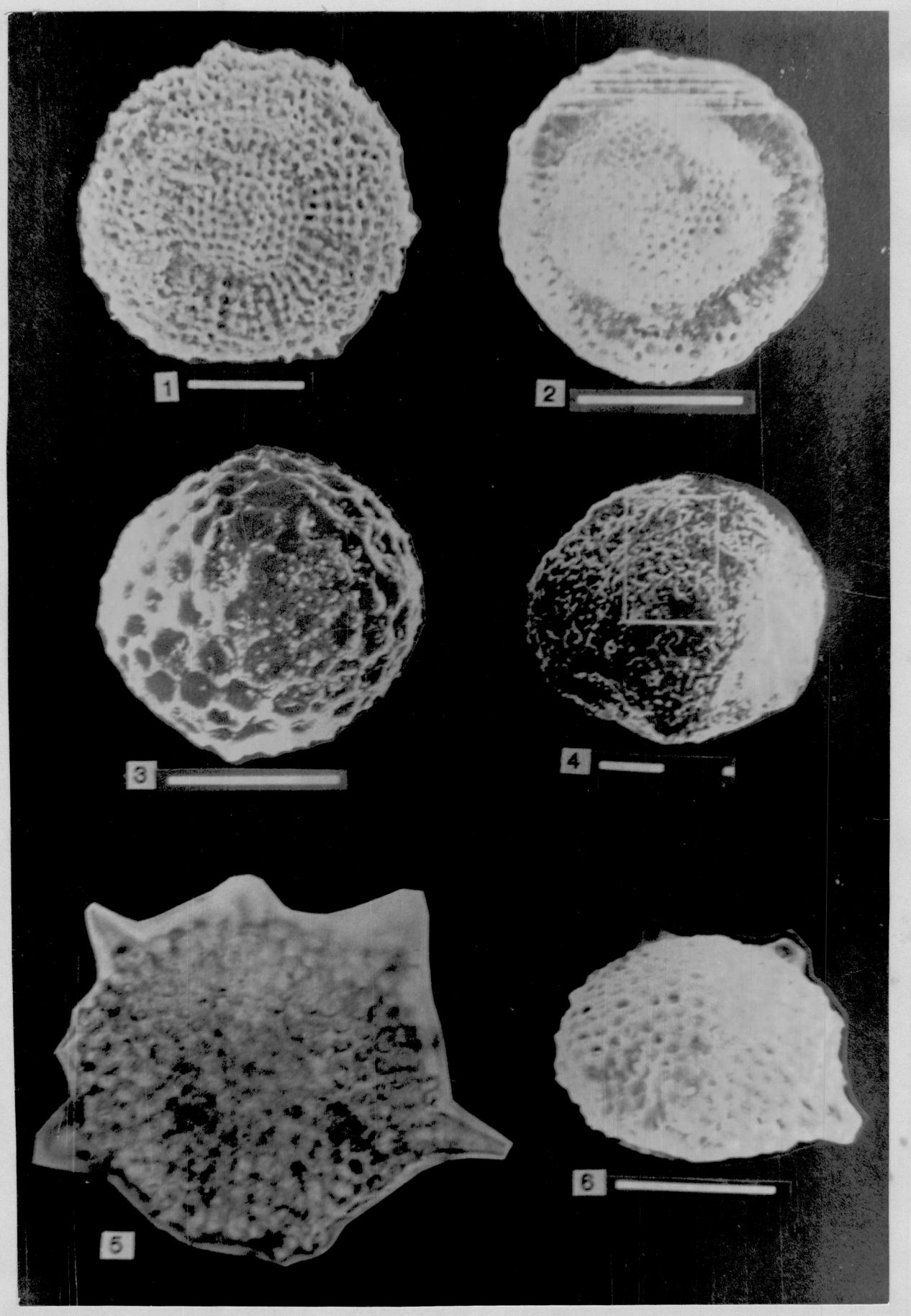
43. **WINKLER H.**, Petrogénesis de rocas metamórficas (Madrid: Blume Ediciones, 1978), pp. 69-85.

LAMINA 1

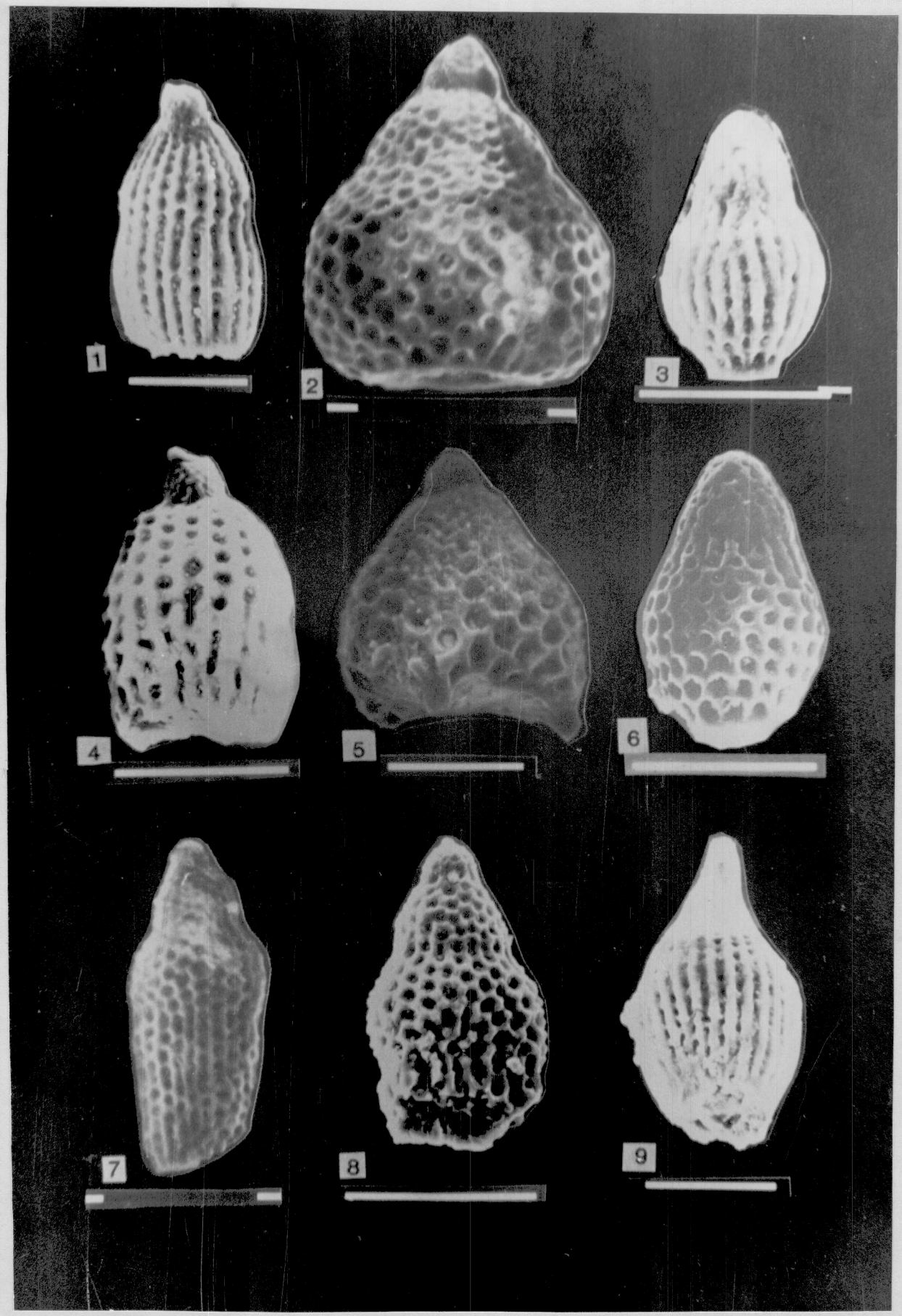
BIBLIOTECA



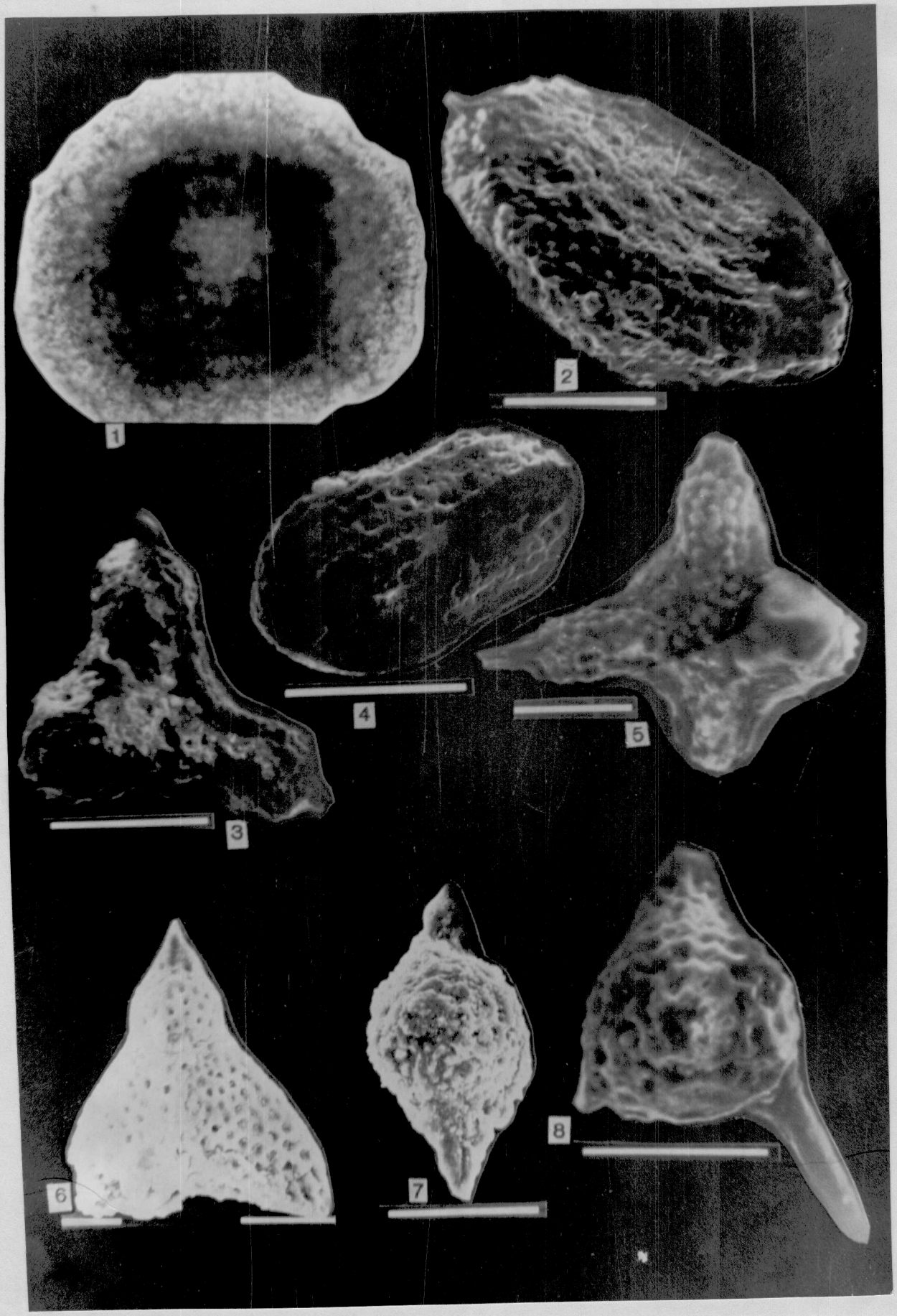
LAMINA 5



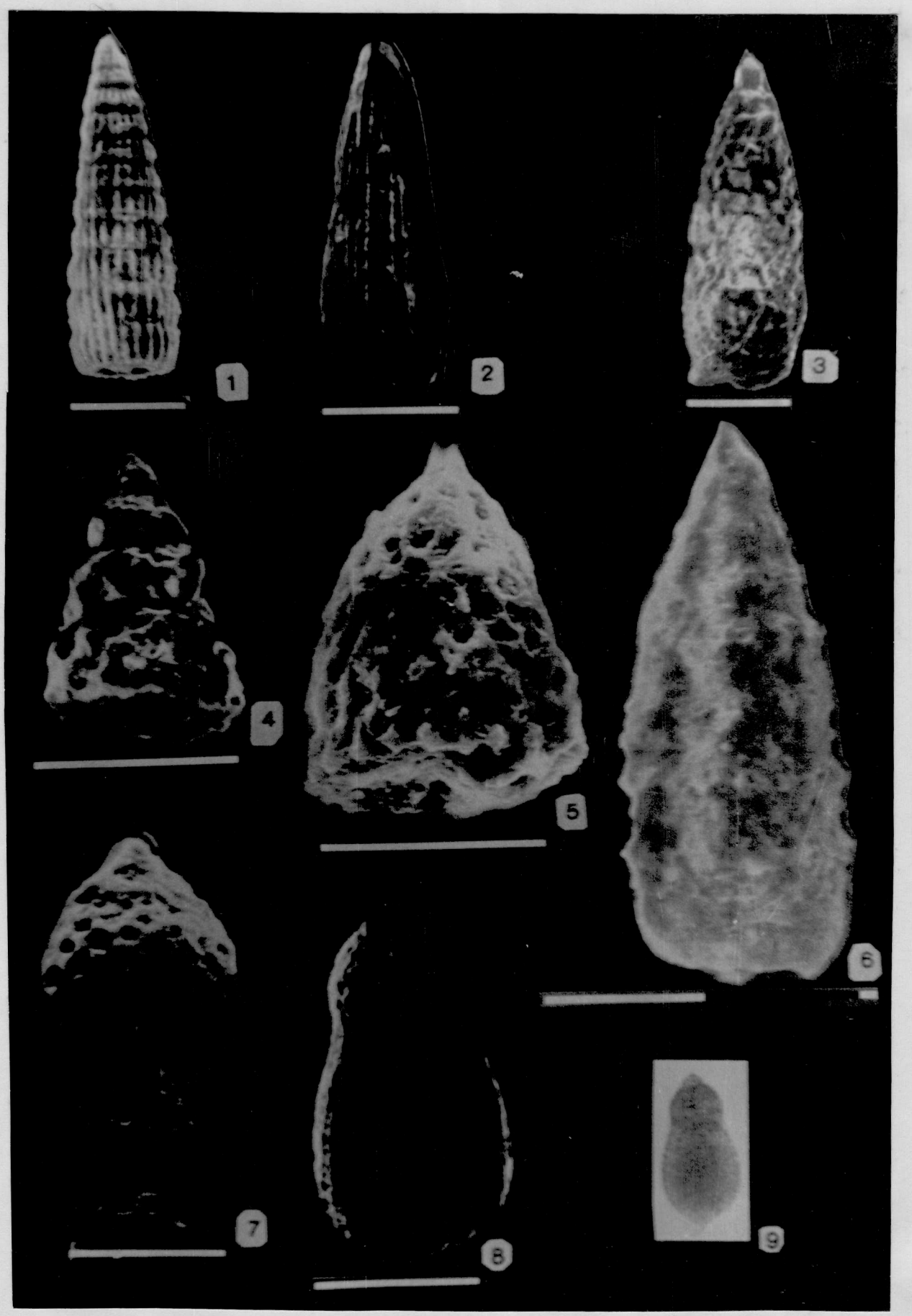
LAMINA 4



LAMINA 3



LAMINA 2

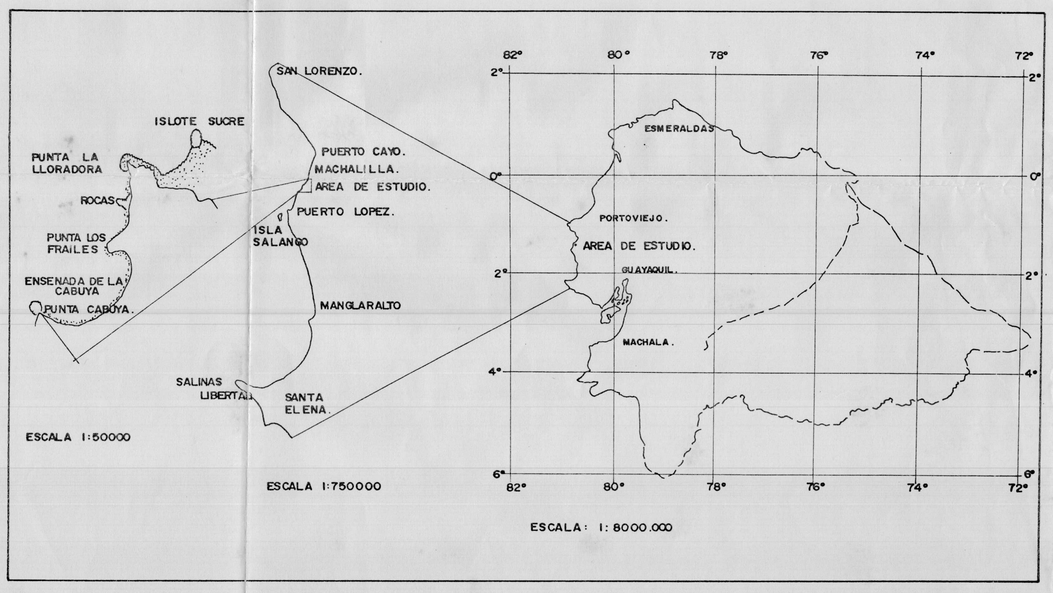


UBICACION



SIMBOLOGIA .

- MUESTRA MORFOLOGICA
- MUESTRA ESTRUCTURAS Y SEDIMENTOS
- MUESTRA MORFOLOGICA Y ESTRUCTURAS
- RUMBO Y BUZAMIENTO
- CONTACTO ENTRE LITOLOGIAS
- LITOLOGIA CON LAMINACION PARALELA
- LITOLOGIA CON LAMINACION CRUZADA
- ESTRATIFICACION CRUZADA
- FALLA DE EDAD INCIERTA
- FALLA NORMAL
- FALLA DE EDAD INCIERTA
- FALLA NORMAL
- FALLA DE EDAD INCIERTA
- FALLA NORMAL



MAPA DE UBICACION

PUNTA LA LLORADORA

PUNTA LOS FRAILES

ENSENADA DE LA CABUYA.

ROCAS.

PUNTA CABUYA.

SIMBOLOGIA.—

- MUESTRA PETROGRAFICA.
- MUESTRA MICROPALEONTOLOGICA.
- PUNTO DE REFERENCIA GEOGRAFICA.

LONGITUD OESTE 80° 46' 54"

LATITUD SUR 01° 28' 45"

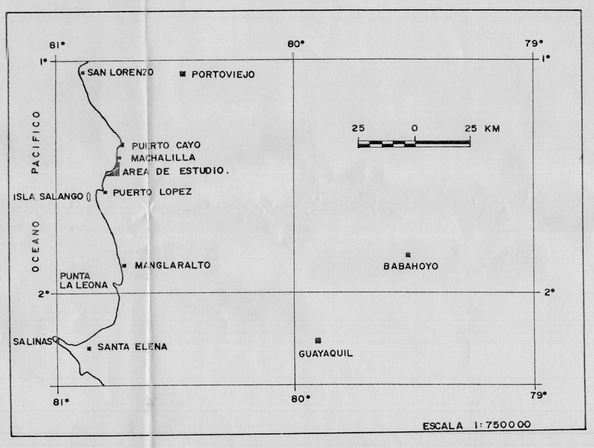
LONGITUD OESTE 80° 48' 03"

LATITUD SUR 01° 29' 34"

50 25 0 25 50 75 100m.

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL		
TESIS DE GRADO INGENIERIA EN GEOLOGIA		
FACULTAD EN CIENCIAS DE LA TIERRA.		
TRABAJO DE CAMPO Y OFICINA: JORGE EDUARDO ROMERO GRAMAJO.		
MAPA DE UBICACION DE MUESTRAS		
JORGE EDUARDO ROMERO GRAMAJO		
ESCALA 1:3750	FECHA: 27-02-90	DIBUJO: Silvia Muñoz I.

BIBLIOTECA



MAPA DE UBICACION

PUNTA LA LLORADORA

PUNTA LOS FRAILES

ENSENADA DE LA CABUYA

PUNTA CABUYA

ROCAS

CLASTOS IMBRICADOS.

TURBOGLIFOS.

LONGITUD OESTE 80° 46' 54"

LATITUD SUR 01° 28' 45"

LONGITUD OESTE 80° 48' 03"

LATITUD SUR 01° 29' 34"

50 25 0 25 50 75 100 m.

BIBLIOTECA

BIBLIOTECA

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL

TESIS DE GRADO
INGENIERIA EN GEOLOGIA

FACULTAD EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MAPA DE PALEOCORRIENTES

JORGE EDUARDO ROMERO GRAMAJO

ESCALA: 1:3750 | FECHA: 27-02-90 | DIBUJO: Silvia Muñoz I.